

TRABAJO DE FIN DE GRADO

Fracturación en materiales del Grupo Campodarbe

Sector suroccidental de la cuenca de Jaca
(Huesca)

Luis Santamaría Torres

Director: Luis Arlegui Crespo

INDICE

ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	
1.1 Contexto Geográfica	2
1.2 Planteamiento y objetivos	3
1.3 Metodología	4
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	
2.1 Estratigrafía	8
2.2 Estructura regional	11
2.3 Evolución tectónica regional	14
2.4 Geomorfología	15
3. DATOS OBTENIDOS	
3.1 Cartografía y macroestructuras	16
3.2 Mesoestructuras: discontinuidades	18
4. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN	25
5. CONCLUSIÓN	27
BIBLIOGRAFÍA	28
ANEXO	30

Abstract

The western part of the molassic basin located in the southern sector of the Jaca basin is filled by the continental sediments of Gr Campodarbe. The sedimentation of these fluvial and alluvial materials took place when the Jaca basin raised from marine to continental conditions as a result of thrust activity. This area is affected by different compression stages, generating a series of structures such as folds, thrusts, faults and joints. A further analysis of this area allows us to see how and when the different phases occurred. These folding and fracturing occurred as a result of different stress fields which can be related to regional tectonics occurring in the Iberian plate during the Alpine cycle.

Key words: Molasic basin, Campodarbe Group, inverse faults, joint, stress.

1. Introducción

1.1 Contexto Geográfico

Este trabajo abarca un área localizada al W de la Provincia de Huesca, incluido dentro de las comarcas de la Hoya de Huesca al S y la Jacetánia al N, entre los términos municipales de Villalangua y Bailo. Se sitúa a unos 60 km al NW de la ciudad de Huesca y a 30Km al Sur de la ciudad de Jaca, la zona de trabajo se encuentra comunicada por la carretera A-132, que la atraviesa de norte a sur. El límite sur lo traza la Sierra de Santo Domingo, situada en el extremo occidental de las Sierras Exteriores, la franja más meridional de los Pirineos. En cambio la parte norte, se encuentra delimitada por la Sierra de San Juan de la Peña, ubicada dentro de la Cuenca de Jaca (Fig. 1).

El clima en esta zona es de tipo Mediterráneo con influencia Atlántica, que da lugar a una variada vegetación. Las precipitaciones alcanzan los 900mm anuales y la temperatura media ronda los 11-12°C.

La hoja MAGNA de Agüero (209) y el mapa topográfico nacional 1:25000 de Ena (209-1) cubren la totalidad de la zona.

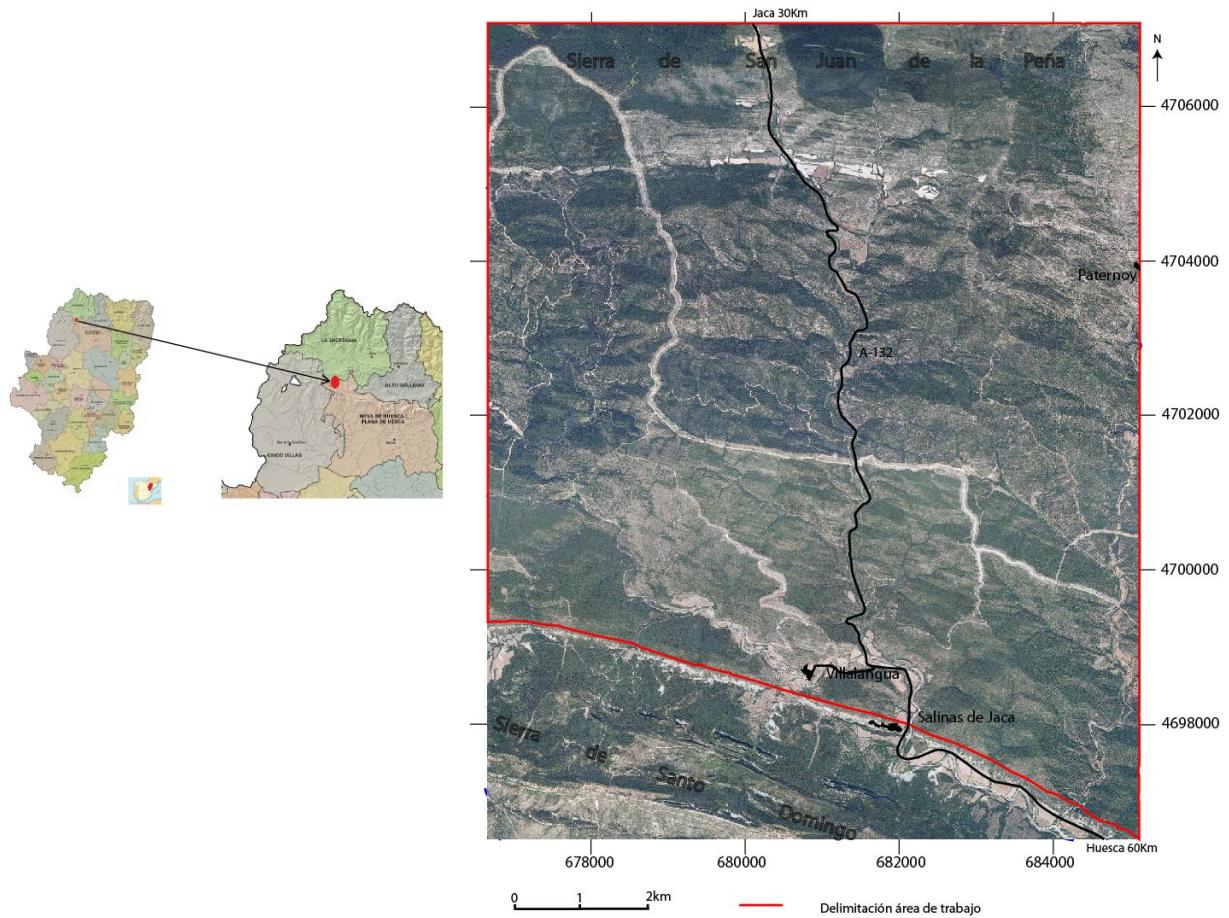


Fig. 1. Imagen izquierda: Situación comarcal de la zona a estudiar. Mapa modificado del portal Comarcalización de Aragón (Gobierno de Aragón). Imagen derecha: Delimitación de la zona de campo en la ortofoto que cubre el sector, obtenida a partir de los mosaicos de ortofotos del PNOA (Plan Nacional de Ortofotografía Aérea) más actualizados. El formato es ECW, sistema geodésico de referencia ETRS89, proyección UTM (30T).

1.2 Planteamiento y Objetivos

Este proyecto corresponde a la asignatura de Trabajo de fin de Grado (TFG) de 9.5 ECTS del último curso del Grado de Geología, asignatura final para obtener el título.

El trabajo, tutorado por el Dr. Arlegui, consiste en el estudio del plegamiento y fracturación de los materiales continentales del Grupo Campodarbe, situados en el sector meridional de la Cuenca de Jaca. Ha sido desarrollado a partir de bibliografía existente de este sector, trabajo de campo y aplicando los conocimientos adquiridos a lo largo del grado, principalmente sobre geología estructural, cartografía, tectónica y estratigrafía.

Para el desarrollo del trabajo se han planteado los siguientes objetivos:

- Revisión y corrección de la cartografía y estratigrafía ya existente mediante el trabajo de campo y el posterior análisis de gabinete de los datos recogidos en el campo.
- Observación y toma de datos del plegamiento y fracturación de los materiales sedimentarios continentales (Grupo Campodarbe).
- Elaboración final de un modelo geológico de los distintos estados de esfuerzos sucedidos en este sector que justifique los pliegues y fracturas observadas.

1.3 Metodología

Una primera fase del trabajo consistió en una revisión de la bibliografía existente de la zona para familiarizarnos con la estratigrafía, cartografía y tectónica.

Posteriormente se procedió a verificar la estratigrafía y cartografía en el campo, recorriendo toda la zona y realizando aquellas correcciones que fueran necesarias. Esta primera toma de contacto con la zona de trabajo, permitió identificar afloramientos interesantes para el desarrollo de la parte estructural.

Los afloramientos seleccionados o estaciones, fueron estudiados en detalle mediante la toma de datos de las distintas discontinuidades, la observación de la estratificación (orientación, presencia de estructuras relacionadas, etc.) y la medición de las propiedades resistentes de la roca mediante el martillo de Schmidt.

A partir de los datos recogidos se realizó una cartografía más detallada del área de trabajo, empleando como plataforma georeferenciada un GIS elaborados con QGis v.2.4 en el que se superpusieron la ortoimagen, un DEM de la zona, el mapa geológico de la serie MAGNA de Agüero (nº 209) y el mapa topográfico 1:25000 del IGN, para luego trabajar la parte gráfica con el programa Adobe Illustrator CS5.1. Los datos obtenidos de las distintas estructuras fueron analizados en gabinete mediante el programa Stereonet 8.9.2.

En este trabajo, las estructuras estudiadas con mayor detalle son las diaclasas, por ello, a continuación se desarrolla una breve definición de las diaclasas y se indica el procedimiento que se han seguido para el estudio de estas discontinuidades.

-Definición e interés del estudio de las diaclasas:

La definición de diaclasa adoptada en este trabajo es la utilizada por Arlegui (1996): *“discontinuidades de las rocas producidas por la fracturación de estas, sin que se aprecie desplazamiento relativo entre ambos bloques, y que se presenten agrupadas en familias más o menos paralelas y de espaciado regular.”*

Las diaclasas tienden a agruparse en conjuntos homogéneos con una orientación común, un espaciado regular y una relación cronológica definida dentro del sistema correspondiente (Arlegui, 1996). Las diaclasas que son regulares, planas y pertenecen a una sola familia se definen como sistemáticas, por el contrario, aquellas que son irregulares y con frecuencia es difícil agruparlas en una familia se denominan asistemáticas. (Hancock, 1985; Ramsay y Hubber, 1987).

El estudio de las diaclasas resulta interesante por su aplicación como indicadores de campos de esfuerzos tectónicos, tanto antiguos como recientes.

-Muestreo

Para llevar a cabo el estudio de las diaclasas, se han tomado datos de su orientación en distintas estaciones, que representan los afloramientos donde mejor se observaban las diaclasas. El método utilizado para la toma de medidas fue el selectivo ‘intuitivo’ que consiste en medir aquellas discontinuidades que a golpe de vista nos parecen más importantes o representativas del patrón de diaclasado (Marshak y Mitra, 1988, pp.251), tomando un número variado de medidas dependiendo de las características del afloramiento.

-Espaciados

Según Rives et al.(1992), el espaciado entre las diaclasas de una misma familia puede ser considerado como un indicador de su grado de desarrollo, siendo mayor éste último cuanto menor sea el espaciado.

Bajo un determinado esfuerzo externo, van apareciendo progresivamente diaclasas en aquellos puntos donde se supera la resistencia de tracción. Cada nueva diaclasa podrá generarse en cualquier punto salvo en las zonas de sombra (área producida en las inmediaciones de una diaclasa donde los esfuerzo de tracción que la han generado se relajan). Debido a esto, en estadios tempranos la dispersión de los espaciados será grande, pero conforme la familia se desarrolla, la dispersión disminuye hasta que todas las diaclasas se sitúan a distancias constantes, iguales a la anchura de las zonas de sombra, alcanzando en este caso el estado de saturación.

En cada estación, se tomaron medidas de los espaciados de las discontinuidades principales y de la potencia de la capa para luego, en el análisis de gabinete, calcular el cociente entre la moda y la media de la distribución de espaciados: valores cercanos a 0 indican bajo desarrollo y los cercanos a 1 reflejan alto desarrollo (Rives et al., 1992).

-Estilos arquitectónicos y criterios cronológicos

Según la orientación y forma en que las distintas familias de diaclasas intersectan, se les designan distintos nombres, en función de su parecido con diversas letras y símbolos (Hancock, 1985): I, H, K, +, T, Y, V, y, X, A. (Fig. 2)

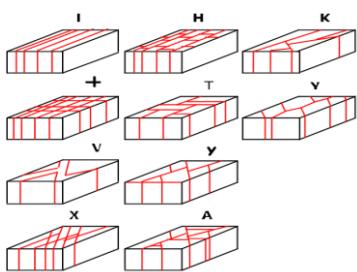


Fig. 2. Estilos arquitectónicos, según Hancock 1985).

La cronología entre las distintas familias de diaclasas se puede deducir a partir de una serie de criterios (Hancock, 1985; Price y Cosgrove, 1990; Ramsay y Hubbert, 1987):

-Relaciones de corte: las diaclasas poseen la característica de que aquella diaclasa que se termina contra otra es anterior, al contrario que el resto de discontinuidades como las fallas. Éste es uno de los criterios más utilizados y fiables en el análisis cronológico de las diaclasas.

-Ganchos y bifurcaciones: cuando la diaclasa que se interrumpe dibuja un gancho (desviación de la diaclasa) o presenta una bifurcación o ramificación antes de unirse a la otra, refuerza el criterio anterior, indicando posterioridad, esto es debido a la perturbación de los esfuerzos que genera la diaclasa anterior.

-Longitud de las diferentes familias: debido a la relación de corte entre las distintas familias de diaclasas (aquellas más recientes se encuentran cortadas por las anteriores), las diaclasas más antiguas tendrán una mayor longitud.

-Dispersión en la dirección de las familias: cuando coexisten dos familias y una muestra una mayor dispersión en la orientación de las diaclasas que la otra, indica que la familia más dispersa es posterior.

-Reactivación de diaclasas por la actuación de fallas: si una falla actúa en un macizo rocoso previamente diaclasado, es frecuente que se modifique la orientación de la falla, transmitiéndose a favor de la diaclasa. Esto genera estructuras que indican movimiento (escalones de recristalización y disolución, fracturas de Riedel...) en la diaclasa.

-Relación con el elipsoide de esfuerzos

Uno de los objetivos del trabajo es relacionar la fracturación con los esfuerzos que se han producido en esta zona. Las diaclasas que muestran patrones sistemáticos de orientación a escala regional tienden a interpretarse como producto de campos de esfuerzo tectónico, ya sea por esfuerzos tensionales o de cizalla.

De acuerdo con los criterios de rotura de Mohr-Coulomb y Griffth las diaclasas pueden corresponder a tres tipos según su relación con el elipsoide de esfuerzos (Fig.3)

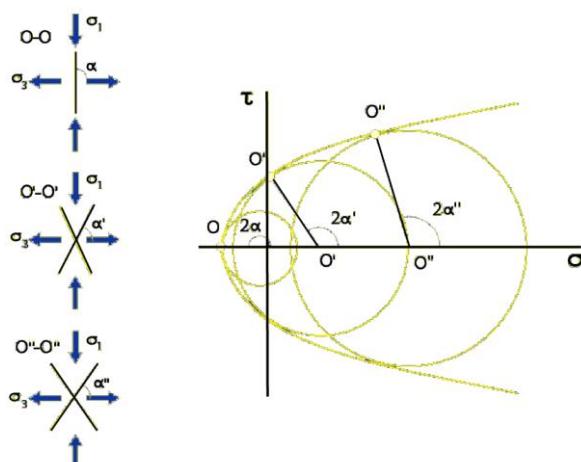


Fig. 3. Tipos de diaclasa según su relación con el elipsoide de esfuerzos. Muehlberger (1961).

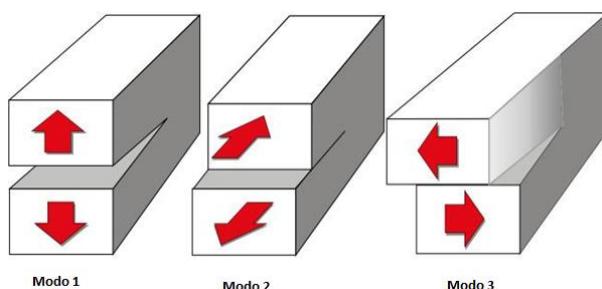


Fig. 4. Modelos de fracturación según Lawn y Wilshaw (1975)

Existe otra clasificación que se basa en el origen mecánico y el modo de propagación (Lawn y Wilshaw, 1975), donde se diferencian tres modos de fracturación (Fig.4): modo 1, la apertura se produce por tracción perpendicular al plano de la discontinuidad y a la dirección de propagación (fractura tensional pura); modo 2, movimiento paralelo al plano y a la dirección de propagación (cizalla común); modo 3, movimiento paralelo al plano y perpendicular a la dirección de propagación.

La mayoría de las diaclasas se interpretan como tensionales puras, cuyo análisis es equivalente a la de las juntas de extensión, con planos perpendiculares a σ_3 .

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Estratigrafía

En este apartado se describen las unidades aflorantes en la zona de trabajo, incluyendo también la serie estratigráfica de la sierra de Santo Domingo (parte sur del área de trabajo), ya que su evolución tectónica está relacionada con la zona de estudio (Fig. 5)

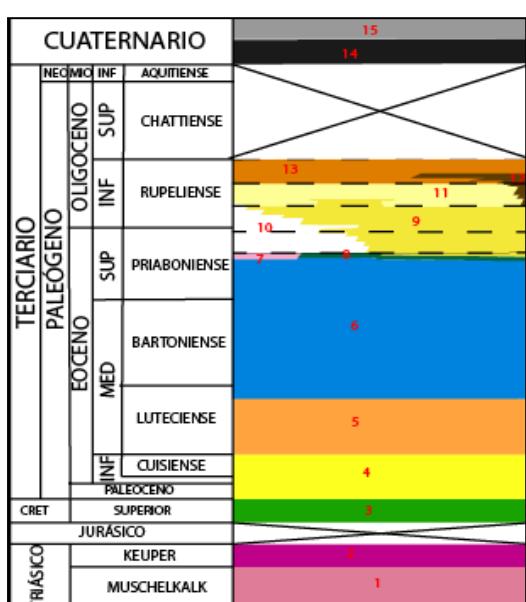


Fig. 5. Columna estratigráfica de los materiales que aparecen en la cartografía realizada (A.1)

El paso a las rocas de edad Terciaria está marcado por un nivel de arcillas rojas y areniscas, conformado por las **facies Garumn (4)** de ambientes aluviales y fluviales. La presencia de tramos arcillosos favorece el desarrollo de superficies de despegue de cabalgamientos (Montes, 2009)

El Eoceno en este sector está representado por las **calizas de Guara (5)**, relacionadas con un ambiente marino de plataforma somera, las **margas de Arguis (6 y 7)**, intercaladas a techo con niveles arenosos se intercalan niveles arenosos junto con calizas bioclásticas y arrecifales (por lo que se relaciona con una plataforma marina asociada a medio deltaico) y finalmente por las areniscas de **Yeste-Arres (8)**, que representan la transición de facies marinas a facies continentales (García et al. ,2009).

Las arenas y conglomerados continentales del **Grupo Campodarbe (9, 10, 11, 12 y 13)** abarcan una edad desde el Eoceno superior-Oligoceno inferior (Montes, 2009). Este grupo representa los materiales que cubren toda la zona de trabajo, por lo que se describen con mayor detalle.

Las rocas más antiguas observables corresponden a facies de arcillas, margas, yesos y calizas micríticas continentales y marinas someras de edad Triásica, diferenciándose las facies **Muschelkalk (1)** y **Keuper(2)** según Montes (2009). Los niveles incompetentes pueden actuar como nivel de despegue (Millán, 2006).

Por encima de éstas se reconocen las facies representadas por las calizas del **Cretácico superior (3)**. La base de la unidad corresponde con una superficie erosiva, debido al hiato que existe desde el Jurásico hasta el Cretácico inferior y medio.

Se caracteriza por presentar una alternancia de capas de areniscas y/o conglomerados junto con lutitas y algún nivel de caliza. Las areniscas presentan morfología canaliforme en secuencias granocrecientes (de fino a medio), donde se observan estructuras estratificación cruzada ripples de corriente hacia techo. Los conglomerados dan secuencias granodecrescentes y las lutitas suelen estar bioturbadas por raíces y presentan intercalaciones de areniscas con laminación paralela.

Se trata del relleno más moderno de la Cuenca de Jaca (Puigdefábregas, 1975) y presenta un engrosamiento tanto hacia el N como hacia el W, alcanzando en el sector occidental de las Sierras Exteriores los 4700m de espesor (Millan, 2006).

-Unidad 9. Aflora en el flanco sur del sinclinal de Longas y en el núcleo del anticlinal de Botaya, (ver Anexo). Se caracteriza por una alternancia de areniscas y lutitas rojas. Las estructuras de paleocorriente indican una dirección hacia el NW-W (Montes, 2009)

Se interpretan como depósitos fluviales meandriformes de cauces estables con una llanura de inundación bien desarrollada, con cuya edad abarca desde el Priaboniense medio hasta Rupeliense (Montes, 2009).

-Unidad 10. Se relaciona lateralmente con la unidad 9 y la base de la 11, aflorando en las zonas más occidentales. Litológicamente presenta una alternancia de lutitas rojas con niveles tabulares de areniscas y esporádicamente algún nivel de calizas. Siendo los tramos lutíticos más abundantes.

Está interpretada como un depósito de llanura aluvial distal y corresponde a las facies distales del sistema fluvial que representa la unidad 9 (García et al. ,2009). La edad de estos materiales se sitúa entre el Priaboniense superior –Rupeliense (Montes, 2009).

-Unidad 11. Se localiza a ambos flancos del sinclinal de Longas y en el núcleo del anticlinal de Paternoy. Presenta una litología alterante entre lutitas pardo-amarillentas y areniscas rojas. Las direcciones de las paleocorrientes son NW-W y en algún caso SW (García et al. ,2009).

Esta unidad se interpreta como depósitos de sistema fluvial meandriforme, diferenciándose de la unidad 9 en que los canales se encuentran más encajados en la llanura de inundación lutítica, que es a su vez más potente. Se data desde el Priaboniense superior hasta el Rupeliense (Montes, 2009).

-Unidad 12. Aflora únicamente en el sinclinal de Longas (ver Anexo). Consiste en una alternancia de capas de conglomerados, areniscas y lutitas pardas-rojizas. Las direcciones de las paleocorrientes son NW-W y en algún caso SW (García et al. ,2009).

La parte superior de esta unidad se relaciona lateralmente con las facies lutíticas de la unidad 13, aflorando como canales de conglomerados dentro de dicha unidad. Aunque no se observe en nuestro sector, la parte inferior se relaciona lateralmente con la unidad 11 hacia el Este (Montes, 2009).

Se corresponden con sistemas fluviales trenzados, próximos a abanicos aluviales (García et al. ,2009). Los canales comentados representan el máximo de progradación de los abanicos aluviales de San Juan de la Peña, localizados al Este de nuestro sector. La unidad se data en el Rupeliense (Montes, 2009).

-Unidad 13. Aflora en el núcleo del sinclinal de Longas. Está compuesta por lutitas pardamarillentas junto con niveles de areniscas. Los tramos lutíticos son muy abundantes y las paleocorrientes marcan una dirección SSW (García et al. ,2009).

Se interpretan como sistemas fluviales meandriformes distales, semejantes a la unidad 11, aunque aquí la llanura de inundación estaría más desarrollada, con un mayor encajamiento de los canales (Montes 2009). La edad de estos materiales se sitúa en el Rupeliense superior (Montes, 2009).

Entre el Oligoceno superior y Mioceno, se produce la sedimentación de conglomerados areniscas y arcillas del **Grupo Uncastillo**. Estos materiales no aparecen en la cartografía ya que se sitúan al Sur de las Sierras exteriores, marcando el fin de la configuración de la cadena pirenaica. Se relacionan con la erosión de los materiales principalmente de las Sierras exteriores y la cuenca de Jaca por grandes sistemas fluviales (Millán, 2006).

Finalmente, se localizan los materiales sedimentarios actuales, **Cuaternario (14 y 15)**, escasos en la zona de trabajo. Están constituidos por gravas, arenas y lutitas agrupadas según su origen en dos unidades: los glacis situados al pie de los relieves más destacados (14) y las terrazas bajas y fondos de valle de la red de drenaje (15).

2.2 Estructura regional

El sector de trabajo se localiza dentro de la Cuenca de Jaca, que se halla enmarcada dentro de la Cordillera Pirenaica, por lo que su desarrollo está ligado con la evolución de este orógeno.

La Cordillera Pirenaica constituye una cadena montañosa lineal de orientación WNW-ESE, formada entre el Cretácico superior y el Mioceno como resultado de la colisión continental y subducción parcial de la placa Ibérica bajo la Euroasiática durante el ciclo Alpino. Se encuentra limitada al Norte por la Cuenca de Aquitania, al Sur por la Cuenca del Ebro (ambas cuencas de antepais).

Su estructura consiste en un conjunto de pliegues y cabalgamientos que involucran el basamento hercínico, una serie mesozoica preorogénica y una serie de sedimentos sintectónicos desde el Cretácico terminal hasta el Terciario (Millán, 2006).

Tradicionalmente se ha dividido el orógeno pirenaico en los dominios Norpirenaico (estructuras vergentes hacia el N) y Surpirenaico (estructuras vergentes hacia el S). Se encuentran separados por la falla Norpirenaica en el sector oriental y por el cabalgamiento de Lakora (equivalente al cabalgamiento de Eaux-Chaudes) con traslación hacia el Sur en el sector occidental (Teixell, 1990).

El Pirineo en el sector aragonés (zona surpirenaica central) se puede dividir en distintas zonas de Norte a Sur: Zona Axial, Sierras Interiores, Cuenca de Jaca y Sierras Exteriores. Todo él queda incluido en el denominado manto de Gavarnie, que está constituido por un conjunto de materiales aloctonos, transportados desde el Norte por el sistema de cabalgamientos imbricados vergentes hacia el Sur (Fig.6).

Aparecen tres sistemas de cabalgamientos de basamento: el de **Lakora** (situado en la zona más septentrional, **Gavarnie** (asociado a la elevación de la Zona Axial) y **Guarga** (asociado a la emergencia de las Sierras Exteriores). A cada uno de estos cabalgamientos de basamento se les asocia otros de cobertura (Sanchez, 2012), de forma que en el de Lakora se encuentra el sistema de cobertura de Larra, en el de Gavarnie se encuentran los de Oturia, Jaca y en el de Guarga el cabalgamientos de Paternoy y los que aparecen en las Sierras Exteriores.

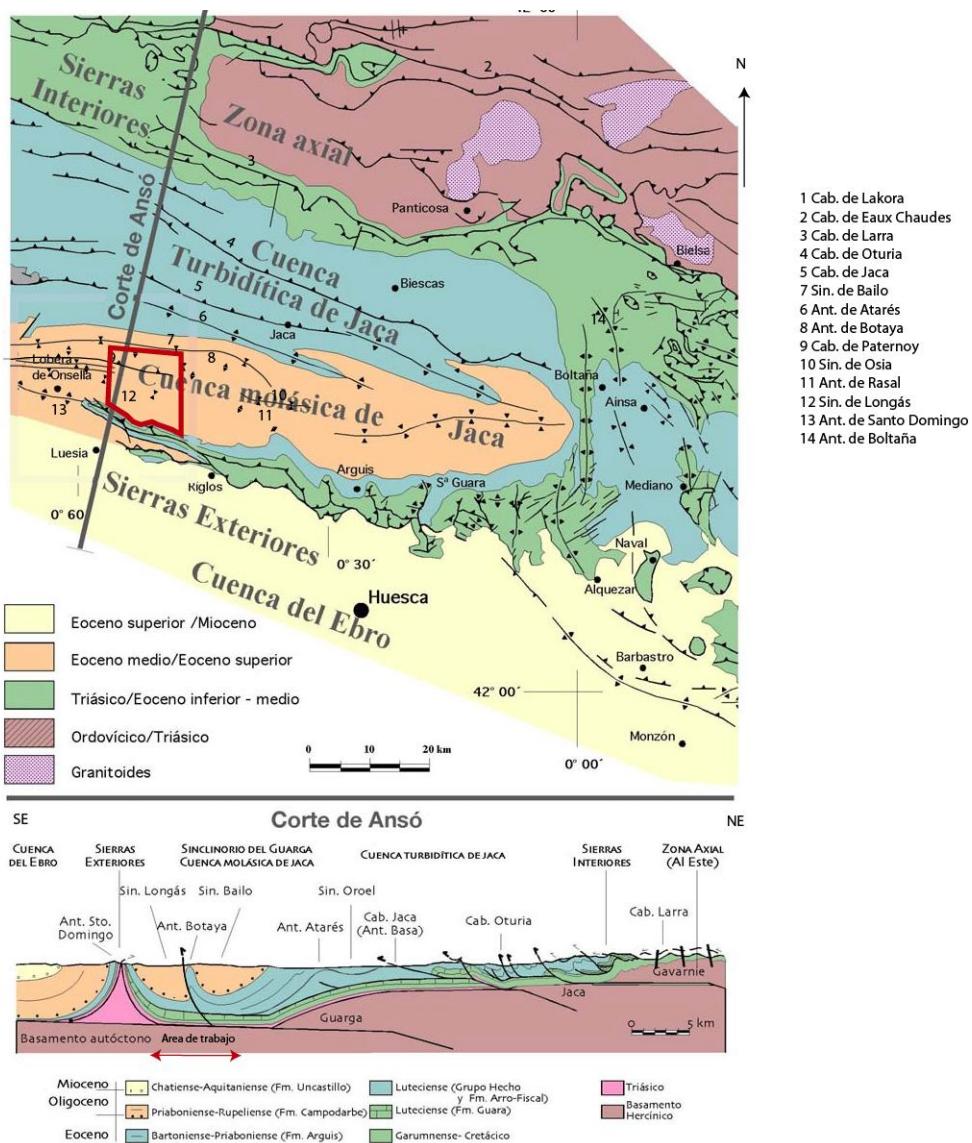


Fig 6. Principales estructuras sector Occidental de la zona Surpirenaica y corte transversal de Ansó. Recuadro rojo delimitación área de trabajo. Modificado de Sánchez (2012).

Cronológicamente se sitúa primero el cabalgamiento de Lakora, Cretácico Superior – Eoceno Medio, seguido por el de Gavarnie Eoceno inferior – Eoceno Superior y finalmente el del Guarga, Eoceno superior–Mioceno (Priaboniano-Estampiense). (Millán, 2009. y Sánchez, 2012)

La **Cuenca de Jaca** tiene una dirección E-W. Está limitada al Norte por las Sierras Interiores y al Sur por las Sierras Exteriores. Se divide en función del tipo de depósitos, que son marinos al Norte (cuenca turbídica) y continentales al Sur (cuenca molásica) (Puigdefabregas y Souquet, 1986) (Fig.7).

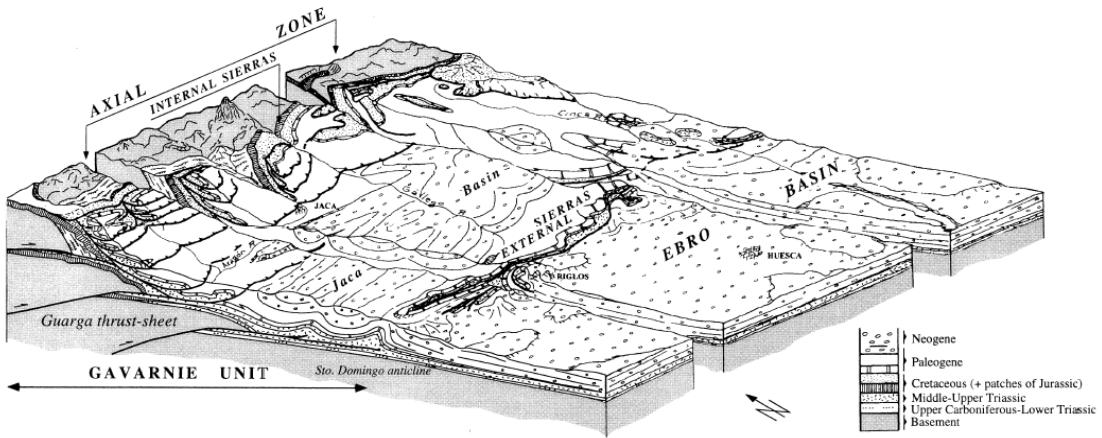


Fig. 7. Esquema del Pirineo aragonés, donde se muestran las distintas estructuras y cabalgamientos de basamento a los que se asocian otros de cobertura. Modificado Millán et al, 2000.

La cuenca turbidítica se encuentra representada por los materiales del Grupo Echo del Eocene inferior y medio, éstos provenían de áreas fuente al Este (cuenca de Tremp-Graus) y Norte de la cuenca, que actuaba como una cuenca de antepaís (Montes, 2009). Aquí se localizan los cabalgamientos de Oturia y Jaca, que serían la continuación del cabalgamiento de Gavarnie pero sólo afectando a la cobertura, al contrario de éste último que afecta también al zócalo.

A partir del Priaboniense superior (Eocene superior) se produce una aceleración de la actividad tectónica en el frente pirenaico, que provoca el levantamiento generalizado en la cuenca, con su consiguiente desecación y paso a un ambiente continental (Montes, 2009). También como consecuencia se forman los cabalgamientos de cobertura de Oturia y Jaca así como una incipiente actividad en el anticlinal de Santo Domingo y posteriormente del anticlinal de Botaya, ambos asociados a un despegue desde los materiales Tríasicos (Montes, 2009). El cabalgamiento de Paternoy se origina durante el apogeo de la actividad tectónica en el Rupeliense (Oligoceno inferior) según Montes (2009).

La cuenca molásica está formada a partir de un escalón estructural debido a la influencia del cabalgamiento de basamento del Guarga (Montes, 2009). Dominan los materiales fluviales del Grupo Campodarbe de edad Eocene Medio-Oligoceno Inferior provenientes del E, SE y N, que conforman el denominado Sinclinal del Guarga. (Millán, 2006 y Montes, 2009). Esta estructura tiene una orientación WNW-ESE y su límite septentrional lo marca el anticlinal de Santo Domingo.

Desde el inicio de la sedimentación molásica toda la cuenca se está desplazando hacia el Sur a partir del cabalgamiento de Guarga, actuando como una cuenca de piggy back (Montes, 2009) que culminará con su elevación definitiva sobre los materiales de la cuenca del Ebro. La culminación de la elevación se produce durante el Oligoceno superior, provocando el cese de aporte sedimentario en la cuenca molásica, que pasa a condiciones erosivas, y el reapretamiento de las estructuras (Montes, 2009).

2.3 Evolución tectónica regional

La cordillera pirenaica surgió de los fondos marinos existentes entre las masas continentales de Iberia y Eurasia en la era Mesozoica, elevando hasta más de 3000m las rocas que en ellos se acumulaban.

Se pueden diferenciar tres fases principales en la formación de los Pirineos: pre-orogénica (Permico-Cretácico superior), sin-orogénica (Cretácico superior- Mioceno) y post-orogénica (Mioceno-Actualidad).

-La fase pre-orogénica, está relaciona con la apertura del Altlántico Norte durante el Pérmico superior hasta Triásico inferior y la del Atlántico Sur durante el Jurásico Medio hasta el Cretácico superior (Pudefábregas y Souquet, 1986). Esta situación conformaba entre Iberia y Europa un surco que unía el Atlántico con el primitivo Mediterráneo (Teixel, 2000). En el último periodo distensivo se produce la rotación antihoraria y la traslación siniestra de Iberia respecto a Europa como consecuencia de la falla Norpirenaica. Este conjunto de procesos distensivos conllevan la extensión y adelgazamiento de la corteza continental en el surco marino, provoca la formación de fallas normales y cuencas extensivas, que se invertirán durante la compresión alpina (Montes, 2009).

-La fase sin-orogénica inicia con la colisión entre Iberia y Eurasia durante el Cretácico Superior debido a la influencia de la dorsal Atlántica y al posterior empuje de la placa Aficana, cerrando y levantando el surco marino que se encontraba entre ambas placas. La compresión se inició con una dirección oblicua (N-20-E), cambiando a una dirección N-S al final de la fase (Srivastava et al., 1990). Esto provoca que la deformación se inicie en los sectores más orientales de la cadena migrando con el tiempo hacia el Oeste (Millán, 2006). En esta etapa se produce sedimentación en el fondo del surco oceánico que se está cerrando simultáneamente, con el plegamiento y apilamiento de los mantos de la incipiente cordillera, lo que dio lugar a numerosas estructuras sinsedimentares. Durante el Eoceno inferior la compresión se manifiesta con fuerza en la zona surpirenaca, provocando la inversión de las estructuras distensivas de la anterior fase. (Montes, 2009).

Desde el Campaniense (Cretácico superior) hasta el Eoceno superior, Iberia permaneció todavía unida a África, moviéndose conjuntamente y es a partir de entonces cuando Iberia se considera una placa independiente hasta el Mioceno inferior que pasa a formar parte de Eurasia (Millán, 2006).

-Durante la fase post-orogénica se produce el sellamiento de los cabalgamientos y pliegues originados en la anterior fase por sedimentos del Mioceno, indicando que Iberia queda definitivamente unida a Eurasia, lo que sitúa el límite entre la placa Eurasia con la placa Africana en la cordillera Bética (Millán, 2006).

2.4 Geomorfología

En esta zona los puntos más altos se localizan en el sector septentrional, representados por el pico Mosquera Alta (1125 metros), el Cerro de Castiel Mayor (1110 metros) y el Cerro Bozoñero (1109 metros).

Las alternancias de niveles de areniscas, lutitas y conglomerados del Grupo Campodarbe dan lugar a un relieve abrupto con crestas, condicionado por la sucesión de capas competentes e incompetentes.

La red fluvial más importante que se localiza en este sector corresponde con el Río Asabón. Este río discurre desde el NW hacia el SE con un trazo sinuoso, debido a este relieve abrupto, hasta la localidad de Salinas de Jaca. A partir de esta población, el río discurre rectilíneo atravesando las margas de Arguís y desemboca en el pantano de la Peña. Se puede distinguir algún nivel de terraza (2-3 metros de espesor) de depósitos fluviales. (García et al. ,2009). Existen numerosos barrancos encajados, como el barranco de Gabás. Este conjunto de barrancos dan lugar a una morfología dendriforme y se dirigen hacia el Sur, vertiendo sus aguas al río Asabón.

Los glacis, o depósitos de ladera, son escasos, situándose únicamente al Norte de la zona de trabajo. Dan lugar a depósitos desorganizados donde se reconocen bloques de areniscas.

Existen numerosas zonas que se hayan intensamente afectadas por la actividad agrícola, llegando a borrar el trazado de las capas debido a los aterrazamientos realizados.

3. DATOS OBTENIDOS

3.1 Cartografía y macroestructuras

La zona cartografiada abarca desde el Puerto de Santa Bárbara hasta la Sierra de Santo Domingo, incluyendo esta última por la influencia tectónica que tiene sobre el área de trabajo delimitada, localizada entre el Puerto de Santa Bárbara y la localidad de Villalangua.

En la zona cubierta por la materiales del Gr Camopdarbe, aparecen varias macroestructuras distribuidas entre el sinclinal de Longas, localizado al Sur y centro del sector, y el anticlinal de Botaya, en el límite Norte. Estas dos estructuras son las que mayor longitud y continuidad lateral tienen y entre ellas se localizan el anticlinal de Paternoy y el sinclinal de Santa Bárbara de menor tamaño, además de la terminación de dos pliegues al NW y un cabalgamiento al Norte de la zona de estudio (ver Anexo).

A continuación se encuentra una breve descripción de las estructuras representadas en la cartografía de Sur a Norte.

-Sinclinal de Longas:

Se observa desde el límite Sur hasta la mitad de la zona de trabajo. Presenta una dirección E-W en el sector oriental y NW-SE hacia la parte occidental. Es un pliegue asimétrico con el flanco Sur buzando 65° y 50° el flanco Norte. Su plano axial es subvertical y su eje subhorizontal. Este pliegue se extiende más allá de la zona de trabajo presentando una escala kilométrica.

Al Norte de este pliegue, en sector occidental, aparece un anticlinal seguido por un sinclinal de menor escala, con dirección E-W, asimétrico con un buzamiento de los flancos parecido al sinclinal de Longás.

-Cabalgamiento de Paternoy:

Hay discrepancias entre algunos autores sobre esta estructura localizada al Sur de la Sierra de San Juan de la Peña. Según Millán (2006), no existe tal estructura, sin embargo en el Magna aparece representado en la hoja situada al W de nuestra zona y Uncastillo (2008) y Montes (2009) lo definen como un cabalgamiento de vergencia Sur. En este trabajo se decantó por esta última hipótesis debido al estilo que presentan las líneas de capa (distinta

orientación) y alguna anomalía que presenta la red de fracturación (varia un poco la orientación)

Este cabalgamiento presenta una dirección E-W, su límite oriental se localiza al Oeste de la localidad abandonada de Paternoy (NE de la zona de trabajo) y su límite occidental está fuera de nuestro sector, alcanzando una gran longitud. Su desplazamiento es reducido hacia el Sur y enraíza en el cabalgamiento de basamento del Guarga.

-Anticlinal de Paternoy:

A partir de datos tomados en campo y el seguimiento de las líneas de capa tanto en ortoimagen, foto aérea y hillside (siendo este último particularmente útil), se localizó un anticlinal que no se encuentra cartografiado en la bibliografía utilizada y que se ha denominado anticlinal de Paternoy. Se trata de un pliegue pequeño localizado en el bloque superior del cabalgamiento de Paternoy, con una orientación E-W. Su límite occidental se localiza en la Collada Esquilón (863m) y hacia el Este no se ha podido localizar su límite porque se sale de nuestro sector. Ésta estructura se ha interpretado como anticlinal de acomodación del cabalgamiento de Paternoy.

Presenta un plano axial vertical, con un eje subhorizontal, asimétrico, con flanco Sur buzando más (85°) que el flanco Norte (75°). Estos buzamientos de los flancos indican un apretamiento mayor que el producido en pliegues anteriormente citados.

-Sinclinal de Santa Bárbara.

En esta zona las capas están muy verticalizadas y fue difícil identificar y continuar la traza de este sinclinal que tampoco está representado en la bibliografía existente de la zona. Se ha denominado sinclinal de Santa Bárbara ya que se localiza el Sur del puerto de Santa Bárbara. Es un pliegue pequeño de tamaño parecido al anticlinal de Paternoy.

Su charnela muestra una dirección E-W y sus flancos se encuentran muy apretados, llegándose a encontrar verticales en algunas zonas del flanco Norte.

-Anticlinal de Botaya

Representa el límite septentrional de la zona de trabajo a la altura de la Sierra de San Juan de la Peña. En esta zona presenta una dirección E-W con una longitud mucho mayor que los anteriores pliegues, con un plano axial vertical, el eje subhorizontal y simétrico, y ambos flancos muy apretados buzando alrededor de 80° .

Este anticlinal resultó difícil de localizar debido a la abundante vegetación presente y a la verticalización de sus capas, pero hacia el NE de la zona de trabajo se encuentra bien definido a lo largo de toda la Sierra de San Juan de la Peña, cambiando su dirección a NW-SE a la altura de la localidad de Botaya. Esta estructura la han interpretado como un anticlinal originado por un despegue desde los materiales del Triásico (Montes, 2009)

En síntesis, en este sector se localizan una serie de pliegues de escala kilométrica, con un plano axial subvertical y un eje subhorizontal. Con una orientación variable de NW-SE a E-W. Son pliegues apretados que muestran un mayor grado a partir del cabalgamiento de Paternoy.

3.2 Mesoestructuras

A lo largo de la zona de trabajo, se han distribuido de Sur a Norte cuatro estaciones trabajo donde se recogieron medidas de las distintas discontinuidades. La orientación que tuvieron en el momento de su formación ha variado como consecuencia de deformaciones posteriores, por ello se han abatido los planos de las discontinuidades llevando la estratificación (S0) a la horizontal.

-Estación 1

Es la estación más meridional de la zona de trabajo, situándose en el K 53 de la carretera A-132, cerca de la localidad de Villalangua. El afloramiento se localiza en el barranco de Gabás, siendo sus coordenadas geográficas UTM (USO 30 T) X: 0681603- Y:469939.

Este afloramiento se localiza en el flanco Sur de Sinclinal de Longás, en la unidad 10 del Grupo Campodarbe. Consiste en una capa de areniscas de grano medio, con una orientación **102, 85 N** y una potencia de 2,8m. Las discontinuidades que se aprecian en ella se pueden agrupar se la siguiente manera (Fig. 8)

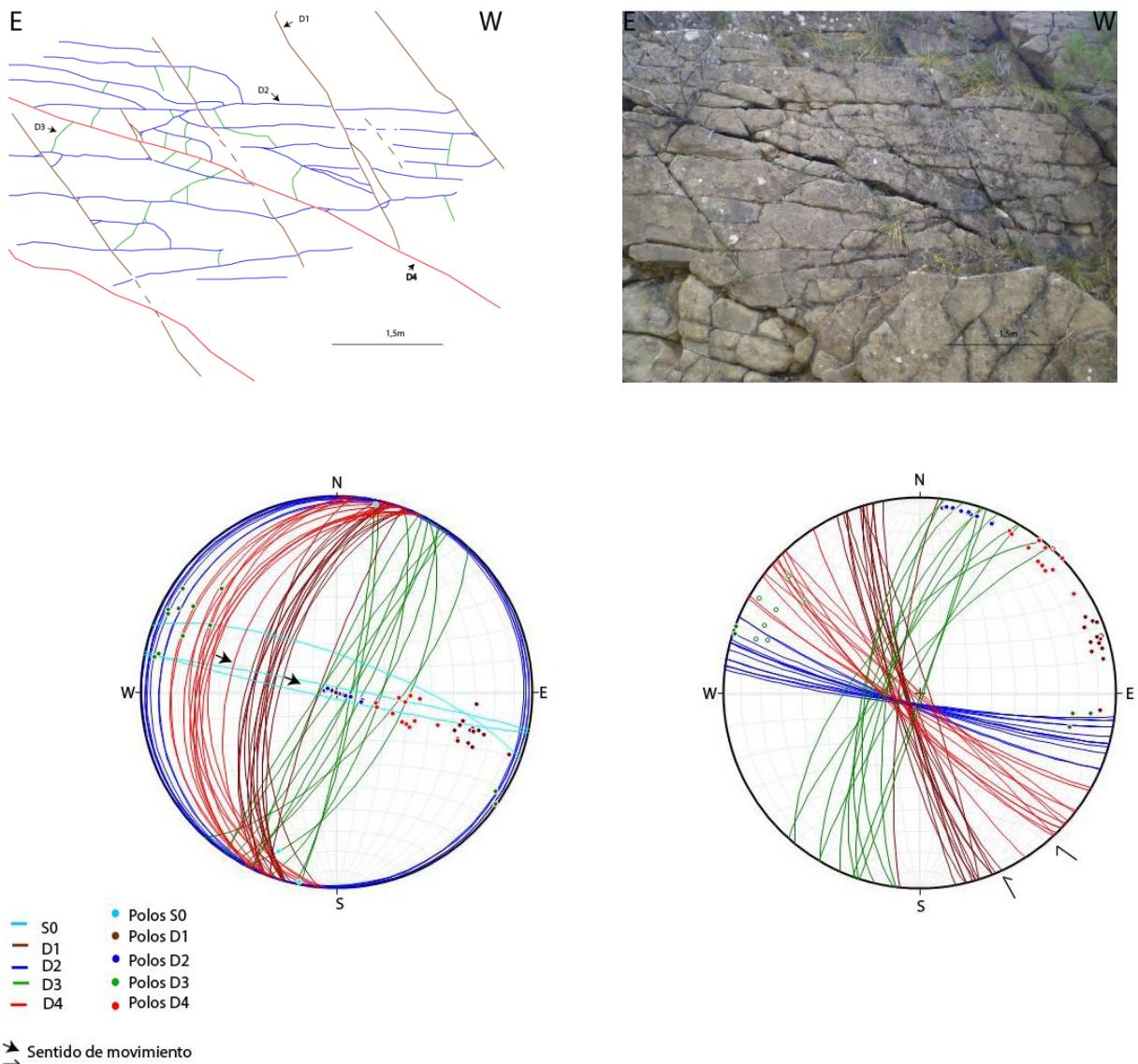


Fig. 8. Imagen superior izquierda: distribución de las discontinuidades parte del afloramiento 1. Superior derecha: foto parte del afloramiento 1. Inferior izquierda: orientación actual de las discontinuidades y estratificación. Inferior derecha: planos de las discontinuidades abatidos.

-Análisis de las discontinuidades

D1: se caracterizan por ser muy sistemáticas, largas y continuas, con una orientación media de **017, 62 NW**, espaciado medio de 1,8m y desarrollo alto (cociente entre la moda/media de los datos de los espesores de 0,8). En algunos planos se observan los escalones de recristalización, indicando un sentido inverso de movimiento. Al abatir los planos a la horizontal, su dirección cambia a **160**, modificando su componente de movimiento a un sentido de desgarre dextral.

D4: fracturas sistemáticas, largas y continuas. También se han localizado escalones de recristalización que marcan un sentido de movimiento inverso, con una orientación media de

017, 30 NW. En algunas zonas se observa el desarrollo de estas discontinuidades a favor de planos D1 (Fig.9). Al abatir los planos, su dirección cambia a **130**, modificando su componente de movimiento a un sentido de desgarre sinistral.

D2: poco sistemáticas, con un espaciado y una longitud menor que las D1. Su orientación media es entorno a **018, 05 W**. Presenta bifurcaciones y ganchos hacia D1 y D4. Al abatir los planos cambia a una dirección de **100**.

D3: son las discontinuidades menos sistemáticas que se observan en el afloramiento, muy irregulares y cortas. Su espaciado es mayor que las D2 y en algunos sectores no aparecen. Su orientación muestra una gran dispersión, con una media de **027,79 E**. Presenta bifurcaciones y ganchos hacia D2 y D4. Al abatir los planos, su dirección prácticamente no se modifica: **025**.

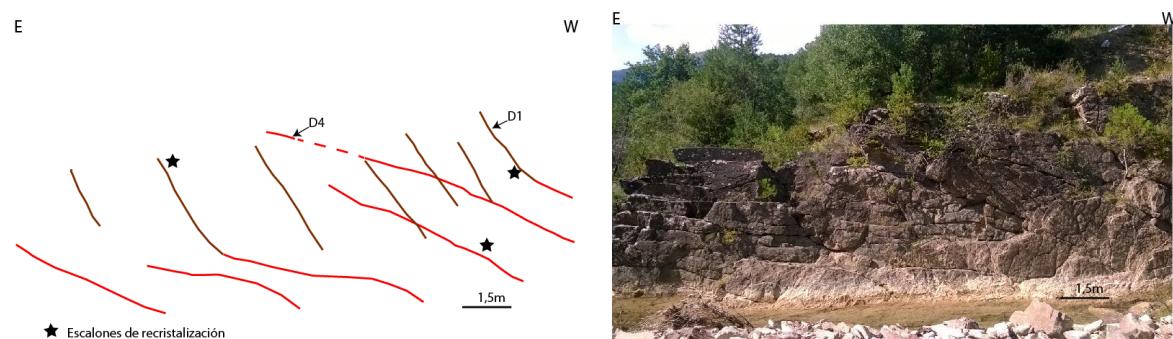


Fig. 9. Imagen izquierda: distribución de D1 y D4 en el afloramiento 1. Imagen derecha: foto afloramiento 1

El estilo arquitectónico que conforman, según Hancock (1985) es 'K'. Atendiendo a diversos criterios, como son las relaciones de corte entre las distintas diaclasas, la presencia de ganchos y bifurcaciones, la longitud y la dispersión, se ha podido deducir el siguiente orden cronológico de más antiguo a más moderno de las distintas discontinuidades:

D1-D4->D2->D3.

Estación 2

Localizada entre el K57 y el K58 de la carretera A-132, en un afloramiento situado al lado de esta carretera. Sus coordenadas geográficas son UTM (USO 30 T) X: 0681658-Y: 4703329.

Se encuentra en flanco Norte del sinclinal de Longas, dentro de la unidad 12 del grupo Campodarbe. Las medidas se realizan en una capa de areniscas de grano fino-medio con una orientación **110,45 S** y 1m de potencia. En este afloramiento, las discontinuidades que aparecen se corresponden con las D2 y D3 de la estación 1 (Fig 10).

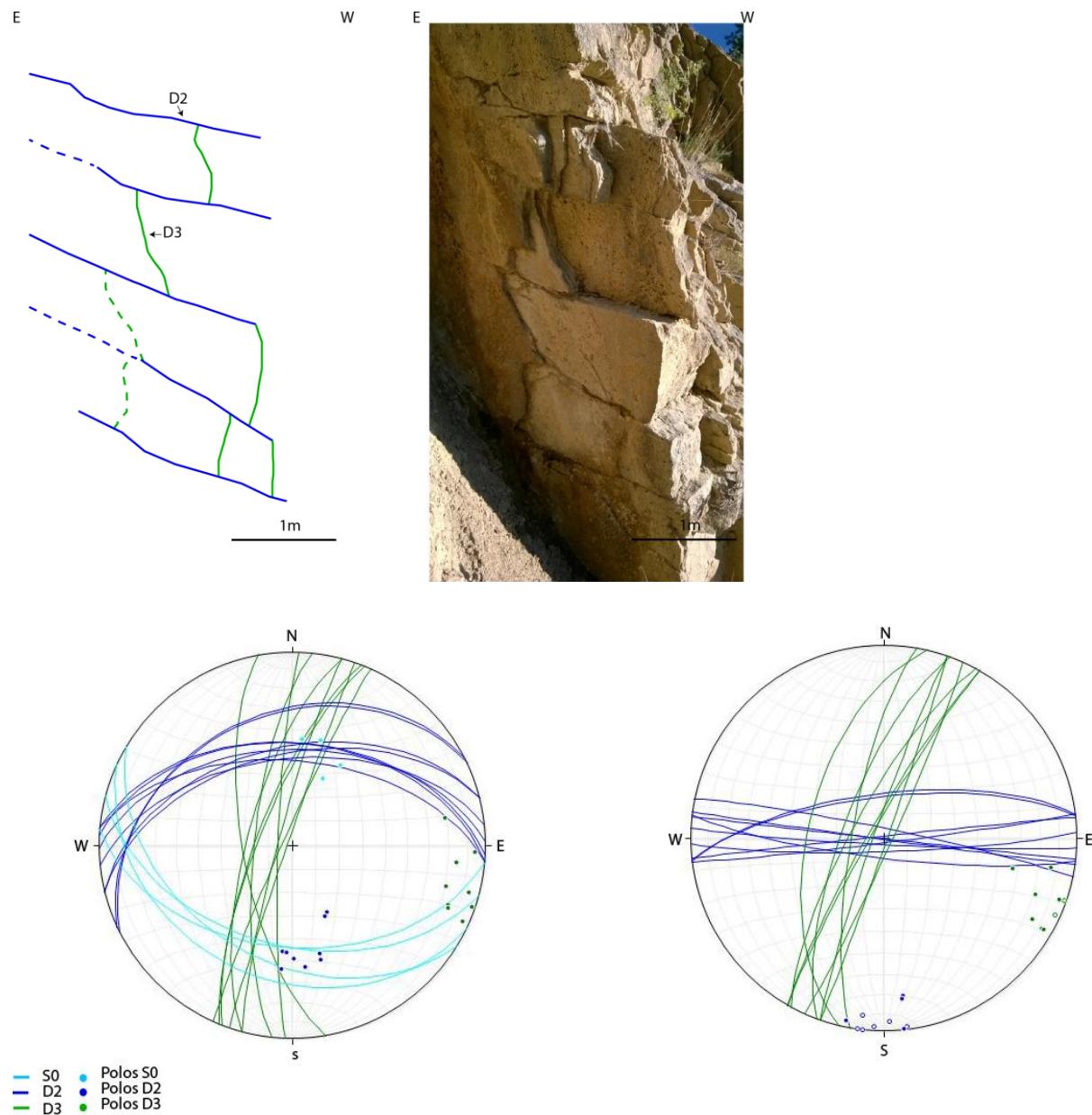


Fig. 10.Imagen superior izquierda: distribución de las discontinuidades en el afloramiento 2. Superior derecha: foto del afloramiento 2. Inferior izquierda: orientación actual de las discontinuidades y estratificación. Inferior derecha: planos de las discontinuidades abatidos.

-Análisis de las discontinuidades

D2: presentan una sistematicidad media, con un espaciado medio de 0,7m y un desarrollo alto (cociente entre moda/media de 0,9). Su dispersión es moderada, con una orientación media de **084, 45 N**. Al abatir los planos, su dirección se modifica poco: **105**.

D3: poco sistemáticas, muy irregulares y cortas. Su espaciado es mayor que las D2. La orientación muestra una gran dispersión, con una media de **013, 79 W**. Al abatir los planos, sucede como en la estación anterior, se modifica muy poco su dirección: **025**.

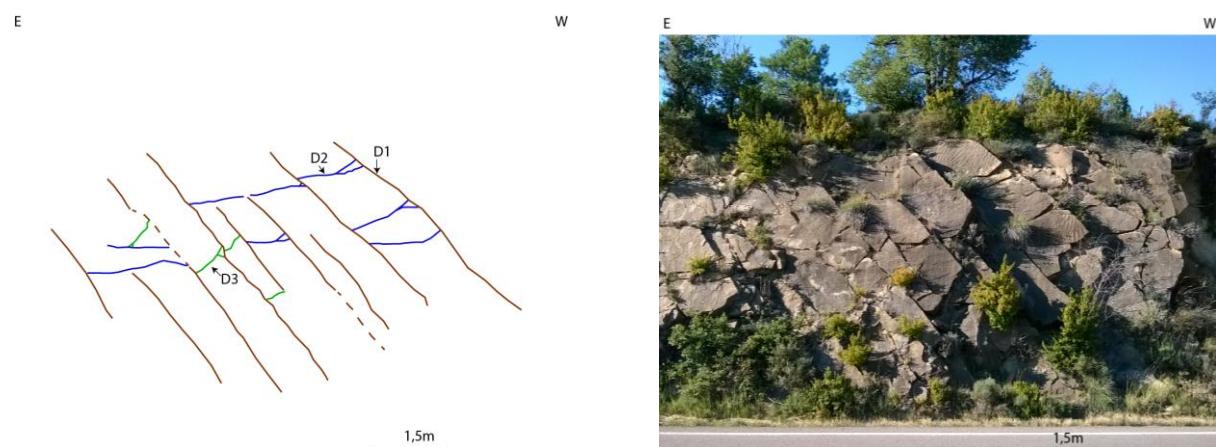
El estilo arquitectónico que conforman, según Hancock (1985) es 'H'. Se sigue manteniendo la cronología que presentaban en la estación 2. En este caso se observa como D3 corta en D2 y su dispersión de la orientación es mayor, por lo tanto indica que se produjo primero D2 y a continuación, perpendicular a ésta D3. D1 y D4 no aparecen en este afloramiento.

D1->D2.

Estación 3

Localizada entre el K 59 y K 60 de la carretera A-132, en un afloramiento al lado de la misma. Sus coordenadas geográficas son UTM (USO 30 T) X:0681256-Y:4704598.

Se ubica en el flanco Norte del sinclinal de Longas, dentro de la unidad 11 del Grupo Campodarbe. El afloramiento consiste en una capa de areniscas de grano medio con una orientación **110, 55 S** y un espesor de 0,9 m. En esta capa aparecen una serie de fracturas que se relacionan con las observadas en los afloramientos anteriores (Fig.11).



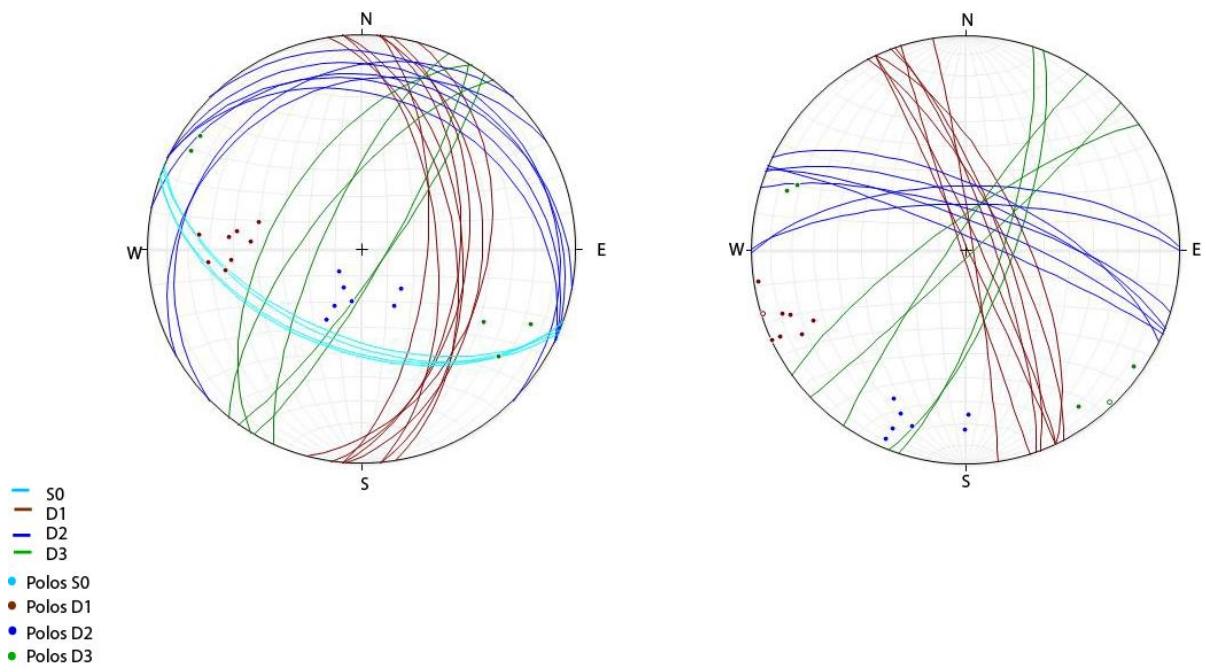


Fig 11. Imagen superior izquierda: distribución de las discontinuidades en el afloramiento 3. Superior derecha: foto del afloramiento 3. Inferior izquierda: orientación actual de las discontinuidades y estratificación. Inferior derecha: planos de las discontinuidades abatidos.

-Análisis de las discontinuidades

D1: muy sistemáticas, largas y continuas. Presentan un espaciado medio de 0,7m y una orientación de **004, 51E**. Al abatir los planos a la horizontal, su dirección cambia a **160**, coincidiendo con las D1 del afloramiento 1, a pesar de que no se observen estructuras que indiquen movimiento.

D2: presentan una sistematicidad media aunque menor que en los anteriores afloramientos donde aparecía. Su dispersión es alta, con una orientación media de **098, 21 N**. Se observan bifurcaciones hacia D1. Al abatir sus planos, su dirección se modifica escasamente a **110**.

D3: aparecen muy pocos planos y por lo tanto los datos son muy reducidos. Como en los afloramientos anteriores, se caracterizan por ser muy poco sistemáticas, irregulares y cortas. Su orientación media es entorno a **031, 73W**. Presenta alguna bifurcación hacia D1 y D2. Al abatir los planos, queda una dirección de **030**.

El estilo arquitectónico que conforman, según Hancock (1985) es 'K'. Se mantiene el mismo orden cronológico que en los anteriores afloramientos: D1->D2->D3.

Estación 4

Localizada en el camino que lleva a la localidad abandonada de Paternoy. Las coordenadas geográficas son las siguientes: UTM (30T) X: 0683673-Y:4704689.

Se encuentra en el flanco Sur del anticlinal de Paternoy, en el bloque superior del cabalgamiento de Paternoy, dentro de la unidad 11 del Grupo Campodarbe. El afloramiento consiste en una capa de areniscas de grano medio con una orientación **110, 50 S** y un espesor de 0,9 m. Se observan las siguientes discontinuidades, relacionadas todas ellas con las de los anteriores afloramientos (Fig.12).

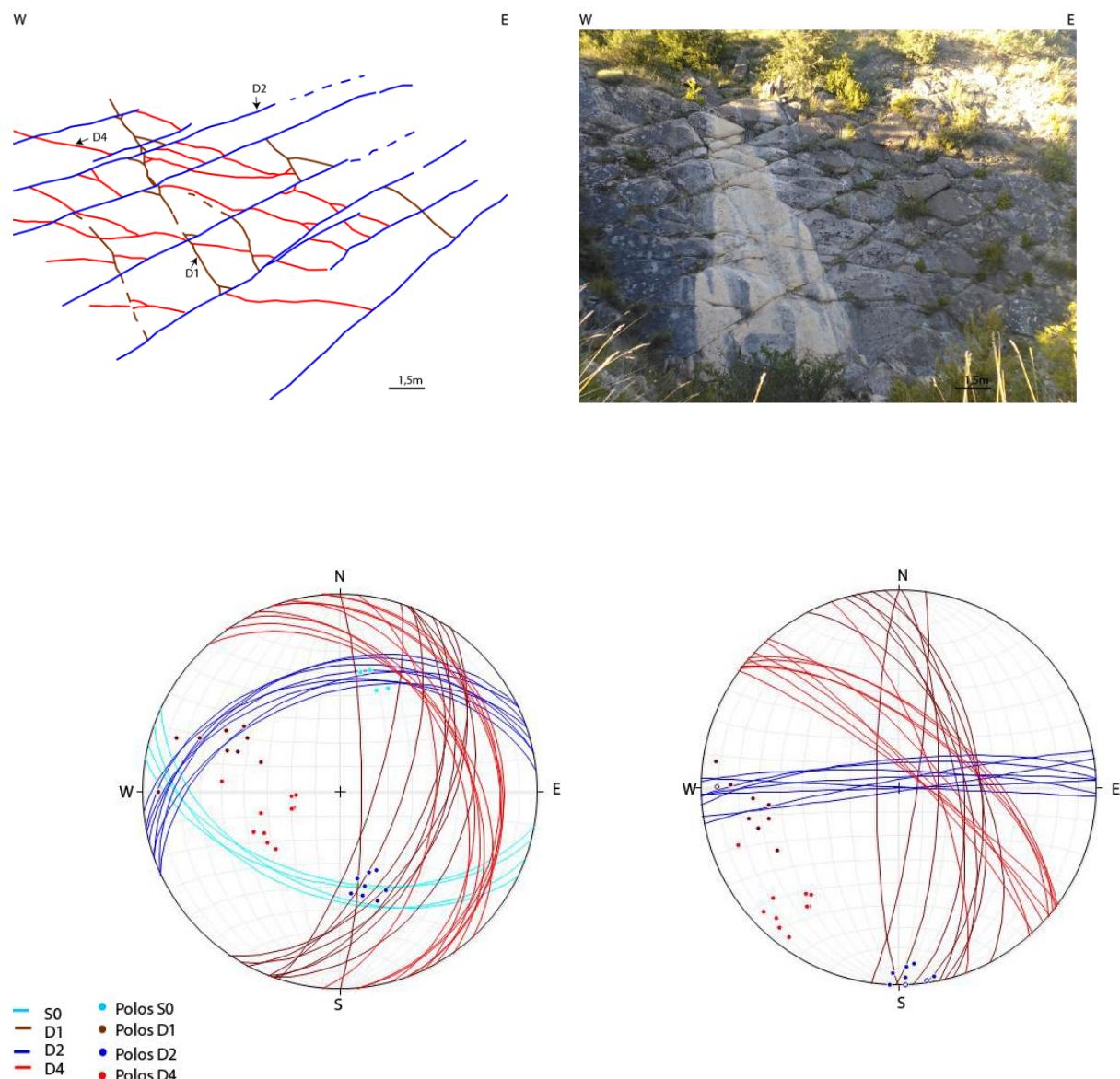


Fig. 12. Imagen superior izquierda: distribución de las discontinuidades en el afloramiento 4. Superior derecha: foto del afloramiento 4. Inferior izquierda: orientación actual de las discontinuidades y estratificación. Inferior derecha: planos de las discontinuidades abatidos.

-Análisis de las discontinuidades

D4: poco sistemáticas, cortas e irregulares. Su orientación media es **162, 31E**. Se observan bifurcaciones y ganchos hacia D1. Al abatir los planos, su dirección cambia a **130**, coincidiendo con las discontinuidades que aparecen en la estación 1, a pesar de que no se observen estructuras que marquen movimiento.

D1: poco sistemáticas, cortas, con un espaciado muy grande y una orientación media de **021, 56 E**. Presenta bifurcaciones hacia D2. Al abatir los planos, su dirección cambia a **160**, coincidiendo con las D1 de las estaciones 1 y 3, a pesar de que no se observen estructuras de movimiento y no están tan desarrolladas.

D2: muy sistemáticas, largas y continuas. Presentan un espaciado medio de 2m y su desarrollo es alto (cociente entre moda/media de 0,9). Respecto a la orientación, es la menos dispersa, con una media de **073, 42N**. Al abatir los planos su dirección se modifica a **090**.

El estilo arquitectónico que conforman, según Hancock (1985) es 'K'. Se observa una cambio en el orden cronológico: D2->D1->D4.

4. Discusión e Interpretación

En esta zona se han localizado distintas estructuras que o bien no aparecían descritos en la literatura, o que se han interpretado de distinta manera, como el cabalgamiento y anticlinal de Paternoy y el sinclinal de Santa Bárbara.

El cabalgamiento de Paternoy se ha considerado que utiliza como nivel de despegue materiales del Triásico, enlazando con el cabalgamiento de basamento del Guarga. Otros autores como Sanchez (2012) interpretan que su nivel de despegue son los materiales arcillosos de las facies Garum y enlaza con el cabalgamiento de Gavarnie. Sin embargo, se ha interpretado de la primera manera debido a su localización (muy cercano a las Sierra Exteriores) y su edad (Oligoceno inferior). El cabalgamiento de Gavarnie finaliza durante en Eoceno Superior, por lo tanto el de Paternoy tiene que estar relacionado con el emplazamiento del siguiente sistema de cabalgamiento de basamento, el del Guarga, que despega a través de los materiales Triásicos en el sector de la Cuenca Molásica.

Asociados a este cabalgamiento se formarían los pliegues de Paternoy y Santa Bárbara, ya que se localizan muy cerca de la superficie del cabalgamiento y su tamaño es muy reducido, presentado en el caso del anticlinal de Paternoy (más cercano al cabalgamiento) un mayor buzamiento del flanco sur. Por este hecho se ha considerado el anticlinal de Paternoy como un pequeño pliegue de adaptación.

A partir de los datos obtenidos de las distintas discontinuidades, se han agrupada de la siguiente manera:

-D4 y D1: presentan una dirección de **160** y **130** respectivamente. Están relacionadas con un movimiento de cizalla (modo de rotura 2). Se ha interpretado como fallas inversas conjugadas asociadas a una compresión **NW**, con $\sigma_1 = 145$ (Fig.13). El hecho de que estas discontinuidades no se encuentren en todas las capas, inicialmente se había atribuido a las características mecánicas de las distintas capas de arenisca, pero las medidas realizadas mediante el martillo de Schmidt en aquellas capas donde aparecía y en las que no, mostraban escasa diferencia de estas propiedades. Así que probablemente se deba a la distinta competencia de las capas circundantes.

-D2 y D3: son prácticamente perpendiculares entre ellas, con una dirección **105** y **025** respectivamente. Como no se observan estructuras que indiquen movimiento, se han interpretado como diaclasas tensionales (modo de rotura 1), con σ_1 paralelo y σ_3 perpendicular al plano de las diaclasas. Debido a la orientación que presentan, estas familias de diaclasas se han relacionado con la formación de los pliegues.

Las diaclasas D2 presentan una dirección similar a la charnela de los pliegues en esta zona (E-W), originándose en esta debido a los esfuerzos distensivos que se desarrollan en la charnela externa. Las D3 se asocian a los flancos de los pliegues, indicando la compresión que generó este plegamiento: **NNE** con $\sigma_1 = 025$ (Fig.14).

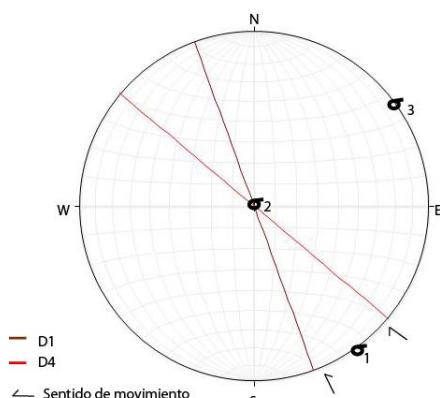


Fig. 13. Relación de esfuerzos en D1 y D4

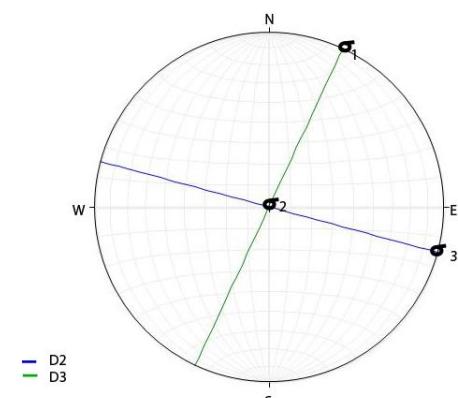


Fig. 14. Relación de esfuerzos en D2 y D3

Al abatir el plano, aparte de observar que todas las discontinuidades se verticalizan respecto a la estratificación, se observa como las fallas conjugadas D1 y D4 modifican mucho más su dirección que las familias de diaclasas D2 y D3. Esto sugiere que las discontinuidades D1 y D4 comenzaron su desarrollo antes de que empezase el proceso de plegamiento que dio lugar a su vez a las familias D2 y D3, modificando su dirección posteriormente como consecuencia de esta deformación.

A partir de estos datos, la cronología general de las distintas familias se quedaría de la siguiente manera: primero se origina D1 seguido inmediatamente por D4, ya que se producen por el mismo sistema de esfuerzos. A continuación se desarrolla D3 y finalmente D4 durante la compresión que origina el plegamiento.

En la estación 4 se observa un orden temporal distinto. Esto puede deberse a que el intervalo de tiempo en que se desarrollan estas familias es reducido, provocando en algunos casos una cronología distinta al solaparse su desarrollo en el tiempo.

La presencia conjunta de las familias D2 y D3 se debe a la propagación de estos pliegues hacia el Sur como consecuencia del movimiento del cabalgamiento de basamento del Guarga.

Las direcciones de esfuerzos obtenidas para desarrollar estas familias, NW y NNE, se pueden relacionar con los campos de esfuerzo producidos en la placa Ibérica durante el Terciario (Simón, 2006; Liesa y Simón, 2009). La dirección NW se compagina con los esfuerzos producidos en las Béticas como consecuencia del empuje de la dorsal Atlántica y la convergencia en el margen Sur de Iberia, que actúa como límite de placas entre la africana y la euroasiática (Oligoceno superior- Mioceno inferior). La dirección NNE se corresponde con la dirección de los esfuerzos tardi-pirenaicos como resultado de la combinación de las fuerzas transmitidas desde los márgenes sur y norte de Iberia, con una contribución menor del empuje de la dorsal Atlántica (Mioceno inferior), produciéndose inmediatamente después del campo de esfuerzos Béticos. A partir del Mioceno inferior, el campo compresivo NNE, pudo permanecer debido a esfuerzos residuales del orógeno pirenaico (Andeweg, 2002).

5. Conclusiones

In the southern area of Molasic basin there are a number of folds and fractures related with the regional compressive stress acting in the Iberian plate during the alpine cycle.

There are 4 families of discontinuities that mark two different fields stress

-D1 and D4. They are related with conjugate reverse faults whose formation occurs when acting compression NW ($\sigma_1=140$). They occurred before of the formation of the folds observed in this area.

-D2 and D3. They are two families of tension joints related with folds of materials of Gr Campodarbe. They originated from a compression NNE ($\sigma_1=025$) produced subsequently to

the formation of the D1 and D4 faults. Nevertheless, in some areas, an overlap occurs with these D1 and D4 faults, causing a variation in the chronological order.

This last stage of compression generates large folds related to a takeoff from the Triassic materials and other small-scale, caused by the action of a cover thrust rooted in the Guarga basement. This basement thrust displaced the whole basin southward, causing the migration and overlapping of discontinuities.

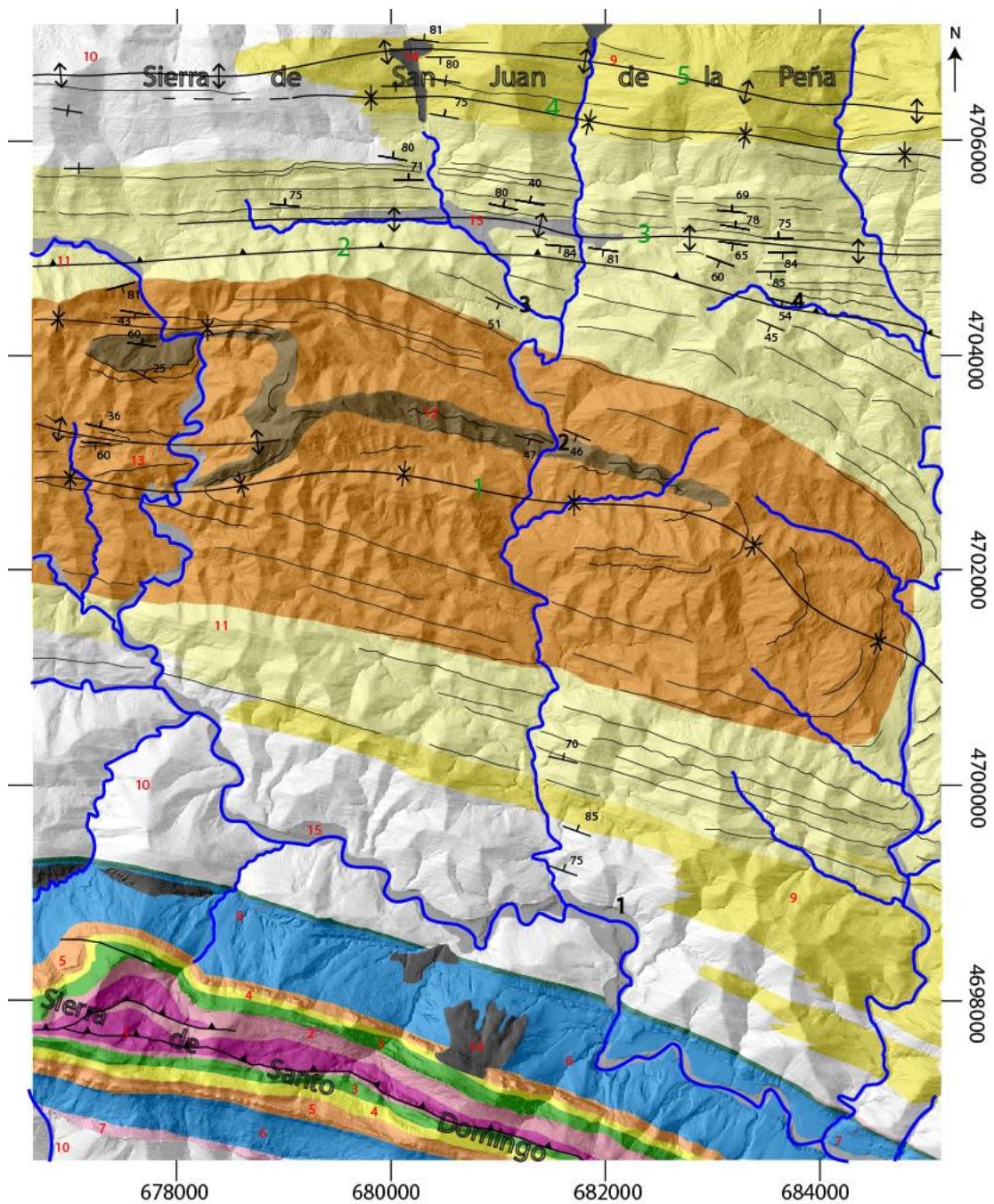
The analysis of discontinuities allows the construction of a model of the Tertiary compression in the southwestern sector of the basin based on the chronology and directions of σ_1 . These stress fields can be related with regional tectonic acting in the Iberian plate from the upper Oligocene to the lower Miocene. The first compression, that generates the conjugate faults, is attributed to compressions that occurred in the Béticas (southern Iberian plate) as a result of the thrust of the African plate. The second compression, that caused the folding and formation of tension joints, is related with the lastest stages of the Pyrenean compression.

BIBLIOGRAFÍA

- Andeweg, B.(2002): *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. Tesis doctoral, Universidad de Vrije, Amsterdam, 178p.
- Arlegui, Luis. (1996): *Dioclases, fallas y campos de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*.Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 308p.
- Garcia-Sansegundo, J., Montes, M.J. y Garrido, E.A (2009): Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº209 (Agüero). IGME, Madrid.
- Hancock.(1985): Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4): 437-457.
- Lawn, B. y Wilshaw, T.R. (1975): *Fracture of bittle solids*. Cambridge University Press, 204p
- Liesa, C. y Simón, J.L (2009): Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compresión: The case of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 474: 144-159.
- Marshack, S. y Mitra. (1988): Basic Methods of Structural Geology. Prerice-Hall: 249-267.
- Millán, H. (2006): *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico: Sierras Exteriores aragonesas*. Huesca:Instituto de Estudios Altoaragoneses, 398p.
- Millán, H., Pueyo, E. L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, M. B. y Pocoví, A. (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España*. 13(2), 279-300.

- Montes, M.J.(2009): *Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la cuenca de Jaca: Sinclinalio del Guarga*.Huesca: Instituto de Estudios Altoaragoneses;Zaragoza: Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de Aragón, 355p.
- Muehlberger,W.R. (1961): Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Journal of Geology*, 69: 211-219.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. (1980): Analysis of geological structures. Cambridge University Press: 42-59, 209-240.
- Pudefábregas, T. (1975): *La sedimentación molásica de la cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, nº 104, 108p.
- Pudefábregas, C. y Souquet, P. (1986): Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987): The technics of modern Structural Geology. Vol 2: Folds and fractures. Academic Press: 641-666.
- Rives, T., Razack, M., Petit, J.P. y Rawnsley, K.D. (1992): Joint spacing: analogue and numerical simulations. *Journal of Structural Geology* 14 (8/9): 925-937.
- Sanchez, E.M.(2012):*La geología de las Sierras de Santo Domingo y Salinas como recurso de desarrollo rural: propuesta de guía divulgativa; propuesta de gestión y conservación*. Trabajo Fin de Master, Universidad de Zaragoza, 105p.
- Simón, J.L (2006): El registro de la compresión intraplaca en los conglomerados de la cuenca terciaria de Aliaga(Teruel, Cordillera Ibérica).Revista de la Sociedad Geológica de España, 19 (3-4):163-179.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements en the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Teixell, A. (1990): Alpine thrusts at the Western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bulletín de la Société Géologique de France* (8), 6(2): 241-249.
- Teixell, A. (2000): Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, 288: 54-65.
- Teixell, A. y García –Sansegundo,J. (1995): Estructur del sector central de la cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(3): 215-228.

ANEXO



Leyenda estructural

- * Sinclinal
- ◊ Anticlinal
- Cabalgamiento
- Falla
- ↖ Dirección y cantidad de buzamiento
- + Buzamiento Vertical
- Líneas de capa

Nombre de las estructuras

- 1 Sinclinal de Longas
- 2 Cabalgamiento de Paternoy
- 3 Anticlinal de Paternoy
- 4 Sinclinal de Santa Bárbara
- 5 Anticlinal de Botaya

Estaciones de medida

- 1
- 2
- 3
- 4

A. 1. Mapa de la cartografía geológica