TRABAJO DE FIN DE GRADO



Estructura y evolución de la cuenca neógeno-cuaternaria de Valdecebro (Teruel)

ALBERTO GARCÍA PÉREZ

Directores: José Luis Simón Gómez y Mª Aránzazu Luzón Aguado

Universidad Zaragoza
1542

GRADO EN GEOLOGÍA

FACULTAD DE CIENCIAS

Septiembre 2015

ÍNDICE

1. Abstract ……..…….. 2

2. Introducción…….. 3
   2.1. Planteamiento y objetivos…….. 3
   2.2. Contexto geológico……. 3
   2.3. Antecedentes…… 4
   2.4. Metodología…….. 4

3. Estratigrafía……..…… 5
   3.1. Perfil de La Calera ……..…… 5
   3.2. Perfil de Loma de Lías…… 6
   3.3. Unidades estratigráficas 7

4. Estructura general……... 10

5. Análisis de estructuras en afloramiento…….. 13
   5.1. Talud de la autovía Mudéjar…….. 13
   5.2. Fallas en la unidad Rojo 2 del borde norte (Solana del Lobo) … 17
   5.3. Fallas sinsedimentarias en la unidad Páramo 2 (carretera A-226) 17
   5.4. Camino de la Ermita de San Cristóbal…….. 18
   5.5. Trinchera de los Huesares……. 19

6. Interpretación y discusión…… 21

7. Conclusions……. 23

8. Bibliografía…….. 24

1. Abstract

This project presents a study about the structure and the relationships between tectonics and sedimentation in the Neogene-Quaternary basin of Valdecebro, focusing on its northern active margin.

This margin is characterized by a complex structure composed of normal faults, most of them showing E-W to ESE-WNW strike and high dips towards South, and making the contact between Mesozoic and Tertiary materials. Most of these faults have become covered by Quaternary pediments, while others have undergone successive reactivations until Late Pleistocene times. This is the case of the examined fault in Los Huesares trench, which causes a considerable unevenness in the glacis topography.

This basin is mainly constituted by detrital materials, even though carbonated materials also appear more scarcelly. The detrital ones correspond to alluvial systems coming from the NE (Vallesian), N (Ruscinian to Quaternary) and E (Villafranchian), while the carbonated ones correspond to a lacustrine shallow environment.

The field study proves that the *Vallesian* materials have been affected by small-scale strike-slip faults that underwent later reactivation with a normal component. These data were analysed and have allowed the characterization of exchange or permutation between stress axes σ_1 and σ_2, with a slight clock-wise rotation in the maximum horizontal stress axis ($\sigma_y = S_{Hmax}$). This represents the transition between the compressional and the extensional stages in the Iberian Chain. This transition took place in a short period of time in the Early Miocene (Aragonian-Vallesian), leading to the extensional period responsible for the normal faults that control the Valdecebro basin. Some of these faults can be considered active since it is proven that they have recurrently deformed Late Pleistocene materials.

2. INTRODUCCIÓN

2.1 PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

Durante los últimos años, distintas fallas que se encuentran alrededor de la ciudad de Teruel han suscitado un gran interés para el estudio de la tectónica activa, llegando a causar cierta polémica debido a que esta zona no está catalogada en el mapa de peligrosidad sísmica como una zona de riesgo. Sin embargo, lo que demuestran las evidencias encontradas en las últimas investigaciones realizadas (Lafuente *et al*., 2011), principalmente en la falla de Concud y en la falla de Teruel, es que sí deberían ser consideradas como tales.

Este trabajo pretende estudiar una estructura posiblemente relacionada con las nombradas anteriormente, y de la que también existen indicios de que sea activa: la falla de Valdecebro. El objetivo de este Trabajo de Fin de Grado es:

- Elaboración de una cartografía geológica de la cuenca de Valdecebro.

- Comparación de las unidades estratigráficas reconocidas en la cuenca de Valdecebro con las definidas para la Fosa de Teruel

- Caracterización estructural de la cuenca de Valdecebro y análisis cinemático y dinámico de la fracturación asociada.

- Modelo de evolución de la cuenca de Valdecebro a partir de la caracterización estratigráfica y estructural.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de estudio se sitúa al NE de la Península Ibérica, en la provincia de Teruel, más concretamente en los alrededores de la localidad de Valdecebro. Se localiza en la hoja 1:50.000 número 567 (Teruel), en su sector sur, y más concretamente en el margen oriental de la fosa de Teruel (Fig 1). La zona de falla de Valdecebro forma el borde norte de una depresión con el mismo nombre, alargada en dirección E-W, que confluye con la fosa de Teruel en la zona de los Mansuetos, al este de la capital, y que representa asimismo un sector diferenciado de la fosa neógena. La fosa de Teruel es un semigraben, al norte, y un graben asimétrico, al sur, controlado por fallas N-S localizadas en los frentes montañosos de las sierras de El Pobo, Camarena y Javalambre, respectivamente (Fig.1). Aunque durante el Mioceno inferior se configura ya una pequeña cubeta sedimentaria en la zona de Libros-Ademuz, el relleno generalizado de la fosa de Teruel comienza en el Mioceno superior

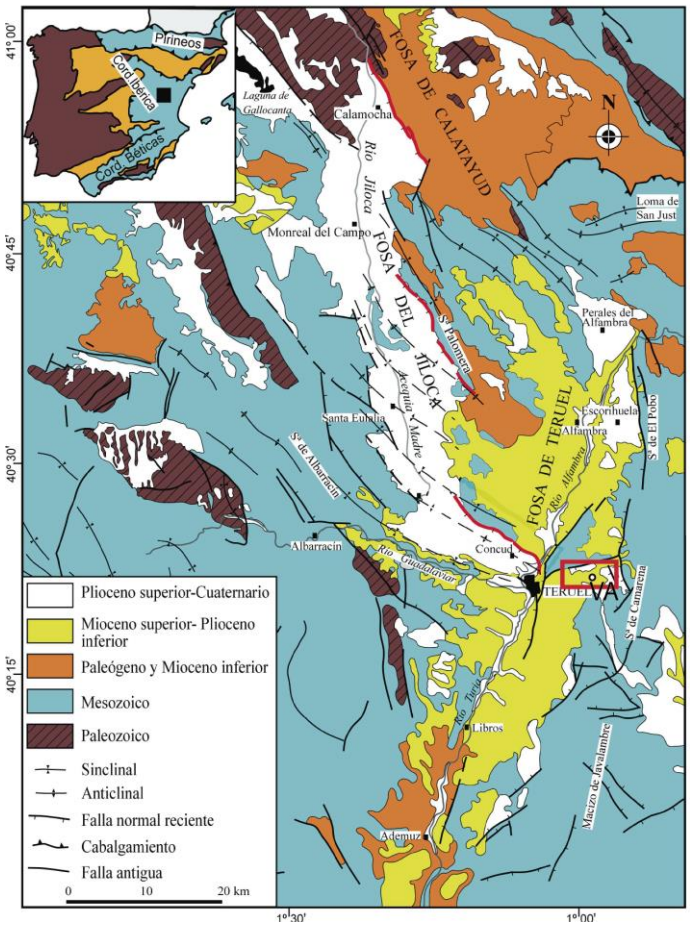


Figura 1: Esquema de las fosas de Teruel y Jiloca. Recuadrada en rojo se encuentra la zona de Valdecebro. Mapa modificado de Lafuente (2011). VA: Valdecebro.

(Garcés *et al*., 1997; Alcalá e*t al*., 2000; Alonso-Zarza y Calvo, 2000) y culmina a mediados del Plioceno. El registro sedimentario neógeno, que alcanza hasta 500 m de espesor (Moissenet, 1982), corresponde a un sistema endorreico con facies de abanico aluvial en las zonas de borde, que pasan lateralmente a llanuras lutíticas y sedimentos lacustres y palustres de carácter carbonatado y evaporítico en su centro (Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Ezquerro *et al*., 2014). Estos materiales pertenecen a las formaciones Peral, Alfambra, Tortajada y Escorihuela de Weerd (1976), aunque son más utilizadas las unidades litoestratigráficas de carácter informal definidas por Godoy *et al*. (1983): Unidad detrítica inferior y las unidades Rojo 1, Rojo 2 y Rojo 3 para las facies aluviales, y unidades Calizas Vallesienses, Páramo 1 y Páramo 2 para las lacustres.

2.3 ANTECEDENTES

Desde finales del siglo XX se han realizado estudios importantes de la zona de trabajo y su entorno. Son fundamentales los trabajos de Moissenet (1983) y Simón (1983), sobre el Neógeno y la neotectónica de la fosa de Teruel, y el de Peña *et al.* (1984) y Sánchez Fabre (1989) sobre rasgos geomorfológicos indicadores de la actividad neotectónica.

Simón (1984, 1986) identifica el paso gradual de la compresión a la distensión alpina en la Cadena Ibérica oriental (tránsito entre la última etapa compresiva, C3, y la primera distensiva, D1, definidas por dicho autor) a la vez que propone un método de análisis de paleoesfuerzos, el diagrama y–R, que será utilizado en este trabajo para la interpretación de los sistemas de esfuerzos que afectaron al área de estudio. Arlegui *et al.* (2005, 2006) interpretan los esfuerzos plio-pleistocenos que dieron lugar a la generación de las fosas de Teruel y del Jiloca.

Por otra parte, existe una controversia sobre el origen y significado de las fallas neógeno-cuaternarias que forman este sistema de fosas. Cortes y Casas (2000) defienden que este sistema presenta un origen mixto que incluiría: a) depresiones generadas en régimen compresivo con relleno tardío de edad neógena; b) depresiones en las cuales el origen es fundamentalmente erosivo, debido al encajamiento de distintas superficies de erosión. Según esto, las fallas normales, no controlan la estructura general ni el relleno fundamental de las fosas de esta zona. Por otro lado, Simón *et al.* (2007, 2010) niegan cualquier propuesta alternativa a la tectónica extensional.

Los trabajos más recientes se han centrado en el estudio de la tectónica activa y de la paleosismicidad de la falla de Concud (Lafuente, 2011; Lafuente *et al*., 2011; Lafuente *et al*., 2014).

Para el conocimiento de la estratigrafía se han tenido en cuenta los trabajos clásicos de Weerd (1976), Moissenet (1982) y Godoy *et al*. (1983), que definen varias unidades estratigráficas formales e informales. Posteriormente, Alonso-Zarza y Calvo (2000) realizan ya el primer intento de establecer unidades de carácter genético. Ezquerro *et al. (*2012, 2014) mejoran esta propuesta mediante el estudio de las relaciones tectónica-sedimentación.

2.4 METODOLOGÍA

Para la elaboración de este trabajo, se ha realizado un estudio bibliográfico de la zona, así como de la cartografía 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional (hoja 567, Teruel) (Godoy *et al*., 1983). Posteriormente, se ha realizado una cartografía geológica de detalle que permita establecer las relaciones entre las deformaciones y los materiales. Parar ello, se han utilizado fotografías aéreas de escala 1:25.000, obtenidas del Servicio de Información Territorial de Aragón (SITAR), y se ha realizado un trabajo de campo. En las salidas al campo, además, se tomaron datos estructurales sobre la geometría y cinemática de fallas (orientación de sus planos y estrías en aquéllas en las que ha sido posible), se levantaron dos columnas estratigráficas, se reconocieron las litologías representativas de diferentes puntos de la zona y se midieron paleocorrientes. También se han realizado esquemas y cortes en el campo y se han tomado fotografías, panorámicas y de detalle, para su posterior estudio.

Para el estudio de fallas a escala de afloramiento, se ha empleado la metodología propia de la paleosismología, especialmente en dos casos estudiados. Ello ha implicado la descripción detallada de unidades sedimentarias, la representación detallada de los cortes y el análisis de las relaciones entre unidades y fallas.

Con los datos obtenidos se ha realizado una interpretación en gabinete. El mapa geológico se ha representado mediante el *software* QGIS 2.6.0, y se ha utilizado el programa Adobe Illustrator CS6 para la realización de mapas, columnas y cortes. Para la interpretación de facies se utilizaron manuales básicos (Boggs, 1987; Miall, 1996). En este trabajo de gabinete también se incluye la representación de la orientación de las estructuras tectónicas en proyección estereográfica con el programa informático Stereonet 8.9.2, además de la utilización de métodos dinámicos para el análisis de fallas, y así poder realizar el estudio de los estados de esfuerzo en los que se han formado.

Como métodos de análisis de paleoesfuerzos se han utilizado:

- Método de los *diedros rectos* (Pegoraro, 1972), el cual se basa en que perpendicularmente a la estría de deslizamiento de cada falla se traza un plano auxiliar que, junto con el plano de falla, delimita cuatro diedros rectos, dos de los cuales son de compresión y los otros de extensión. El eje σ_1 se hallará contenido en la intersección de los diedros de compresión y σ_3 en los de extensión.
- Diagrama y-R (Simón, 1984, 1986), que considera que uno de los ejes principales de esfuerzo es vertical, y, utilizando como base teórica la ecuación de Bott (1959), definir el tensor de esfuerzos óptimo mediante la relación R y la dirección dele je mayor horizontal σ_y.
- Método de Etchecopar (Etchecopar et al., 1981), que también se basa en la ecuación de Bott (1959) y permite interpretar los tensores desviatorios de esfuerzos incluso en poblaciones de fallas polifásicas.
- Método FSA (Celerier, 2010), que calcula para cada plano de falla el tensor de esfuerzos mejor orientado para reactivarlo, asumiendo una ley de fricción y un ángulo de fricción.

3. ESTRATIGRÁFÍA

Los materiales que se encuentran en esta zona son principalmente neógenos y cuaternarios, aunque en el margen norte de la cuenca afloran materiales triásicos y jurásicos. Se han realizado dos columnas estratigráficas, una en el sector oeste (perfil de La Calera) y otra en el este (perfil de Loma de Lías).

3.1 PERFIL DE LA CALERA:

Se ha realizado en la zona de La Calera, a 1 km del pueblo de Valdecebro. Sus coordenadas UTM son:

- Base : 30TXK 655 697 - Techo: 30TXK 644 704

Tramo 1: 39 m de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas ocres, y más escasas de calizas grises y conglomerados rojizos.

Las lutitas son masivas. Se disponen en estratos tabulares de 30 cm a 11 m de potencia. Hacia la base del tramo contienen cantos y son más groseras a techo. Se observa bioturbación por raíces y decoloraciones.

Las arenas son de grano fino y se organizan en estratos tabulares e irregulares de hasta 70 cm de potencia.

Las calizas, *mudstone*, se encuentran en estratos tabulares de espesor centimétrico que forman conjuntos de 0,8 a 1,5 m de espesor. Hacia la parte media del tramo se encuentra un nivel de calizas brechificadas de color rojizo de 0,8 m en cuyo techo hay un caliche.

Los conglomerados son calcáreos y tienen textura soportada por la matriz, que es arenosa y de grano fino. Presentan un centilo de 4 cm y se disponen en estratos tabulares granodecrecientes, en los que se observa estratificación horizontal.

Tramo 2: 5,5 m de calizas grises con margas blanquecinas en la mitad del tramo.

Las calizas, de textura *mudstone* a *wackestone*, se organizan en estratos tabulares-irregulares, y más raros canaliformes. Su espesor varía entre 25 y 50 cm y presentan bioturbación y fragmentos de bivalvos y gasterópodos.

Las margas, masivas, aparecen en niveles tabulares de 10 a 20 cm de espesor.

Tramo 3: 10 m de lutitas de color rojizo. Presentan textura masiva, decoloraciones y bioturbación por raíces que dan desarrollo de paleosuelos.

Tramo 4: 12 m de calizas grises con intercalaciones de margas generalmente blanquecinas y lutitas ocres.

Las calizas presentan textura *mudstone* a *wackestone*. Se disponen en estratos tabulares de 30 a 40 cm de potencia. En la mitad superior del tramo existe intensa bioturbación que da lugar a calizas nodulosas de hasta 1 m de espesor. Contienen restos de bivalvos.

Las margas son masivas. Se encuentran en estratos irregulares de hasta 5 cm de espesor, en las que ocasionalmente se reconoce algún nivel oscuro con un alto contenido en materia orgánica.

Las lutitas son masivas y se disponen en estratos de hasta 50 cm de potencia.

3.2 PERFIL DE LA LOMA DE LÍAS

Se ha realizado al noroeste de la cuenca, a 2 km del pueblo de Valdecebro. Sus coordenadas UTM son:

- Base : 30TXK669 704 -Techo: 30TXK669 715

Tramo 1: 39,5 m de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas ocres y conglomerados rojizos.

Las lutitas son masivas. Se disponen en estratos irregulares y tabulares de 30 cm a 8 m de potencia.

Las arenas son de grano fino y medio. Se organizan en estratos tabulares e irregulares, granodecrecientes de hasta 1,5 m de potencia.

Los conglomerados tienen textura soportada por la matriz; la matriz es arenosa de grano medio. Presentan un centilo de 5 cm. Se disponen en estratos tabulares, normalmente granodecrecientes de 0.40 m a 1.5 m.

Tramo 2: 21 m de conglomerados grises con escasas intercalaciones de areniscas marrones.

Los conglomerados son granosostenidos con matriz arenosa de grano grueso y se disponen en estratos tabulares, con bases irregulares o canaliformes, de hasta 4 metros de potencia. Los cantos son polimícticos (carbonatados y silíceos), de morfología redondeada-subredondeada, y de 1 a 55 cm de diámetro. Se reconoce estratificación horizontal marcada por cambios granulométricos.

Las areniscas, de grano grueso, en estratos tabulares de 1 a 20 cm de espesor.

Tramo 3: 11 m de conglomerados de color salmón soportados por una matriz arenosa de grano medio muy cementada, dispuestos en estratos tabulares de 10 a 30 cm de potencia. Los cantos son polimícticos (carbonatados y silíceos), de morfología subangulosa y tamaño centimétrico (1-7 cm).

Tramo 4: 22 m de conglomerados anaranjados con intercalaciones de areniscas marrones.

Los conglomerados son granosostenidos, con matriz arenosa de grano medio, y dispuestos en estratos irregulares con hasta 5 m de potencia. Se componen de cantos polimícticos (silíceos y calcáreos) muy redondeados, de 3 a 50 cm. Se reconoce estratificación horizontal marcada por cambios granulométricos.

Las areniscas son de grano grueso y se disponen estratos tabulares de hasta 50 cm de espesor. Presentan laminación paralela ocasional.

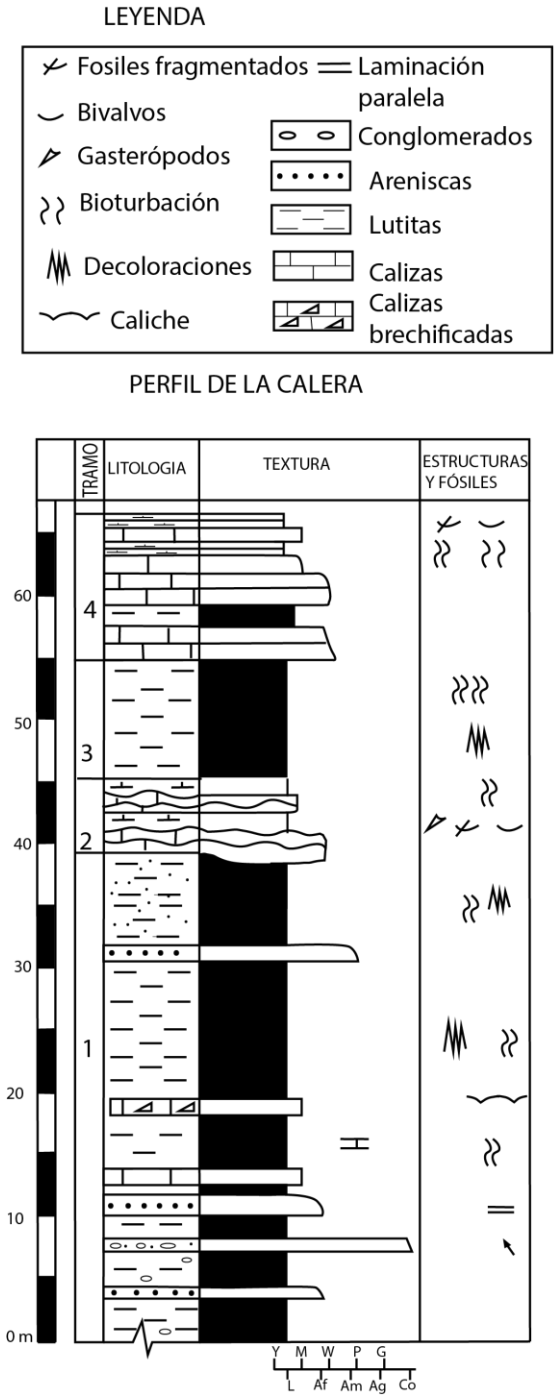


Figura 2. Columna estratigráfica del perfil de La Calera

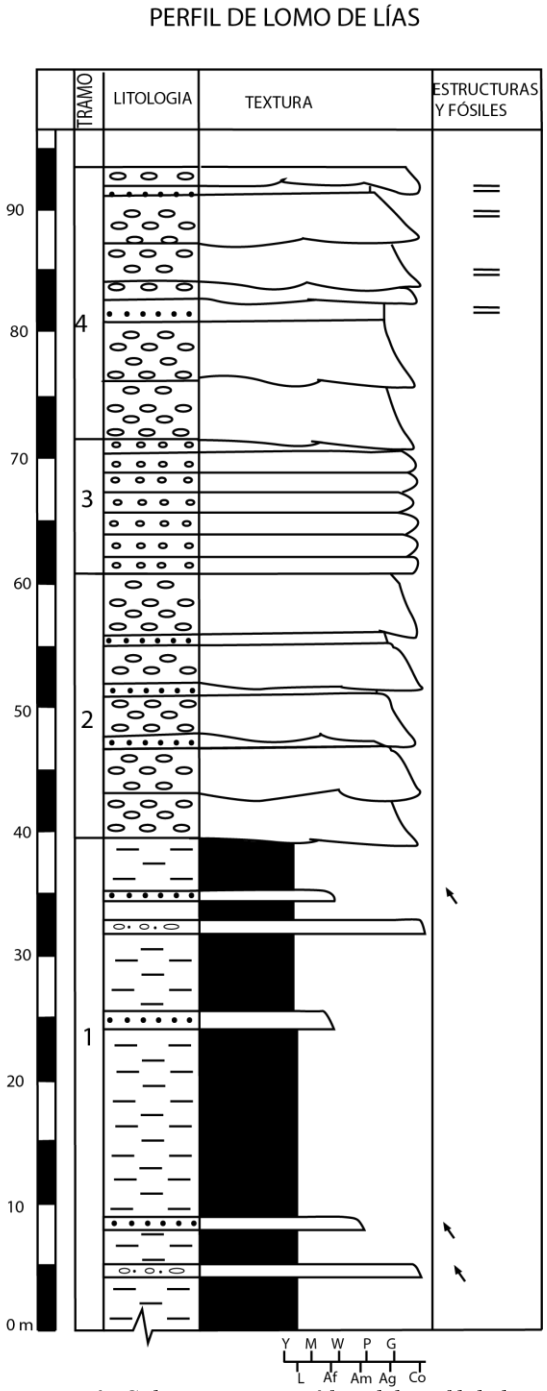


Figura 3: Columna estratigráfica del perfil de la Loma de Lías

3.3 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS:

Las columnas levantadas y el reconocimiento de campo, permiten establecer que al igual que en el resto de la fosa de Teruel, la serie neógena se divide en distintas unidades informales superpuestas, atendiendo a una alternancia de facies detríticas rojas y carbonatadas blancas o grises. En la zona en la que se centra ente trabajo, se ha comprobado que estas unidades presentan las siguientes características:

Unidades Detrítica Inferior y Rojo 1 (Vallesiense): Presentan características litológicas similares: arcillas rojas con intercalaciones locales de arenas en cuerpos tabulares y paleocanales conglomeráticos (Fig. 4a). Los conglomerados son de cantos carbonatados y silíceos, redondeados-subredondeados y generalmente centimétricos. En función de sus características se interpretan como facies medias-distales de abanicos aluviales. Los paleocanales han proporcionado paleocorrientes entre 200 y 265º, que implica un área fuente situada al NNE-E. Estos materiales se encuentra a lo largo de toda la cuenca, y no muestran grandes

cambios laterales de facies, aunque existe mayor densidad de niveles conglomeráticos hacia el este. Es frecuente localizar brechas calcáreas en contacto con paleorelieves jurásicos, que representarían aportes locales de los mismos. En la zona de los Mansuetos existe una unidad carbonatada, abajo descrita, que individualiza estas dos unidades detríticas.

Calizas intermedias (Vallesiense): Unidad compuesta por calizas y calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas y margas lignitíferas con abundantes fragmentos de gasterópodos, vegetales y micromamíferos. Estos materiales presentan generalmente textura mudstone a wackestone y se disponen en niveles tabulares, con bases frecuentemente irregulares, de espesor generalmente decimétrico. Las características de esta unidad permiten interpretarla como sedimentos palustres y/o lacustres.

En la zona de trabajo esta unidad sólo aflora en los Mansuetos y se encuentra intercalada entre la unidad detrítica inferior y la unidad Rojo 1, evidenciando una evolución retrogradante-progradante y que la zona lacustre en la que se depositaron estos materiales no se extendía hasta el borde de la cuenca. A pesar de que en este trabajo no se ha realizado un estudio evolutivo de detalle, Ezquerro *et al.* (2012, 2014) establecen que la evolución descrita se reconoce igualmente en sectores alejados de las facies lacustres e interpretan la retrogradacion como un episodio de calma tectónica.

Unidad Páramo 1 (Turoliense): Constituida por calizas blancas bien estratificadas, con niveles margosos blancos y grisáceos intercalados (Fig. 4b), y en ocasiones cuerpos lignitíferos. Contiene abundantes restos de gasterópodos y vegetales, y es frecuente la bioturbación vertical.

Al igual que las calizas vallesienses, las características de esta unidad indican la sedimentación en zonas lacustres-palustres. Esta unidad se encuentra en el sector norte y oeste de la zona estudiada

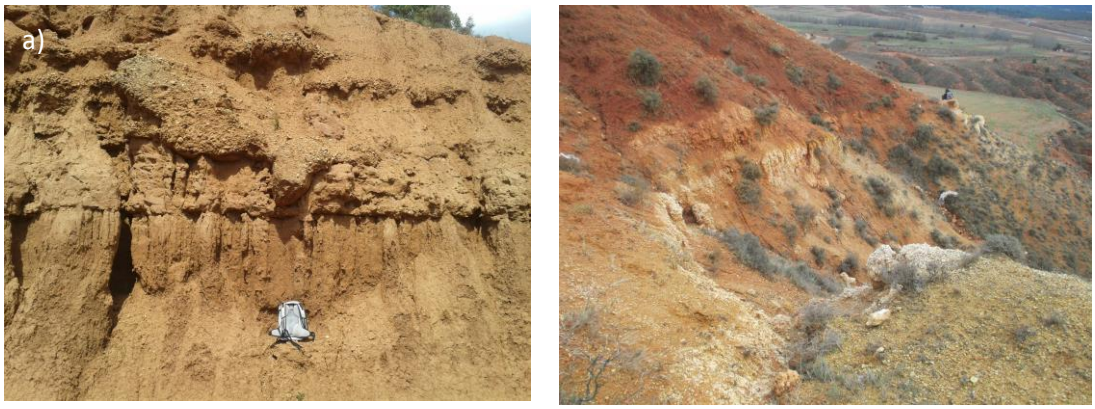


Figura 4: a) Lutitas y paleocanales de la unidad Rojo 1. b) Calizas margosas de la unidad Páramo 1 bajo las lutitas de la unidad Rojo 2.

Unidad Rojo 2 (Turoliense-Ruciniense): Predominio de areniscas y lutitas rojas, con intercalaciones de paleocanales conglomeráticos (Fig. 5a). Las lutitas muestran con frecuencia desarrollo de paleosuelos y los conglomerados presentan características similares a los de la unidad anterior.

En las zonas más cercanas a los materiales jurásicos (Fig. 5b) los sedimentos detríticos aumentan de tamaño de grano, pasando a conglomerados. Estos últimos se disponen generalmente de forma masiva o con una burda estratificación horizontal. Presentan textura granosostenida, cantos heterométricos, y polimícticos (calcáreos y silíceos) de color grisáceo con matriz rojiza. Las características de estos depósitos permiten interpretarlos en relación con las partes proximales de abanicos aluviales procedentes del norte.



Figura 5: Afloramientos de la unidad Rojo 2. a) Lutitas con paleocanales). b) Contacto de conglomerados con materiales Jurásicos (J). c) Aspecto de detalle de los conglomerados.

Esta unidad aflora principalmente en la zona septentrional, y se corresponde con un sistema aluvial procedente del N y NNE. Supone un incremento de aportes detríticos a la cuenca (Fig. 5a) respecto a la unidad inferior, si bien los paleosuelos indicarían episodios de no sedimentación. Ezquerro *et al.* (2012; 2014) interpretan que este avance aluvial responde a un episodio de actividad tectónica intensa en la zona.

Unidad Páramo 2 (Rusciniense): Unidad esencialmente carbonatada compuesta por calizas y calizas arcillosas con intercalaciones de margas grises (Fig. 6). Estos materiales se disponen en estratos tabulares con superficies irregulares, y su potencia varía de centimétrica a métrica. Aparecen restos de vegetales, gasterópodos, ostrácodos, y caráceas. Representan áreas palustres, contiguas a las zonas distales de abanicos aluviales, con un desarrollo notable de la vida animal y vegetal. En esta unidad, que se encuentra principalmente en el sector norte, se ha encontrado estructuras de deformación sinsedimentarias.



Figura 6: Calizas de la unidad Páramo 2 afectadas por fracturas.

Unidad Rojo 3 (Rusciniense) **y glacis villafranquiense**: Conglomerados en cuerpos canaliformes de potencia métrica, que intercalan niveles arenosos y ocasionalmente limosos, con geometría tabular y espesor decimétrico. Las gravas son polimícticas (silíceas y carbonatadas), granosostenidas y los cantos redondeados a subangulosos. A partir de sus características litológicas, disposición y paleocorrientes medidas (235º-245º), el conjunto se interpreta como facies medias y distales de sistemas aluviales procedentes del este. Estos materiales están modelados en su parte alta con morfología de glacis, que lleva asociada una cubierta de gravas (glacis villafranquiense) (Gutiérrez y Peña, 1976; Godoy, 1983). La unidad Rojo 3 presenta menos niveles conglomeráticos que el glacis villafranquiense,

y más porcentaje de finos. Ezquerro *et al.* (2012; 2014) citan la existencia de actividad tectónica en relación con el tránsito de estas unidades.

La unidad Rojo 3 sólo se puede encontrar en algunos de los barracos que se encuentran entre la zona de Los Huesares y la Ermita de San Cristobal. La unidad del glacis villafranquiense se puede encontrar en la zona central (donde aparece bajo glacis cuaternarios) y en la zona oriental del área de estudio.

Materiales cuaternarios: Gravas, generalmente calcáreas, subredondeadas-angulosas, sostenidas por una matriz areno-limosa. Las acumulaciones más importantes se disponen con morfología de glacis, algunos de ellos afectados por fallas (lo que será muy importante para el estudio neotectónico) y presentan potencias de 8 a 10 m (Godoy *et al.,* 1983). Otras, más recientes y menos potentes, rellenan la Rambla de Valdecebro o Rambla del Río Seco y otros barrancos.

Resumiendo, se observa que en la zona dominan los materiales detríticos (Fig. 7). La mayor parte de ellos se corresponde a la unidad Rojo 1, que aflora en toda la cuenca y presenta una litología homogénea con aportes del NNE-E. Sin embargo, esto no es igual para la unidad del Rojo 2, en la que se ha observado cómo el tamaño de grano aumenta hacia el Norte, llegando a aparecer cantos de decimétricos a métricos, tal y como se ha descrito anteriormente. La unidad Rojo 3 sólo se ha encontrado cerca de la zona de Los Huesares, mientras que el principal glacis villafranquiese se encuentra en la zona oriental y proviene del E-ENE. Las unidades carbonatadas (Páramo 1 y Páramo 2) se localizan en la zona norte y oeste y aumentan de espesor hacia el oeste, lo que indica un aumento de profundidad de la cuenca en ese sentido.

Estos materiales se corresponden con las megasecuencias 2 a 6 establecidas por Ezquerro *et al.* (2014) en el sector norte de la Fosa de Teruel. Estos autores proponen que los avances aluviales se corresponden con episodios de actividad tectónica más intensa que los episodios lacustres, aunque localmente éstos se encuentran afectados por estructuras indicativas de actividad (como ocurre en la unidad Páramo 2).

4. ESTRUCTURA GENERAL

En la figura 7 se muestra la cartografía geológica a escala 1:25.000 de la zona de estudio y la situación de los cortes geológicos realizados (Fig. 8). En ella se han utilizado como unidades cartográficas las descritas en el apartado anterior.

Se puede deducir que el borde activo de la cuenca se sitúa al norte, donde los conglomerados proximales de la unidad Rojo 2 se encuentran de forma discordante sobre los depósitos mesozoicos o en contacto por falla. Esta zona está afectada por distintas fallas de dirección E-W a WNW-ESE de componente normal. Además, en la cartografía (Fig. 7) se puede observar que existe un mayor número de fallas en la zona occidental que en la oriental, y con un espaciado menor entre ellas. Muchas de éstas aparecen fosilizadas por el glacis cuaternario, pero otras han sufrido reactivaciones posteriores. Este sería el caso de la falla estudiada en la trinchera de Los Huesares, que produce un desnivel en la topografía del glacis de varios metros.

La mayoría de las fallas presentan un alto buzamiento en superficie, que al llegar a los materiales del Keuper suponemos se atenúa; se consideran estos niveles yesíferos como nivel de despegue de algunas de ellas. A partir de los cortes realizados (Fig. 8) se ha podido medir un salto de falla de 190 m, aproximadamente, en la zona de fallas principal situada en el norte de la depresión.

Las unidades de esta cuenca generalmente se disponen horizontales o subhorizontales, aumentando su buzamiento conforme nos aproximamos a las fallas, tanto a veces a favor de éstas (pliegues de arrastre) como en sentido contrario (pliegues de *roll-over*).

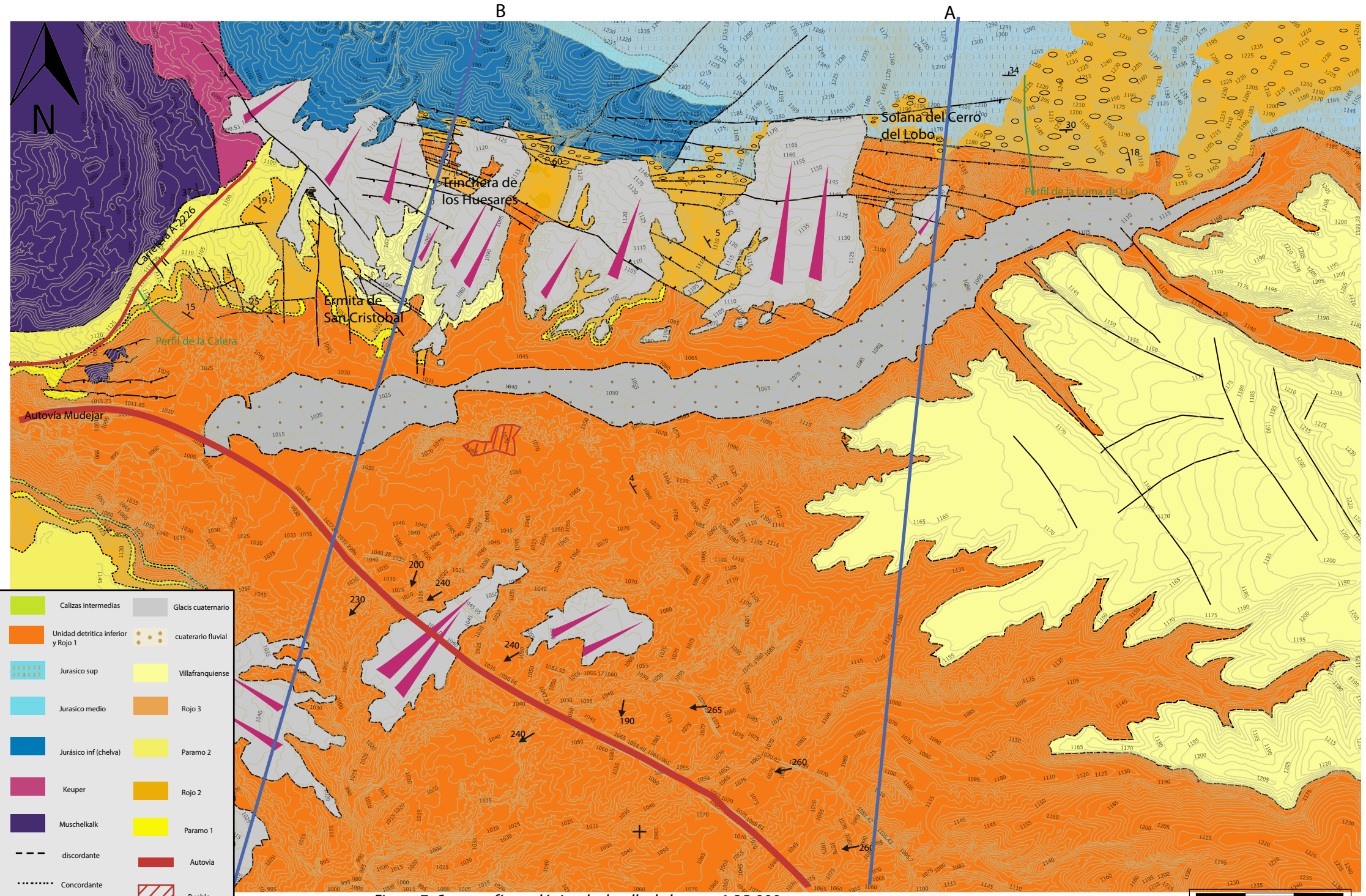


Figura 7. Cartografía geológica de detalle de la zona 1:25.000

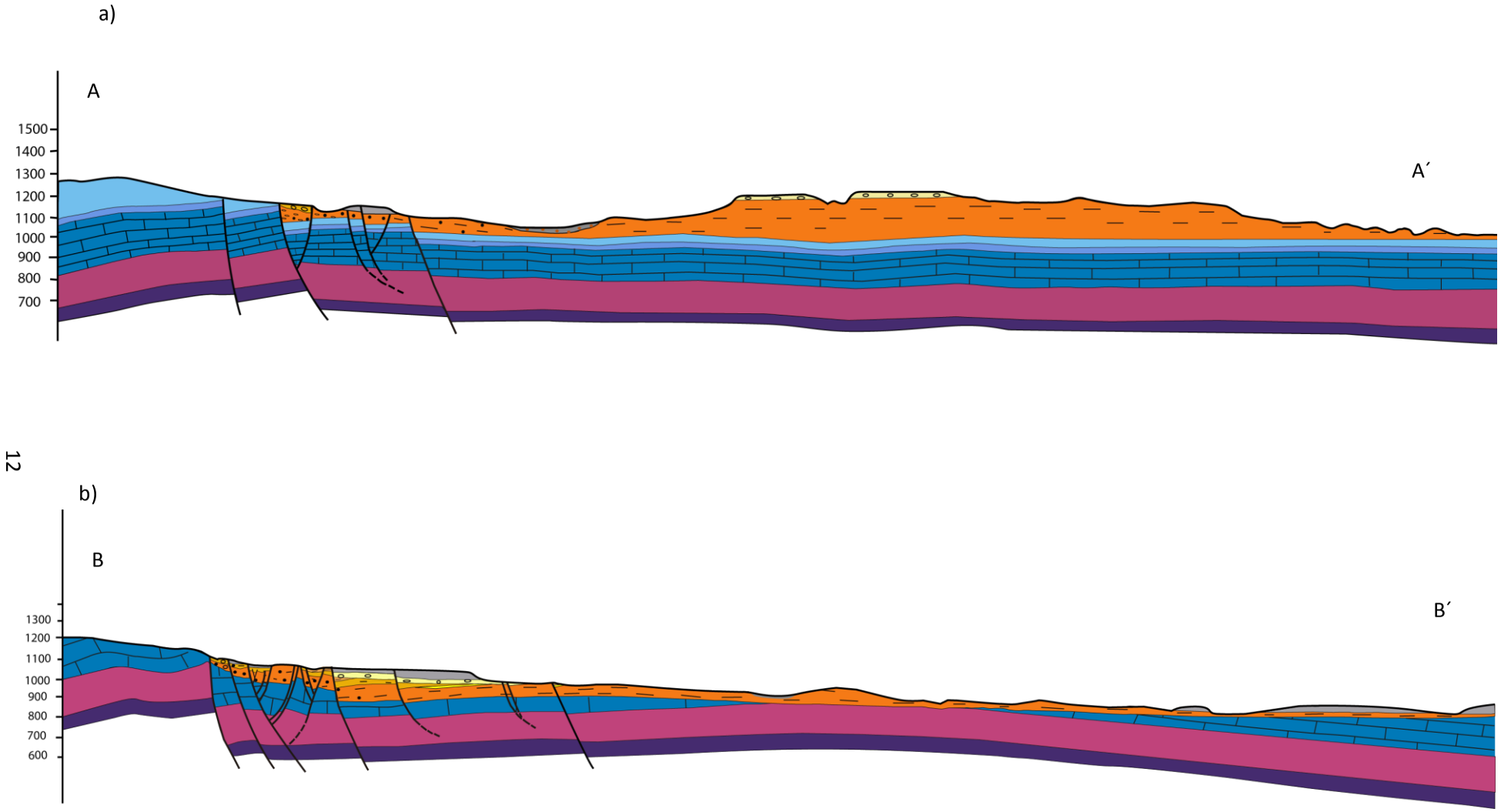


Figura 8. Cortes geológicos transversales a la cuenca. a) Sector oriental. b) Sector occidental.

5. ANÁLISIS DE ESTRUCTURAS EN AFLORAMIENTO

En este apartado se describen diferentes estructuras tectónicas de mediana escala encontradas en la zona, en los siguientes afloramientos (ver situación en Fig. 7): talud de la Autovía Mudéjar en la parte occidental de la zona de estudio; el contacto de los materiales jurásicos con los de la unidad Rojo 2 en los barranos de la Solana del Cerro del Lobo; fallas sintectónicas de la unidad Páramo 2 situadas alrededor del km 4 de la carretera A-226; camino de la Ermita de San Cristóbal, trinchera realizada en el glacis cuaternario en la zona de Los Huesares. El estudio de esta última se ha realizado en colaboración con el equipo de investigación del Dpto. de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza dirigido por José Luis Simón y que investiga la paleosismicidad de las fallas del entorno de Teruel.

Con objeto de reconstruir en detalle la historia del movimiento de las fallas se ha utilizado la metodología propia de la Paleosismología, diferenciando dentro de una misma unidad estratigráfica distintos tramos litológicos (incluso estratos individuales) para la relación de cada uno de ellos con la deformación.

5.1 FALLAS EN LA UNIDAD DETRÍTICA INFERIOR (TALUD DE LA AUTOVIA MUDÉJAR)

En este talud se ha hecho un estudio de las relaciones entre fallas y sedimentos de la Unidad Detrítica Inferior.

En el afloramiento (Fig. 9) se encuentran como yacente las calizas dolomíticas del Muschelkalk en estratos tabulares decimétricos; presentan una dirección y buzamiento de 115/35E. Sobre éstas se reconocen cinco subunidades neógenas, que se han diferenciado en función de sus relaciones geométricas, y que de base a techo se han denominado U1, U2, U3, U4 y U5.

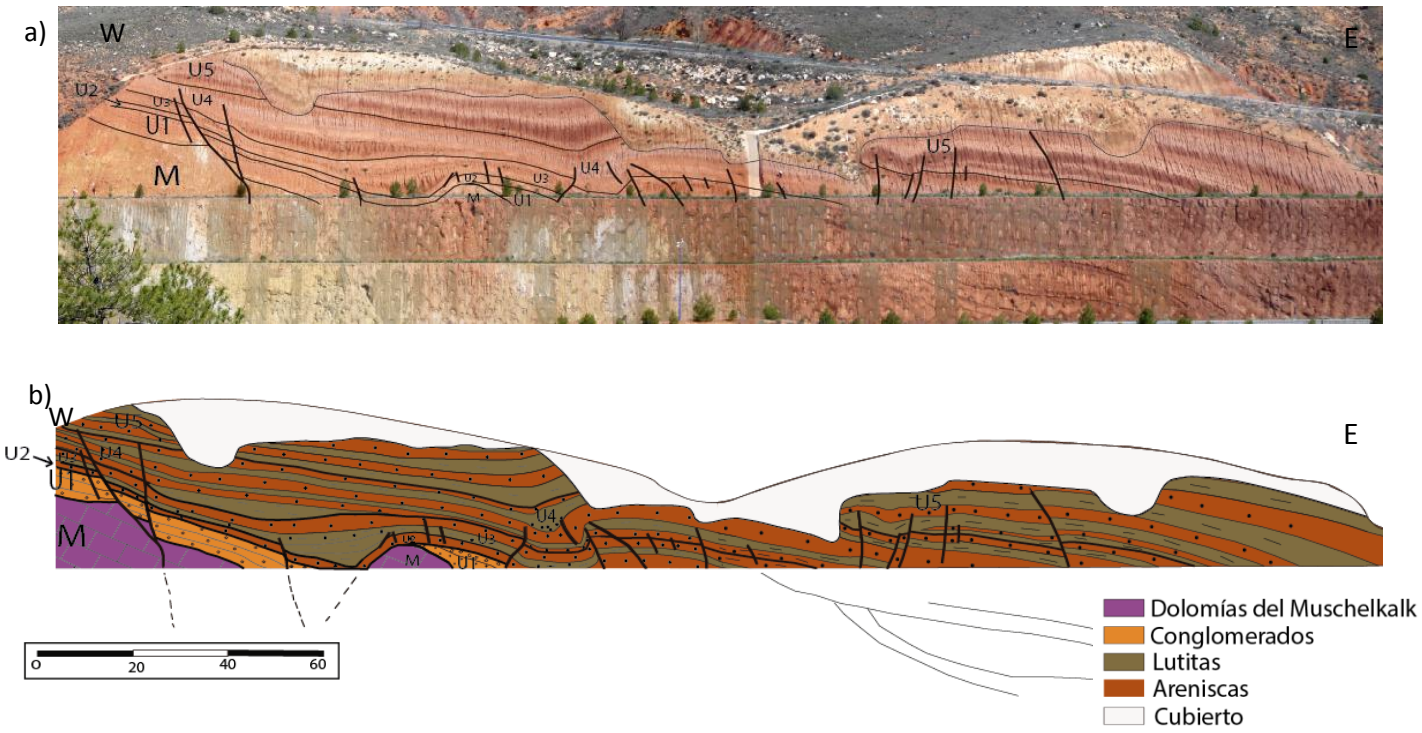


Figura 9. Corte estudiado en la Autovía Mudéjar (a) y esquema interpretativo (b).

Características litológicas

- Unidad U1: Conglomerados de color rojizo en estratos tabulares de espesor decimétrico. En la base presentan textura soportada por la matriz, que es lutítica, y están integrados por cantos calcáreos subredondeados de tamaño milimétrico y centimétrico. A techo son granosostenidos y los cantos son angulosos-subangulosos, de tamaño decimétrico.

Esta unidad solo aflora en la parte oeste del corte y se encuentra discordante sobre las calizas del Muschelkalk. Se interpreta como depósitos aluviales muy proximales en relación con la erosión del material infrayacente.

- Las Unidades 2 a 5 constituyen una alternancia de lutitas granates y marrones oscuras y areniscas violetas a grises. Las lutitas son masivas y aparecen en estratos tabulares, de 1 a 3 m de espesor, con superficies de estratificación a veces irregulares. Las areniscas son de grano fino a medio, y se disponen en estratos tabulares de 0.3 a 1 m de potencia. Se reconocen variaciones de espesor de algunos de los estratos en relación con las fallas y estas relaciones de carácter tectosedimentario han servido para diferenciar las unidades 2 a 5 en el esquema. Por ello, se ha decidido separarlas para establecer una mejor interpretación evolutiva, puesto que entre ellas se produjeron distintos episodios tectónicos.

Geometría y cinemática de las fallas

Para el estudio de la fracturación en este afloramiento se han realizado hasta 30 mediciones de dirección y buzamiento de fallas a lo largo del talud. Se han encontrado fallas con una componente direccional y otras con una mayor componente normal.

Gracias a los depósitos sintectónicos se han podido diferenciar seis etapas de movimiento. Estas etapas han sido agrupadas en dos estadios, uno temprano en el que los movimientos presentan mayor componente direccional, y otro más tardío que da lugar a fallas con una componente normal. Por ello, se ha optado por representar y analizar ambos grupos por separado (Fig. 10).

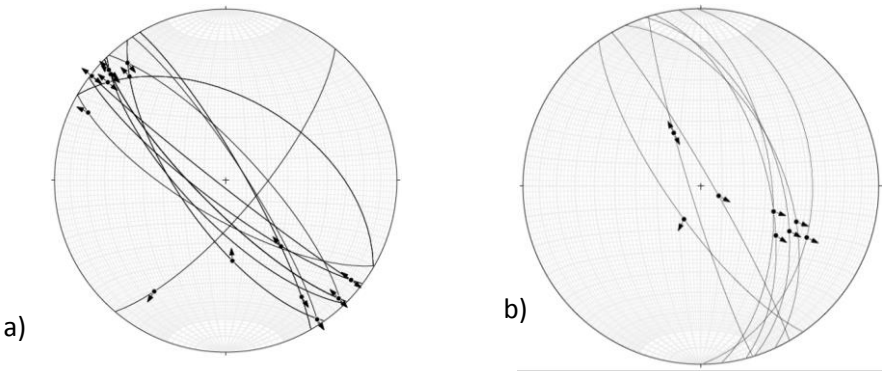


Figura 10: Proyección estereográfica de los planos y estrías de falla medidos en el talud de la Autovía Mudéjar. a) Fallas activadas en el primer estadio. b) Fallas activadas en el segundo estadio.

Las fallas direccionales tienen buzamientos entre 50º y 80º, con direcciones dominantes NW-SE. En muchas de ellas se han encontrado estrías, pero no en todas se ha podido averiguar el sentido de movimiento. En las que éste sí ha podido conocerse es, en la mayoría de los casos, dextral con cierta componente inversa. Estas afectan a las unidades U1, U2, U3 y U4.

Las fallas normales presentan buzamientos entre 45º y 85º con direcciones NNW-SSE. La mayoría presentan buzamientos hacia el E y cabeceos elevados, pero con cierta componente dextral. Estas fallas afectan a todas las unidades.

Análisis dinámico

Para analizar la compatibilidad dinámica de las fallas de este afloramiento con el campo de esfuerzos regional se ha realizado un análisis de paleoesfuerzos, separando las dos muestras de planos y estrías: por un lado, las de componente direccional, más antiguas; por otro, las de componente normal, más recientes. Para dicho análisis se han utilizado los métodos de diedros rectos (Pegoraro 1972), diagrama y-R (Simón 1986) y método de Etchecopar (Etchecopar *et al.,* 1981), aplicándolos por separado a ambas muestras.

A partir de estos análisis (Anexo I) se observa que, para el primer estadio, el método de diedros rectos indica un sistema de esfuerzos con σ_2 subvertical, σ_1 orientado N-S y σ_3 E-W. En el diagrama y-R se aprecian "nudos" de curvas en las direcciones N045ºE con R = 1 y N135ºE con un R = 0, correspondiendo a σ_1 y σ_3 respectivamente.

El método Etchecopar proporciona los resultados más precisos, con unas orientaciones de ejes:

- σ_1 : 166/10
- σ_2 : 015/79
- σ_3 : 257/02

y un valor de la relación de esfuerzos: $Re = \frac{\sigma 2 - \sigma 3}{\sigma 1 - \sigma 3} = 0.46$

Respecto al segundo estadio de esfuerzos (Anexo II), el diagrama de diedros rectos muestra un eje σ_1 subvertical, σ_2 orientado N-S, y σ_3 manteniéndose en dirección E-W.

En este también se ha utilizado el método de Etchecopar, obteniendo las siguientes orientaciones de ejes para una desviación angular de 5º:

- σ_1 : 163/66
- σ_2 : 000/23
- σ_3 : 267/06

y un valor de relación de esfuerzos: $Re = \frac{\sigma 2 - \sigma 3}{\sigma 1 - \sigma 3} = 0.33$

Si comparamos ambos sistemas de esfuerzos, puede percibirse prácticamente un intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 entre la vertical y la horizontal, a la vez que una ligera rotación horaria del eje máximo horizontal (S_{Hmax}), de azimut 166 a 000.

Interpretación evolutiva (Fig. 11)

a) En el Vallesiense se depositan sobre las dolomías del Muschelkalk los materiales conglomeráticos de la unidad U1. Tal y como demuestra la litología de los cantos, estos materiales proceden de la erosión de la unidad infrayacente. De base a techo se puede inferir un descenso en la importancia de los flujos gravitacionales, quizá en relación con mayor disponibilidad de agua.

b) Tras el depósito de estos materiales se produce la rotura de la falla E, situada en el centro del afloramiento, y de una supuesta falla situada al este del corte, que produciría el basculamiento de toda la serie por un mecanismo de *roll-over*. Se deposita la unidad U2 de forma discordante, sobre las unidades anteriores, que al igual que las unidades 3 a 5 pertenecen a las partes distales de los abanicos aluviales de procedencia este.

c) Se produce la reactivación de la falla ciega E y la formación de una falla antitética (F), que deforma U2 y crea un hueco en el centro del afloramiento donde se acumula el mayor espesor de la unidad U3.

d) Continúa el movimiento, trasladándose el centro de subsidencia hacia el W, formándose las fallas A, B y C con movimiento direccional, mientras comienza a depositarse la unidad U4.

e) Mientras se termina de depositar U4, se produce un colapso kárstico en las dolomías del Muschelkalk, seguramente favorecido por la penetración de agua por la falla E. Este colapso afecta intensamente hasta la parte intermedia de la unidad U4, y luego se atenúa hasta el techo de la misma.

f) Tras el depósito de U4 se produce la reactivación de las fallas A, B y C con componente normal, produciendo el engrosamiento de algunos niveles hacia el W. Este movimiento puede estar conectado cinemáticamente con el mismo *roll-over* de la estructura principal (falla E ciega), pero es un episodio diferente.

g) Luego se produce la sedimentación de la unidad U5, que se engrosa en conjunto hacia el E, en relación con una supuesta falla mayor lístrica que habría al E del afloramiento estudiado. Mientras, se mueven también las fallas situadas al E (L-V).

h) Finalmente, se produce el depósito de la unidad Páramo 1 sobre las anteriores en un sistema lacustre somero localizado en las partes distales de los abanicos, lo cual supone la retrogradación del sistema aluvial, quizá debido a un menor aporte de material detrítico en una fase de mayor calma tectónica.

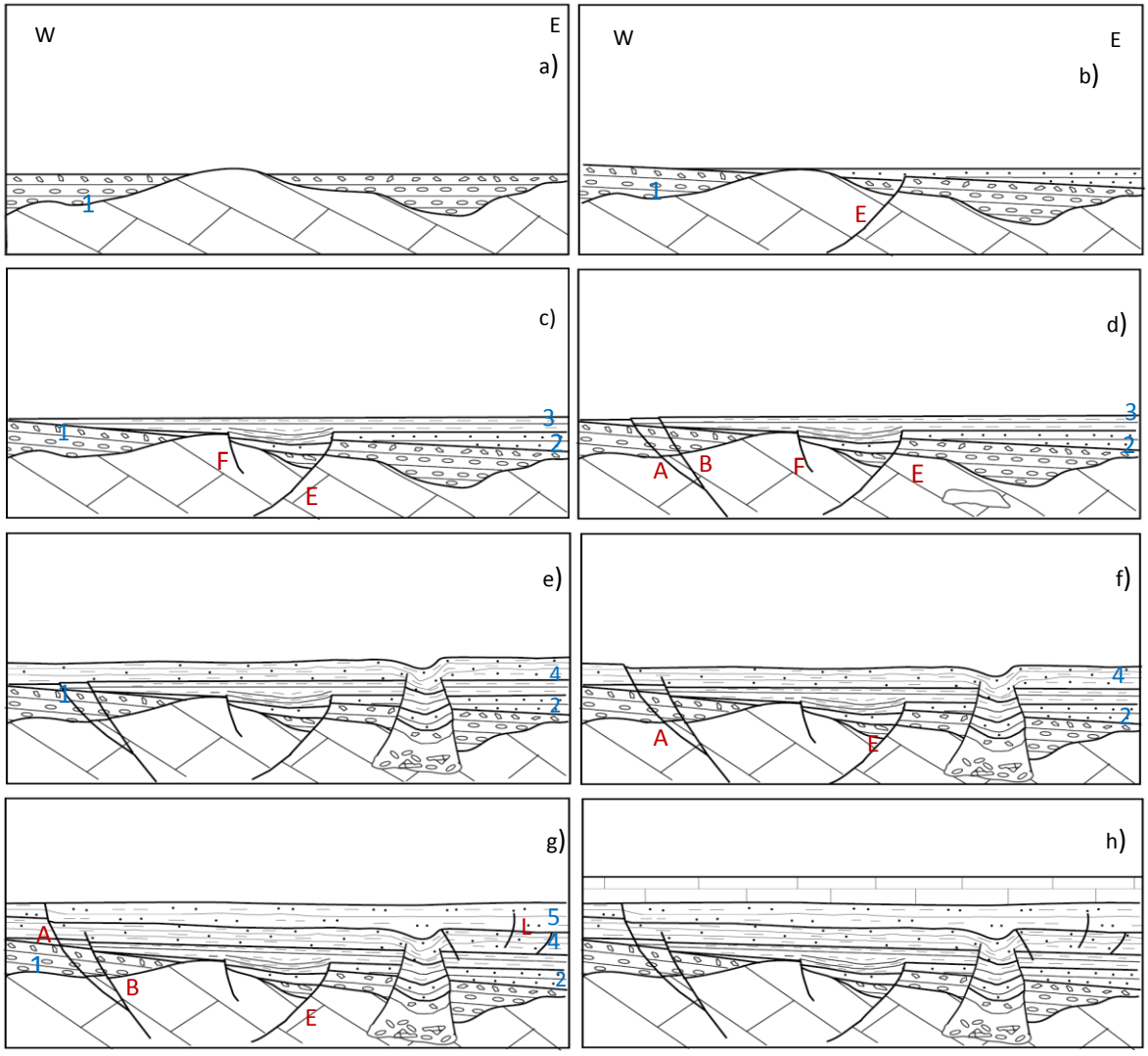


Figura 11: Esquema de la interpretación evolutiva del corte de la Autovía Mudéjar.

5.2 FALLAS EN LA UNIDAD ROJO 2 DEL BORDE NORTE (BARRANCOS EN LA SOLANA DEL CERRO DEL LOBO)

En este afloramiento se pueden observar fallas normales que ponen en contacto las calizas jurásicas con los conglomerados de la unidad Rojo 2 (Fig. 12). Este afloramiento es importante debido a las evidencias que muestra sobre la independencia que adquiere la cuenca de Valdecebro durante el Turoliense-Rusciniense.

Las fallas medidas en este afloramiento presentan dirección WNW-ESE con buzamientos elevados, entre 50 y 82º, generalmente hacia el sur. Estas muestran una gran continuidad longitudinalmente, y se interpreta que también la adquieren en profundidad, llegando a cortar algunas de ellas materiales mesozoicos.



Figura 12: a) Foto del contacto del Jurásico con la unidad Rojo 2 y estereograma de las fallas analizadas. En el estereograma se representa la orientación de los planos de estratificación (en negro) y de los planos de falla (en rojo).

5.3 FALLAS SINSEDIMENTARIAS EN EL PÁRAMO 2 (CARRETERA A-226)

En este afloramiento (km 4 de la carretera A-226) se pueden observar fallas sinsedimetarias y postsedimentarias respecto a la unidad Páramo 2 (Fig.13). Presentan una dirección NW-SE con buzamientos elevados, entre 60 y 90º, generalmente hacia el SW, aunque también aparecen fallas antitéticas.

Estas fallas generalmente no presentan mucha continuidad ni en superficie ni en profundidad, por lo que, aunque sean de interés a escala media, no llegan a tener gran importancia a escala cartográfica.

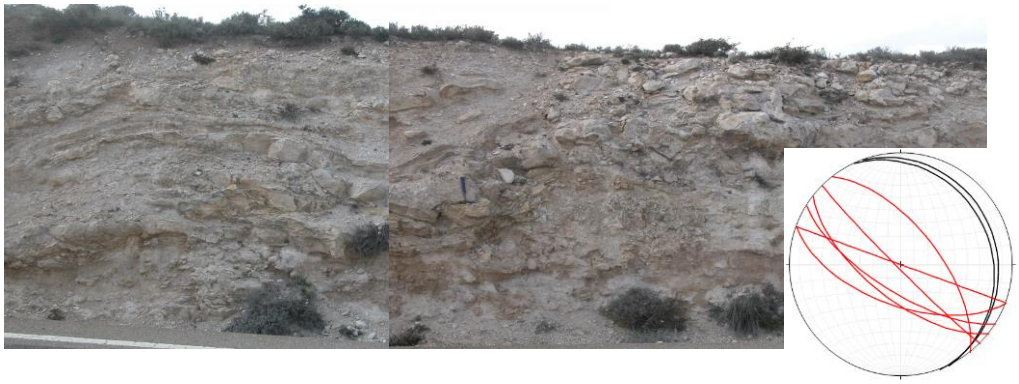


Figura 13: a) Unidad Páramo 2 afectada por fallas sintectónicas y estereograma de las fallas analizadas. En el estereograma se representa la orientación de los planos de estratificación (en negro) y de los planos de falla (en rojo).

5.4 FALLAS EN EL VILLAFRANQUIENSE (CAMINO DE LA ERMITA DE SAN CRISTÓBAL)

Este afloramiento muestra fallas que afectan a materiales de la unidad Rojo 2 y los materiales Villafranquienses (Fig. 14). Los depósitos afectados son lutitas y conglomerados, que aparecen generalmente en estratos tabulares, de potencia decimétrica, más raros con morfología de paleocanal. La dirección y buzamiento de la serie es 175,19 W.

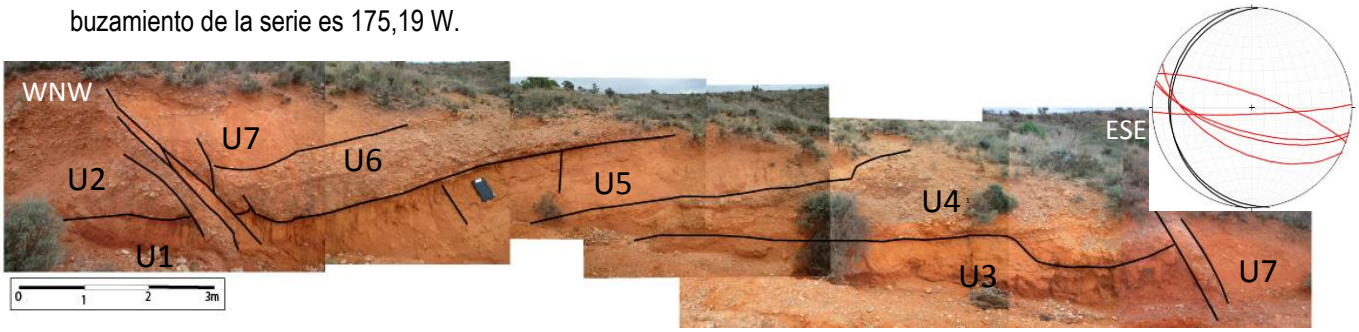


Figura 14: Afloramiento del camino de la Ermita de San Cristóbal en el que se han marcado las unidades diferenciadasl. En el estereograma se representa la orientación de los planos de estratificación (en negro) y de los planos de falla (en rojo).

Características litológicas:

En este afloramiento se han distinguido siete unidades que, siguiendo un orden cronológico, son:

- U1: Lutitas masivas de color rojo oscuro.
- U2: Gravas granosotenidas estratificadas con matriz areno-limosa, de color rojo oscuro. Los cantos son calcáreos y silíceos, subangulosos-subredondeados y presentan tamaños centimétricos.
- U3: Lutitas masivas de color salmón con una intercalación de gravas sueltas con textura soportada por la matriz, polimícticas, de cantos subangulosos-subredondeados,
- U4: Gravas polimícticas soportadas por la matriz, en un cuerpo canaliforme con pequeñas intercalaciones de arenas de grano medio en estratos tabulares de espesor centimétrico.
- U5: Lutitas masivas de color salmón, en un estrato tabular.
- U6: Gravas granosostenidas con matriz arenosa de grano fino y cantos silíceos y carbonatados, subangulosos-subredondeados de tamaño centimétrico. Integran un cuerpo con geometría tabular con cicatrices que individualizan estratos centimétricos y decimétricos con laminación paralela.
- U7: Lutitas masivas de color salmón con una intercalación de gravas soportadas por la matriz compuestas por cantos polimícticos sueltos de 1 a 8 cm, subangulosos.

La unidad U1 se corresponde a la unidad informal Rojo 2, mientras que las unidades U2 a U7 son atribuibles al glacis villafranquiense. Todos estos materiales representan el depósito en zonas aluviales medias con desarrollo de canales y barras conglomeráticas y zonas de inundación adyacentes.

Geometría y cinemática de las fallas

Geométricamente, la deformación se acomoda en dos zonas de falla, compuestas por varias fallas de orientación E-W y movimiento normal.

La primera, situada más al oeste, se compone de una falla principal con dirección 116, 72 S, y cinco secundarias. Esta zona de fallas pone en contacto la unidad U1 y U2 con U5, U6 y U7.

La segunda zona de falla se compone por dos fallas paralelas de una dirección de 106,68 S. Esta zona pone en contacto la unidad U3 con la U7, lo que permite interpretar un salto de falla mínimo de 5 metros.

No se han observado estriaciones, por lo que no se puede precisar la dirección de movimiento, ni estructuras o geometrías que indiquen movimientos sinsedimetarios, por lo que se interpreta que todas ellas son post-sedimentarias.

5.5 FALLAS EN EL PLEISTOCENO (TRINCHERA DE LOS HUESARES)

Esta trinchera se ha realizado en la parte norte de la zona estudiada, en un glacis cuaternario situado en la zona de Los Huesares (Fig.7) y que muestra un escalón topográfico anómalo que se atribuyó a una falla reciente que lo desplaza.

La trinchera, de alrededor de 30 m de longitud, paredes verticales y una profundidad de hasta 4 m, se excavó mediante una pala retroexcavadora siguiendo una dirección perpendicular al citado escalón. El estudio se centró en la pared oriental, sobre la que se efectuaron las labores de limpieza necesaria y se superpuso una cuadrícula de referencia con celdas de 1 m de alto por 0.5 m de ancho.

Características litológicas

Se han diferenciado siete unidades litológicas distintas, que según su orden cronológico se han denominado U1 a U7 (Fig. 15).

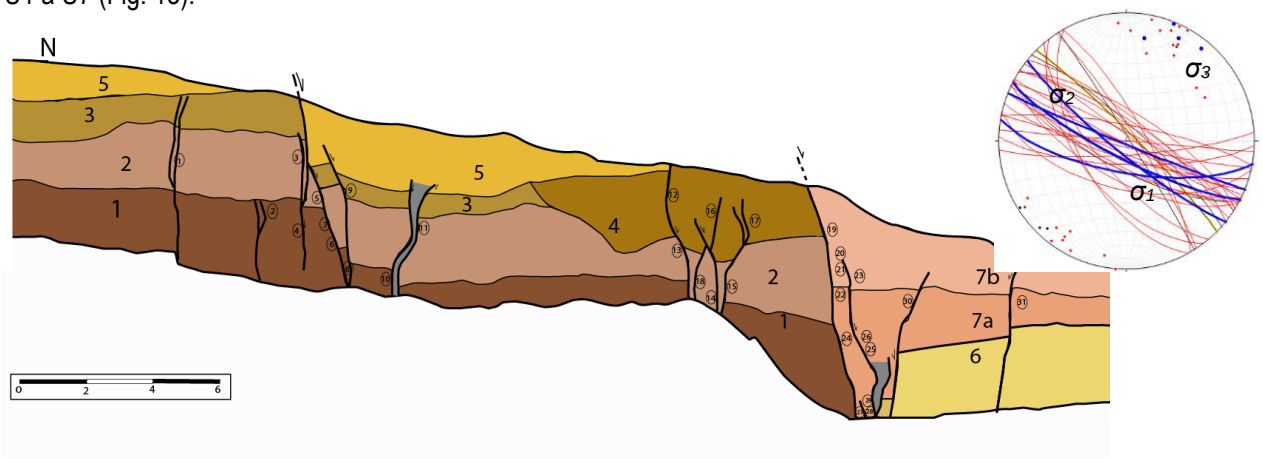


Figura 15: Esquema geológico de la trinchera de los Huesares, en el que se pueden distinguir las unidades diferenciadas afectadas por diferentes fallas. El estereograma muestra las ciclográficas y polos de los planos de falla (azul: fallas con salto apreciable; rojo: fallas menores; negro: fisuras*)*.

- U1: Gravas blanquecinas y ocres con una intercalación de limos ocres con cantos. Las gravas compuestas principalmente por cantos carbonatados, son granosostenidas y están dispuestas en estratos tabulares de espesor decimétrico, formando secuencias de grava-gravilla. Los limos son marrones con cantos dispersos de hasta 7 cm, e integran un cuerpo ligeramente canaliforme.
- U2: Gravas rojizas, blancas a techo, con intercalaciones de lutitas rojas en lentejones centimétricos. Las gravas presentan textura granosotenida, con matriz de arena fina de color rojizo, cuyo grano aumenta hacia techo; los cantos son principalmente carbonatados y subangulosos. Están dispuestas en estratos tabulares, que muestran secuencias decimétricas de grava-gravilla. Las lutitas son masivas.
- U3: Limos naranjas masivos con cantos carbonatados dispersos, angulosos a subangulosos, de 3 a 6 cm.
- U4: Gravas grises y blanquecinas granosostenidas con cantos angulosos-subangulosos, carbonatados de hasta 10 cm. Se presentan en un cuerpo canaliforme en el que se reconoces secuencias granodecrecientes e intercalaciones de limos hacia techo.
- U5: Gravas anaranjadas y blanquecinas a techo, con intercalaciones de limos naranjas. Están soportadas por la matriz areno-limosa y están compuestas por cantos subangulosos a subredondeados, carbonatados

y siliciclásticos de hasta 4 cm; se disponen en estratos tabulares de espesor centimétrico. Los limos presentan potecias de 8 cm.

- U6: Gravas marrones soportadas por la matriz con cantos carbonatados y siliciclásticos, angulosos a subredondeados de 1 a 16 cm, en estratos tabulares de hasta 10 cm de potencia, organizados en secuencias granodecrecientes de espesor decimétrico.
- U7: Arenas masivas naranjas de grano medio, con cantos dispersos, que disminuyen su abundancia a techo. A techo existe un nivel de gravas con textura soportada por la matriz que se organizan en una secuencia granodecreciente con limos en el techo.

Geometría y cinemática de las fallas

Geométricamente, la fracturación en esta trinchera muestra tres zonas de falla.

En la parte más septentrional encontramos un conjunto fallas principales que producen un escalón en las unidades U1, U2, U3. En esta zona también se pueden distinguir varias fisuras, alguna de ellas ramificada, que apenas producen desplazamiento. Algunas de ellas, como la número 11, presenta una apertura decimétrica y tiene asociado un relleno fisural.

La segunda zona de falla se sitúa en una posición más central, y corresponde a dos fallas sintéticas y tres antitéticas que afectan a las unidades 1, 2 y 4, produciendo poco desplazamiento. En las zonas de intersección se puede observar cómo algunas antitéticas son cortadas y desplazadas por las fallas sintéticas.

Por último, la zona de falla situada en la parte más meridional corresponde a la falla principal. Las unidades que se ven afectadas en esta zona son las unidades 1, 2 y 4 al norte, y las unidades 6 y 7 al sur. Esta zona se compone por una falla principal con dirección 114, 75 S y otras de menor importancia, sintéticas y antitéticas. El salto de falla principal no se ha podido medir, pero es superior a los 4 metros.

Análisis dinámico

A partir de los datos obtenidos de los planos de falla se ha hecho un estudio dinámico con el *software* FSA (Celerier, 1999). Los resultados se muestran un diagrama de densidades para las orientaciones de los ejes de esfuerzos (Fig. 16), indicando un estado de esfuerzos extensional con σ_3 orientado entre NE y ENE.

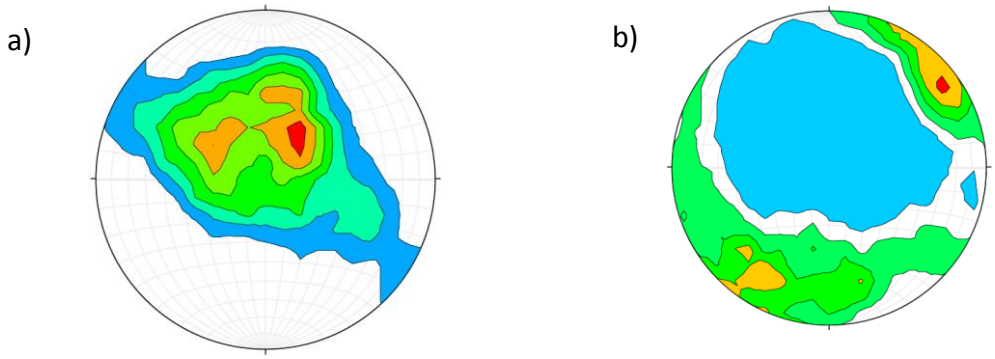


Figura 16: Diagrama de densidades de las orientaciones de para σ_1 (a) y σ_3 (b) de los tensores de esfuerzos seleccionados por el programa FSA.

Los resultados obtenidos de estos diagramas no son exactamente los que cabría pensar, según el modelo de Anderson (1951), al observar el estereograma de la figura 13. La orientación más probable de σ_1, según este modelo, debería ser más vertical, y la de σ_3 más cercana a NNE. Se ha interpretado que esto se debe a una perturbación de los esfuerzos locales.

Interpretación evolutiva

Las unidades descritas representan un sistema aluvial, con área fuente no muy lejana, dada la morfología de los clastos. En este sistema se generaron barras longitudinales y canales someros y existieron zonas de inundación laterales escasamente preservadas.

El análisis de las relaciones entre las fallas y las unidades sedimentarias observadas en la trinchera permite inferir el siguiente esquema evolutivo:

a) Depósito de las unidades 1, 2 y 3.
b) Depósito de la unidad 4 en forma de paleocanal, erosionando parte de la unidad 2 y 3.
c) Comienzo del depósito de la unidad 5, al tiempo que se inicia el desplazamiento de la primera y la segunda zona de falla.
d) Movimiento de la falla principal de la tercera zona de fallas, permitiendo el depósito de las unidades 6 y 7.
e) Reactivación de esa misma falla y de las fallas antitéticas que la rodean mientras prosigue el depósito de las unidades 6 y 7, sin descartar que también lo hicieran las fallas principales de las otras dos zonas.

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La cuenca de Valdecebro es una cuenca neógena de orientación E-W situada en el margen oriental de la fosa de Teruel. Las fallas principales de la cuenca presentan una dirección E-W y WNW-ESE, y está rellena por las mismas unidades que la cuenca de Teruel, lo que indica que forma parte de ella, aunque en el Turoliense-Rusciniense tomara cierta independencia.

A partir de los datos analizados, su evolución consta de varios estadios que se exponen a continuación.

En su inicio esta cuenca comienza con una etapa compresiva muy residual, equivalente a la etapa C3 definida por Simón (1984). A escala cartográfica no existen estructuras que representen esta etapa compresiva, pero sí aparecen a escala mesoestructural, como es el caso del talud estudiado en la Autovía Mudéjar. A partir de las fallas estudiadas en este afloramiento, se obtuvo que el sistema de esfuerzos correspondiente a la primera etapa presenta un eje σ_1 prácticamente horizontal con dirección NNW-SSE.

Poco tiempo después comienza una etapa distensiva relacionada con el *rifting* del este de Iberia y el surco de Valencia (Álvaro et al., 1979; Simón, 1984; Roca y Guimerà, 1992) con un sistema de esfuerzos en el que σ_1 es prácticamente vertical. Entre este sistema de esfuerzos y el anterior se ha producido un intercambio de los ejes σ_1 y σ_2, con un giro adicional en sentido horario del eje máximo horizontal. Simón (1984, 1986) encontró este mismo patrón evolutivo en la Cordillera Ibérica oriental, definiendo un tránsito gradual entre las fases C3 y D1 (primera etapa distensiva). El valor de la relación de esfuerzos R (forma del elipsoide) varía progresivamente hasta producirse el intercambio de ejes, y simultáneamente se produce una rotación de los ejes horizontales, pasando el eje máximo horizontal ($S_{Hmax}= \sigma_y$) desde una dirección NNW-SSE a otra NNE-SSW. A partir de ello se interpreta que la compresión y la extensión fueron originadas por mecanismos geodinámicos distintos (convergencia de placas y *rift* del surco de Valencia, respectivamente), que actuarían con una cierta independencia aunque simultáneamente y solaparían, por tanto, sus efectos.

Las fallas activadas en estas dos primeras etapas son contemporáneas de la sedimentación de la Unidad Detrítica Inferior y la unidad Rojo 1 (Vallesiense). Esto es coherente con el marco regional del conjunto de la cuenca neógena de Teruel, donde sabemos que el primer estadio importante extensional coincide con el comienzo del ciclo sedimentario neógeno (Vallesiense; Simón, 1983; Alcalá *et al.,* 2000). Dentro de nuestra zona de estudio sólo tendríamos, como evidencia de esa estructuración de la cuenca por las fallas NNW-SSE a NW-SE activadas en esas etapas, lo que hemos visto en la berma: fallas que interpretamos relacionadas con el paleorelieve de Triásico existente al W. Durante estas etapas los aportes proceden del E y NE,

correspondiendo a facies medias-distales de los abanicos aluviales. Estas unidades, y las posteriores, se disponen en *onlap* sobre el paleorelieve, que sería por tanto un borde inactivo (Fig. 18a)

A pesar de que la zona estudiada ya está siendo afectada por actividad tectónica durante el Vallesiense, se ha llegado a la conclusión de que esta cuenca aún no es independiente, ya que no se han encontrado depósitos proximales correspondientes a las unidades vallesienses en el actual borde septentrional de la cuenca (zona de falla de Valdecebro).

En el Turoliense temprano se da paso a un sistema lacustre en la zona occidental (Fig. 18b). El sistema lacustre sufría frecuentes procesos de expansión-retracción, que se reflejan en una alternancia de litologías y de facies con evidencias de bioturbación (facies someras) o masivas (facies profundas). Este estadio se correspondería con el depósito del Páramo 1 de Godoy *et al*. (1983) y responde, según Ezquerro *et al*. (2012), a un episodio de descenso de actividad tectónica en la región.

A continuación, en el tránsito Turoliense-Rusciniense, se produce la activación las fallas normales E-W a WNW-ESE situadas al norte, creando cierta independencia de la cuenca de Valdecebro (Fig. 18c). Esto dio lugar al desarrollo de los sistemas aluviales de la unidad Rojo 2 procedentes del norte, con depósito de material detrítico grosero (conglomerados heterométricos y polimícticos) en las zonas más proximales (zona septentrional), y limos con intercalaciones de paleocanales en las zonas más distales.

Avanzado el Rusciniense, los sistemas aluviales retrogradan y se implanta en parte de la zona un nuevo sistema lacustre (unidad Páramo 2) de características similares al anterior, y que volvería a afectar sólo a la zona occidental (Fig. 18d) si bien se expandió hacia el norte. Durante este periodo se mantiene una cierta actividad tectónica extensional, como demuestran las fallas sinsedimentarias en la unidad carbonatada.

A finales del Rusciniense y comienzos del Villafranquiense se produjo en el conjunto de la región una reactivación tectónica importante (Moissenet, 1983; Simón, 1983). En nuestra zona dio lugar al avance de los abanicos aluviales procedentes del este (unidad Rojo 3 y glacis villafranquiense; Fig. 18e), hipotéticamente por activación de una falla de orientación próxima a N-S en el borde oriental de la fosa de Teruel.

En el Cuaternario vuelven a progradar los abanicos aluviales desde el norte, debido a la continuación de la actividad en la zona de falla de Valdecebro (Fig. 18f). El sistema de esfuerzos vigente continuaría siendo extensional, con un eje σ_3 entre NE y ENE. El marco climático durante el Pleistoceno pudo provocar igualmente un incremento de sedimentos más groseros en la cuenca. Además, se desarrollan otros glacis provenientes de la zona occidental y oriental, formando un sistema que se vería interrumpido por la incisión fluvial y el consiguiente vaciado de la cuenca, que finalmente dio lugar a la morfología actual de la depresión de Valdecebro.

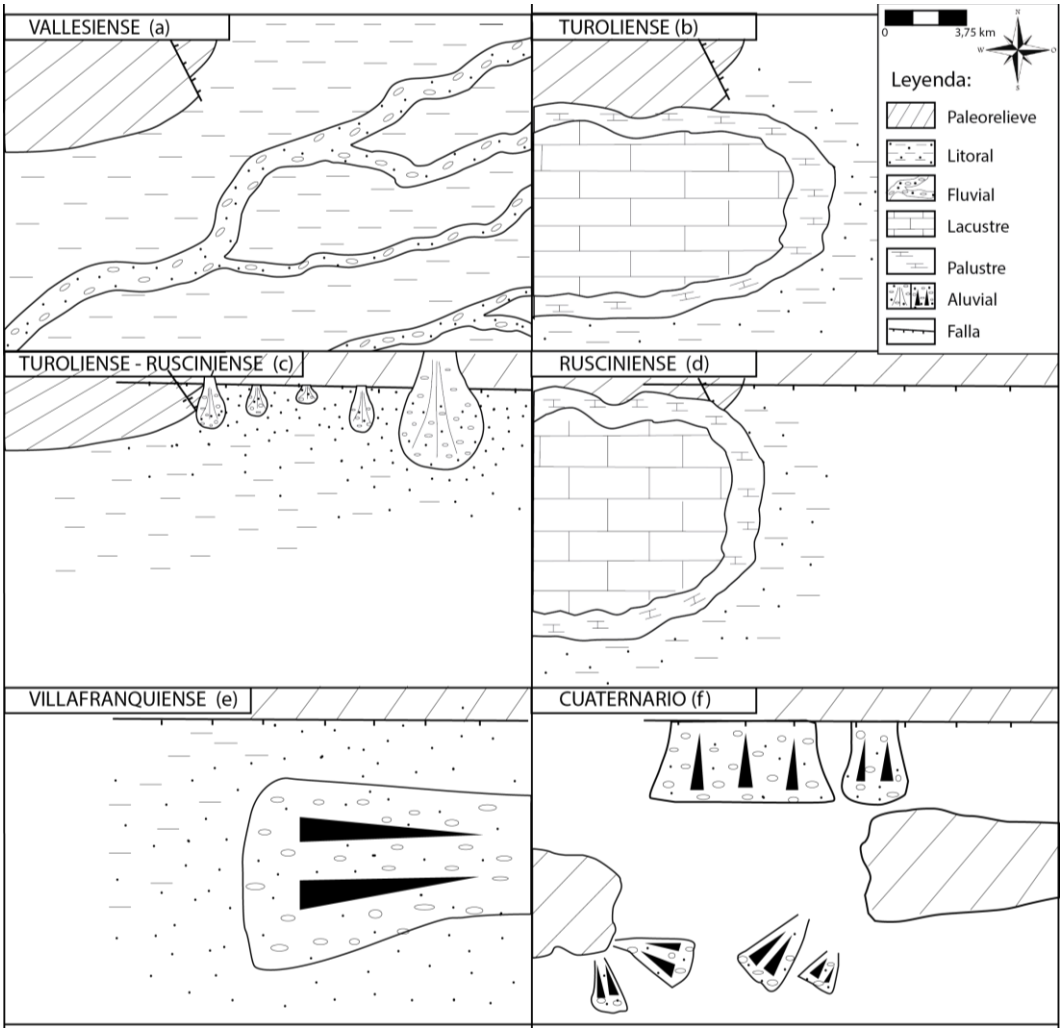


Figura 17: Esquema de evolución paleogeográfica de la cuenca de Valdecebro desde el Vallesiense hasta el cuaternario. La escala gráfica es aproximada.

7. CONCLUSIONS

The Valdecebro basin is a Neogene-Quaternary basin whose active margin was the northern one. This margin is characterized by a system of faults striking E-W to ESE-WNW and showing high dips towards South.

This basin is mainly constituted by detrital materials, even though sometimes carbonate materials are intercalated. The detrital ones correspond to alluvial fans coming from North-East (Vallesian), North (Ruscinian and Quaternary) and East (Villafranchian), while the carbonate ones correspond to shallow lakes or palustrine areas mainly located in the West .

The Valdecebro basin makes a part of the Teruel basin. At the beginning, this basin started in a compressional setting in the Aragonian-Vallesian transition, controlled by convergence of the African plate. It gradually changed into an extensional stage due to rifting of the Valencia Trough.

This basin adquired certain independence during the Turolian-Ruscinian, with a tectonic activation that generated the WNW-ESE striking faults of the northern margin. This ~~last~~ stage generated normal faults at a cartographic scale, which controlled the sedimentological activity of the basin. Currently, some of these faults can be considered active since it is proven that they have recurrently deformed Late Pleistocene materials.

8. BIBLIOGRAFÍA

Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez Zierra, M.A., Azanza,B.,Calvo, J.P., Cañaveras, J.C, Van Dam, J.A., Garcés, M., Krugsman, W., Van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Pérez Gonzaléz, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. y Sanz Rubio, E. (2000): *El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el neógeno. Rev. Soc. Geol. España, 13 (2):* 323-343.

Alonso-Zarza, A.M. y Calvo J.P. (2000): Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaegeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*., 160: 1-21.

Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T.(2005): Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): constribution of a new method of stress inversion. *J. Struct. Geol.,* 27: 693-703.

Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J., Orife, T.(2006): Analysis of non-striated faults in a recent extensional setting: the Plio-Pleistocene Concud fault (Jiloca graben, eastern Spain), *J. Struct. Geol.,* 2:, 1019-1027.

Boggs Jr, S. (1987): *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Merrill Publishing Company, Columbus: 784 p.

Bott, M.H.P. (1959): The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag*., 96: 109-117.

Celerier, B. (2010): FSA: Fault & Stress Analysis software, version 33.6. Disponible en: <http://www.pages-bernard-celerier.univ-montp2.fr/software/dcmt/fsa/fsa.html>

Corés, A.L. y Casas, A.M. (2000). Revista de la Sociedad Geológica de España,13, 445-470.

Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignières, M.,(1981): An inverse problema in mirotectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.:* 3, 51-65.

Ezquerro, L., Lafuente, P., Pesquero, Mª. D., Alcalá, L., Arlegui, L.E. Liesa, C.L., Luque, L., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón J.L. (2012b): Una cubeta endorreica residual plio-pleistocena en la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel: implicaciones paleogeográficas. *Rev. Soc. Geol. España,* 25: 157-175.

Ezquerro, L., Luzón, A., Navarro, M., Liesa, C.L., Simón, J.L. (2014): Climatic vs. Tectonic signal in the Neogene extensional Teruel basin (NE Spain), base on stable isotope and megasequential evolution. Terranova (en prensa): DOI 10.1111/ter.12101

Garcés, M., Krusman, W., Van Dan, J., Calvo, J.P., Alcalá, L Y Alonso-Zarza, A.M. (1997): Late Miocene alluvial sediments from the Teruel área: Magneto stratigraphy, magnetic susceptibility, and facies organization. *Acta Geol. Hisp.,* 32: 171-184.

Godoy , A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero,J.M. Y Gabaldón, V. (1983a) Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 567 (Teruel), IGME, Madrid.

Godoy, A., Olivé, A., Moissenet, E., Gutiérrez, M., Aguilar, M.J., Ramírez, J., Aragonés, E.,Giner, J. Y Portero, J.M. (1983b). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 590 (La Puebla de Valverde). IGME, Madrid.

Lafuente, P., Arlegui, L.E., Casado, I., Ezquerro, L., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. Y Simón, J.L. (2011b): Geometría y cinemática de la zona de relevo entre las fallas neógeno-cuaternarias de Concud y Teruel (Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 24: 109-125.

Lafuente, P. (2011) *Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central*). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 253 p.

Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. y Simón, J.L. (2014): Spatial and temporal variation of paleoseismic activity at an intraplate, historiclly quiescent structure: the Concud fault (Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics,* 632 : 167–187.

Miall, A.D. (1996): *The geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*: Berlin, Springer-Verlag, 582 p.

Moissenet, E. (1983): Aspectos de la neotectónica en la fosa de Teruel. *En: Geología de España, (J.A. Comba, ed.)* Libro Jubilar J.M. Ríos, IGME, Madrid, vol.II, 427-446.

Moissent, E. (1982): Le Villafranchien de la región de Teruel (Espagne), Stratigraphie-deformations-milieux, Colloque Le Villafranchien Méditerranéen. *Lille*, 229-253.

Pegoraro, O. (1972): Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Malia que (Grèce centrale). Thèse Illème cycle, USTL Motpellier: 41 p.

Peña, J.L., Gutiérrez,M., Ibáñez, M., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánbhez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984) *Geomorfología de la provincia de Teruel. Publ. Instituto de Estudios Turolenses*, Teruel: 149.

Roca, E. y Guimerà, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valenciatrough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 203-218.

Sánchez Fabre, M. (1989): *Geomorfología de la Depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos.* Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza, 926 p.

Simón, J.L. (1983). Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel, *Teruel,* 69. 21-97.

Simón Gómez, J.L. (1984*): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. De Zaragoza. Pub. Inst. Est. Turolenses, Teruel: 269 p.

Simón Gómez, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regme (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics,* 124: 37-53.

Simón Gómez, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Jour. Struct. Geol*., 11:285-294

Simón, J.L., Arlegui, L.E., Lafuente, P. Y Liesa, C.L. (2011). Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain. *Iberian Geol*.:130-140

Simón, J.L. (2007). La construcción del modelado del relieve en la Cordillera Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra,* 15.2, 164-174.

Weerd, A. van de (1976) *Rodent faunas of the Mio-pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra región, Spain*. Utrecht Micropaleontology Utrecht Micropaleontology Bulletin, Special Publication 2, 217 p.

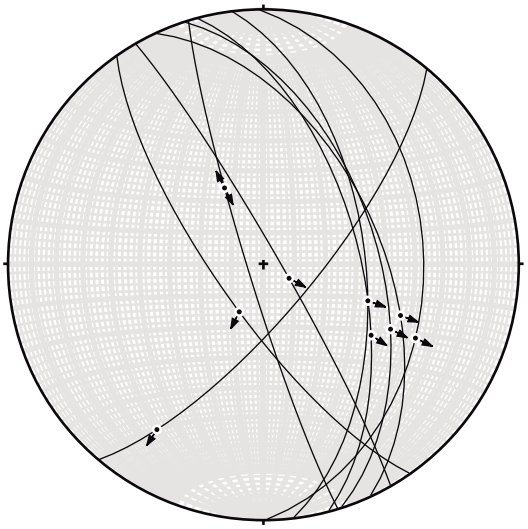
ANEXO I

Estación: A01 Fallas normales

•Número de Fallas: 11
•S_0: 115,35 E
•Litología: Arenas y arcillas
•Unidad: Unidad Detrítica Inferior

•Coordenadas (Datum European 50)
Huso: 30T
x: 0664550
y: 4469418
z: 942 m

Orientación de planos y estrías



Diedros/Triedros Rectos

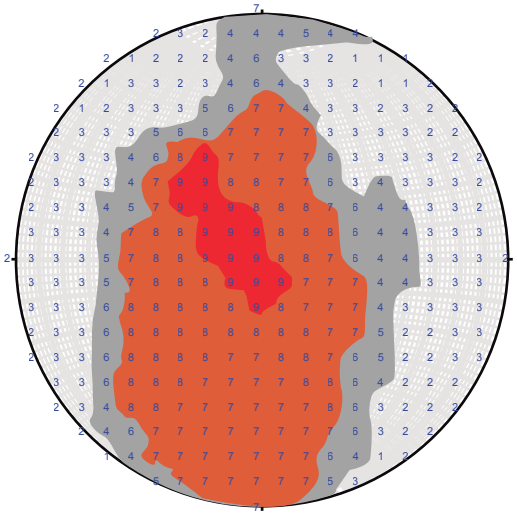
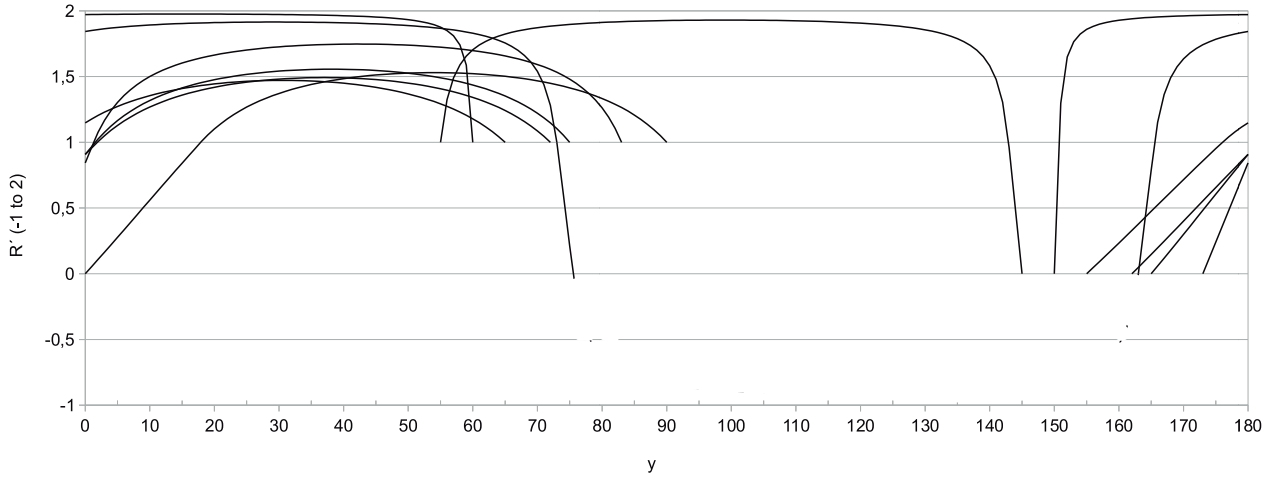


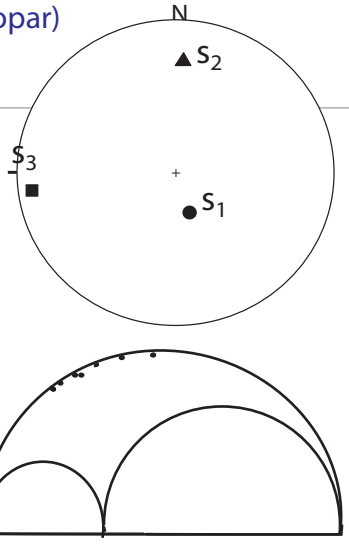
Diagrama y-R

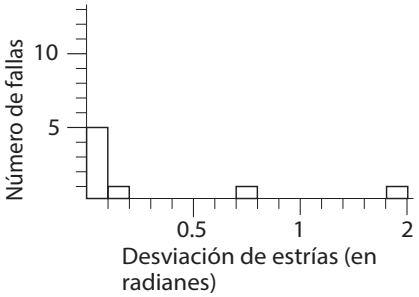


Tensor desviatorio:
s_1: 163/66
s_2: 000/23
s_3: 267/06
$R_e = 0.33$

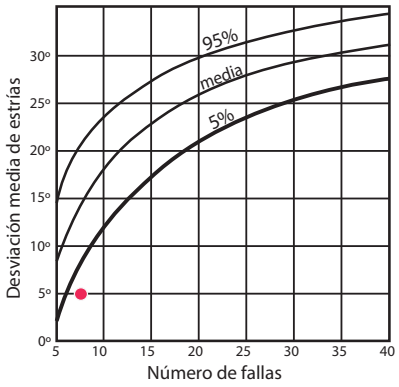
Faille (Etchecopar)

Desviación media estrías: 5º
Fallas explicadas: 6





Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



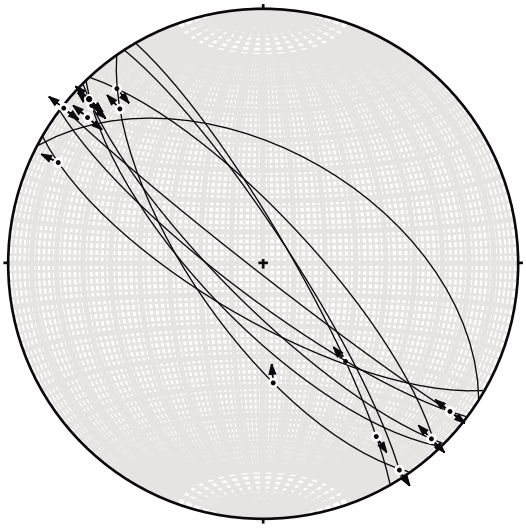
Anexo I: Diedros/Triedros rectos: El estereograma muestra la compatibilidad con el eje de máxima compresión (σ1)
Diagrama y/R: y= azimut del eje máximo horizontal (σy=SHmax)
Faille (Etchecopar): Solución óptima, con proyección estereográfica de los ejes principales de esfuerzos, histograma de desviación de de las estrías reales respecto a dicha solución y reprentación en círculo de mohr
Test de significancia: La posición del punto rojo por debajo de la curva del 5% indica que la solución es significativa

Estación: A01 Fallas direccionales

•Número de Fallas: 19
•S_0: 115, 35 E
•Litología: Arenas y lutitas
•Unidad: Unidad Detrítica Inferior

•Coordenadas (Datum European 50)
Huso: 30T
x: 0664550
y: 4469418
z: 942 m

Orientación de planos y estrías



Diedros/Triedros Rectos

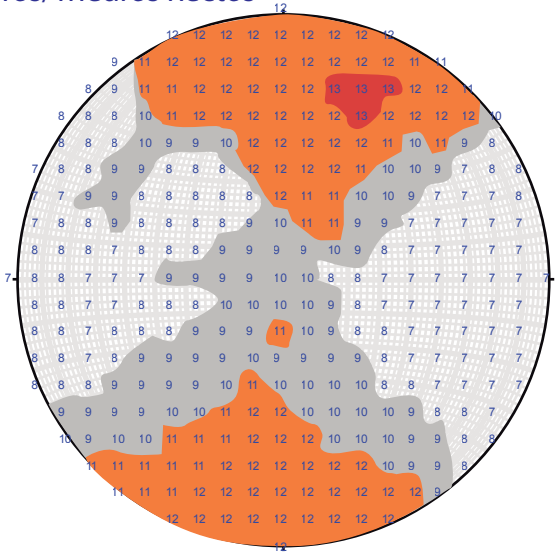
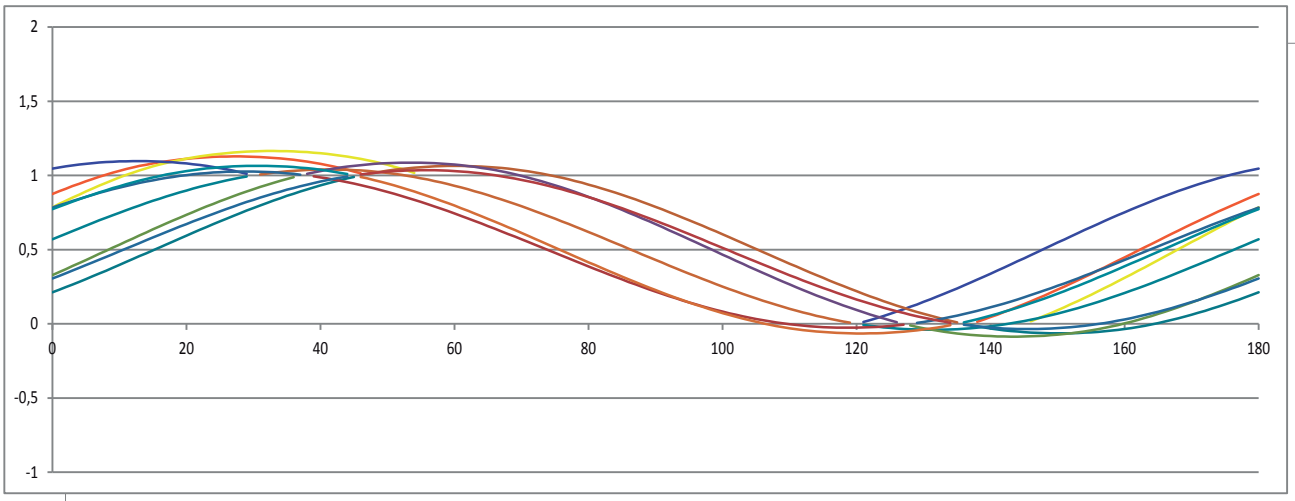


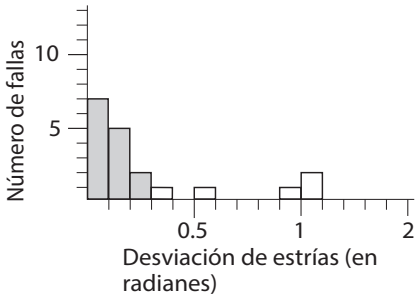
Diagrama y-R

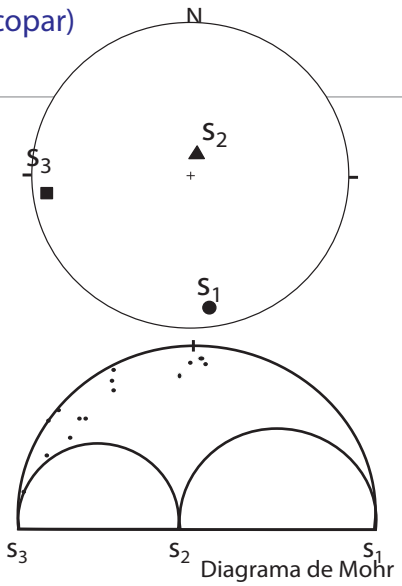


Tensor desviatorio:
s_1: 166/ 10
s_2: 015/ 79
s_3: 257/ 05
R_e = 0.46

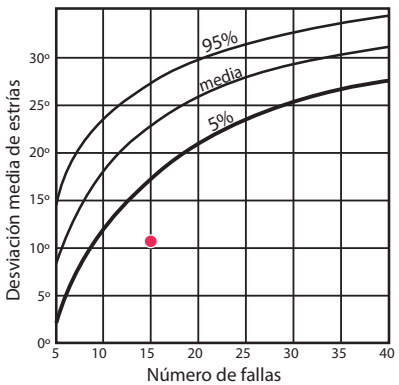
Faille (Etchecopar)

Desviación media estrías: 10.21°
Fallas explicadas: 15





Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Anexo I: Diedros/Triedros rectos: El estereograma muestra la compatibilidad con el eje de máxima compresión (σ1)
Diagrama y/R: y= azimut del eje máximo horizontal (σy=SHmax)
Faille (Etchecopar): Solución óptima, con proyección estereográfica de los ejes principales de esfuerzos, histograma de desviación de de las estrías reales respecto a dicha solución y reprentación en círculo de mohr
Test de significancia: La posición del punto rojo por debajo de la curva del 5% indica que la solución es significativa