



Universidad  
Zaragoza



Facultad de Ciencias  
Universidad Zaragoza

# Trabajo Fin de Grado

Estudio estratigráfico y estructural del Sector de Cortes de  
Aragón, Teruel

Stratigraphic and structural study of the Cortes de Aragón  
Sector, Teruel

Autor

Arturo Català Escamilla

Directores

Concepción Arenas Abad

Andrés Gil Imaz

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias – Universidad de Zaragoza

Curso 2020/2021

# Índice

Abstract .....	1
1. Planteamiento y antecedentes.....	1
2. Objetivos .....	3
3. Contexto geográfico y geológico .....	3
4. Metodología .....	3
5. Presentación e interpretación de resultados.....	4
5.1. Descripción de la serie local.....	4
5.1.1. Mesozoico .....	4
5.1.2. Cenozoico.....	7
5.2. Estudio estratigráfico.....	8
5.2.1. Descripción de las columnas estratigráficas.....	9
5.2.2. Identificación de las secuencias estratigráficas .....	10
5.2.3. Interpretación sedimentaria .....	11
5.2.4. Discusión de resultados .....	14
5.3. Cartografía geológica y estudio estructural.....	15
5.3.1. Anticlinal y sinclinal mesozoicos.....	15
5.3.2. Sinclinal cenozoico.....	18
5.3.3. Otras estructuras frágiles .....	18
5.3.4. Discusión de resultados .....	20
6. Relaciones tecto-sedimentarias .....	21
7. Conclusions .....	22
Bibliografía.....	23

## Abstract

The Cortes de Aragón-Muniesa sector is located at the eastern portion of the Aragonian Branch in the Iberian Range. As a result of the Alpine orogeny, close to the southern margin of the Muniesa basin, there is a series of structures with a complex morpho-structural relationship where a cenozoic rock syncline has been generated at the core of a mesozoic rock anticline. This study performs a stratigraphic and structural analysis of the outcropping materials to offer an evolutionary model to the folds system coherent with the tectonic and sedimentary context of the region.

Bibliographic research, fieldwork, mapping, four cross-sections and two stratigraphic columns were used to collect data about the stratigraphic and structural features and to interpret their genesis.

The stratigraphic and sedimentologic study of the Cenozoic, indicates the presence of two units that are correlated with Tecto-Sedimentary Units (TSU) T4 and T6 (upper Oligocene-lower Miocene and middle Miocene, respectively), as established by previous authors. The studied record of both units has complex vertical evolutions, possibly reflecting progradation then retrogradation (Unit T4) and unclear retrogradation (T6) of the correspondent alluvial systems, both from southern provenance. Most deposits represent middle-proximal to distal segments of braided fluvial systems. Debris flow deposits are present in unit T4. Unit T4 strata depict a progressive unconformity. Unit T6 strata are folded in a synclinal.

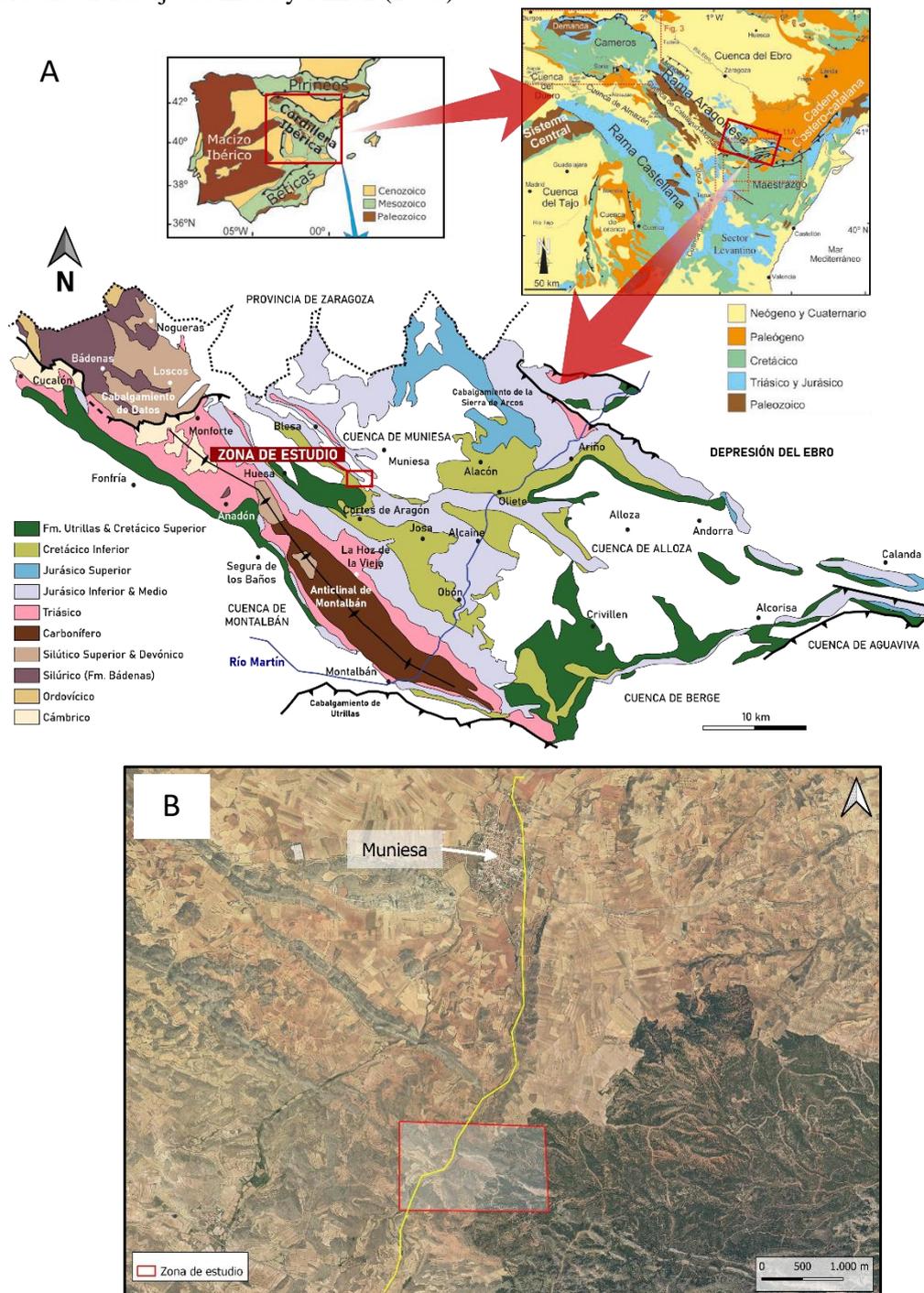
The cartographic and structural study concludes that the WNW-ESE orientated folds are formed on different, but coaxial compressive stages during the Alpine orogeny, with an intermediate erosion episode of the earlier created reliefs. In this way, on the external hinge zone of an early mesozoic anticline with fractured and soluble materials, erosion processes were favored and allowed to generate relative depressions where syntectonic materials were deposited (unit T6). The restricted WNW-ESE basin and progressive compression boosted the generation of a synform structure while the T6 deposits were still being sedimented on the mesozoic narrower anticline, giving the current geometries. Unit T4 would be related to deformation since the late Oligocene and records later folding of the synsedimentary wedge-out system. It is tentatively suggested that the period of the post-anticline erosion process was related to the lack of sedimentary record of unit T5 in this sector.

Key words: Iberian Range, Mesozoic, Cenozoic, syntectonic deformation, middle-proximal to distal alluvial deposits.

## 1. Planteamiento y antecedentes

Los municipios de Muniesa y Cortes de Aragón están integrados en la comarca de Cuencas Mineras, provincia de Teruel, y localizados geológicamente al N del sector turolense de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Entre estos municipios, donde los materiales mesozoicos delimitan el borde meridional de la cubeta cenozoica de Muniesa (Pérez, 1989), se encuentra la zona de estudio. Aquí resalta un conjunto de estructuras tectónicas con orientación NW-SE, aflorando una serie de pliegues anticlinales y sinclinales con una singular relación morfo-estructural.

A pesar de que dicha singularidad no ha sido estudiada detalladamente por autores previos, existen numerosos trabajos que atañen a esta región del Bajo Aragón y del cercano Maestrazgo. De entre ellos, destacan por su relación directa con la geología estructural y la estratigrafía de la zona las hojas 467 (Muniesa) y 493 (Oliete) de los Mapas Geológicos de España 1:50000 (Quintero *et al.*, 1977; Ríos *et al.*, 1981), el trabajo tectosedimentario de Aurell *et al.* (2018), la caracterización estratigráfica y sedimentológica del cenozoico de Pérez (1989) y Pérez *et al.* (1990) y el estudio de paleoesfuerzos realizado en Alcaine por Casas y Simón (1986). Dentro del ámbito tectónico y estructural, y tratándose de deformaciones alpinas en la Cordillera Ibérica, sobresale el trabajo de Liesa y Simón (2009).



**Figura 1.** A) Situación geográfica y geológica general de la zona estudiada. Modificado de Aurell *et al.* (2001) y Liesa *et al.* (2018). B) Localización de la zona de estudio en foto aérea.

## 2. Objetivos

El presente trabajo se plantea con el objetivo de aplicar las técnicas y conocimientos adquiridos a lo largo del Grado en Geología para caracterizar, desde el punto de vista tectosedimentario y sedimentológico las relaciones entre los materiales mesozoicos y cenozoicos de un sector entre Muniesa y Cortes de Aragón. Para este fin se establecieron una serie de objetivos secundarios:

1) Elaborar una cartografía geológica 1:6000 de la zona y levantar columnas estratigráficas 1:200 en los materiales cenozoicos (Anexos 1 y 2).

2) Caracterizar el registro estratigráfico y las estructuras tectónicas de la zona mediante el análisis de la evolución sedimentológica y realización de cortes geológicos.

3) Proponer hipótesis sobre la formación de las estructuras, compatible con el contexto y la evolución estructural y sedimentaria de la zona.

## 3. Contexto geográfico y geológico

La zona estudiada se localiza al S de la cuenca del Ebro, en el sector E de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Dentro de ésta, se sitúa al S de la cubeta cenozoica de Muniesa (Pérez, 1989), a unos 3,8 km al S de Muniesa y 3,6 km al N de Cortes de Aragón (Fig. 1). Los materiales presentes en la zona de estudio incluyen unidades deformadas y fracturadas pertenecientes al Triásico, Jurásico, Cretácico y Cenozoico. Los principales pliegues y cabalgamientos presentan una dirección WNW-ESE subparalela a otras grandes estructuras de la Cordillera Ibérica generadas durante la Orogenia Alpina como el anticlinal de Alcaine, el cabalgamiento de Oliete o el anticlinal de Montalbán (Casas y Simón, 1986; Casas *et al.*, 1999; Aurell *et al.*, 2017).

Los principales relieves de la zona llegan a 900 msnm y presentan en general suaves laderas con crestas compuestas por carniolas masivas y dolomías tabulares de la Formación Cortes de Tajuña-Imón, y por calizas tableadas grises de la Formación Cuevas Labradas (Ríos *et al.*, 1981; Aurell *et al.*, 2001). Al SE, los principales escarpes pasan a ser conglomerados grises subhorizontales.

## 4. Metodología

Una vez fue planteado el objetivo principal del trabajo, el análisis estratigráfico y estructural de la zona requirió de estudio de campo, gabinete y laboratorio.

La tarea sobre el terreno ocupó 9 sesiones de campo y estuvo orientada sobre tres líneas cardinales: la identificación de los diferentes materiales, reconociendo sus contactos y polaridad de la serie; la determinación de los planos de estratificación, evaluando su dirección y buzamiento; la caracterización geométrica de los depósitos y estructuras tectónicas principales, con atención a sus relaciones espaciales. En las primeras jornadas, se buscó la caracterización cartográfica, estratigráfica y estructural de toda la zona en general, empleando mapas topográficos personales

realizados en ArcGis con datos obtenidos del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) y ortofotos actuales del Instituto Geográfico Nacional (IGN) a través de Google Earth Pro. Las tres últimas jornadas, ya con los primeros mapas geológicos propios, se centraron en el estudio detallado de las zonas de mayor complejidad y de los materiales cenozoicos.

Durante el trabajo de campo, se recogieron muestras orientadas de rocas para su estudio en laboratorio. Su análisis, en lámina delgada, permitió describir con mayor detalle los materiales de las columnas estratigráficas, así como distinguir y delimitar las unidades carbonatadas mesozoicas en los afloramientos más tectonizados.

Los datos tomados y elaborados sirvieron para confeccionar un mapa geológico a escala 1:6000, herramienta esencial para este trabajo y que muestra, con mayor detalle, el área comprendida entre las hojas 467 (Muniesa) y 493 (Oliete) de los Mapas Geológicos de España 1:50000 (Quintero *et al.*, 1977; Ríos *et al.*, 1981). Con la cartografía realizada, se plantearon 4 trazas de cortes geológicos paralelos entre sí con orientación NNE-SSW, para exponer las estructuras en profundidad. El software Stereonet fue utilizado para la representación de datos estructurales.

Se levantaron dos columnas estratigráfico-sedimentológicas, escala 1:200, en los materiales cenozoicos. Para la correlación de estos materiales con la bibliografía disponible, entre la cual destaca la tesis de Antonio Pérez (1989), fue necesario describir detalladamente los tramos que los conforman e interpretar en gabinete las secuencias evolutivas reconocidas en ellos.

El estudio estructural de los principales pliegues y fallas del sector central se ha efectuado desde los puntos de vista geométrico y cinemático. El modelo geométrico se basa en la descripción de la deformación, mientras que el cinemático reconstruye dicha deformación en el tiempo. En menor medida también se ha propuesto un modelo dinámico general para las estructuras principales. Finalmente, de acuerdo con las interpretaciones realizadas, se ha planteado un modelo tectosedimentario que explique la singular relación morfo-estructural de las unidades presentes en la zona de estudio.

## 5. Presentación e interpretación de resultados

### 5.1. Descripción de la serie local

En el sector N y NE de Teruel, diversos autores han podido definir sucesiones estratigráficas generales con series completas desde el Permo-Trías hasta el Neógeno (Quintero *et al.*, 1977; Ríos *et al.*, 1981; Aurell *et al.*, 2017). En la serie local definida entre los municipios de Cortes de Aragón y Muniesa afloran partes discontinuas de la serie general.

#### 5.1.1. Mesozoico

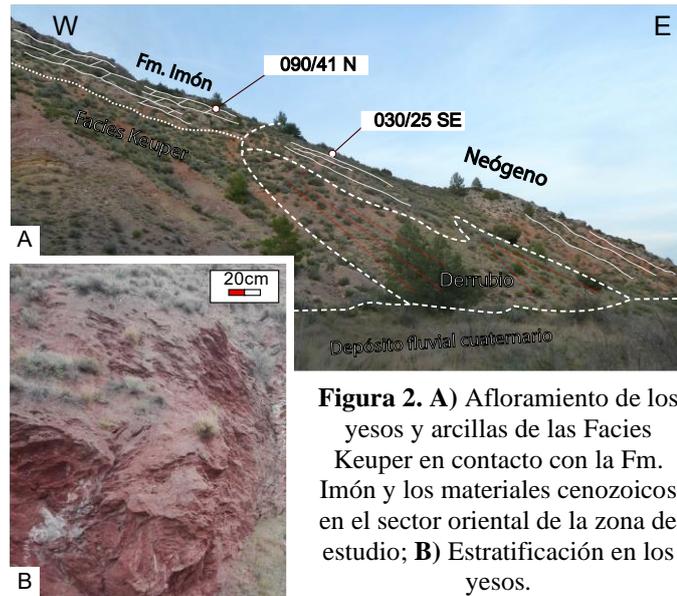
##### 5.1.1.1. Triásico

El Triásico está representado por una serie de arcillas y yesos versicolores propios de la Facies Keuper del Triásico Superior (Fig. 2A). Se estima que en el sector presenta hasta unos 50 m de potencia (Ríos *et al.*, 1981). Aflora a lo largo de casi toda la zona, en el núcleo de un anticlinal de orientación NW-SE. Los tramos libres de vegetación presentan profundas cárcavas donde llega a observarse estratificación en los yesos (Fig. 2B).

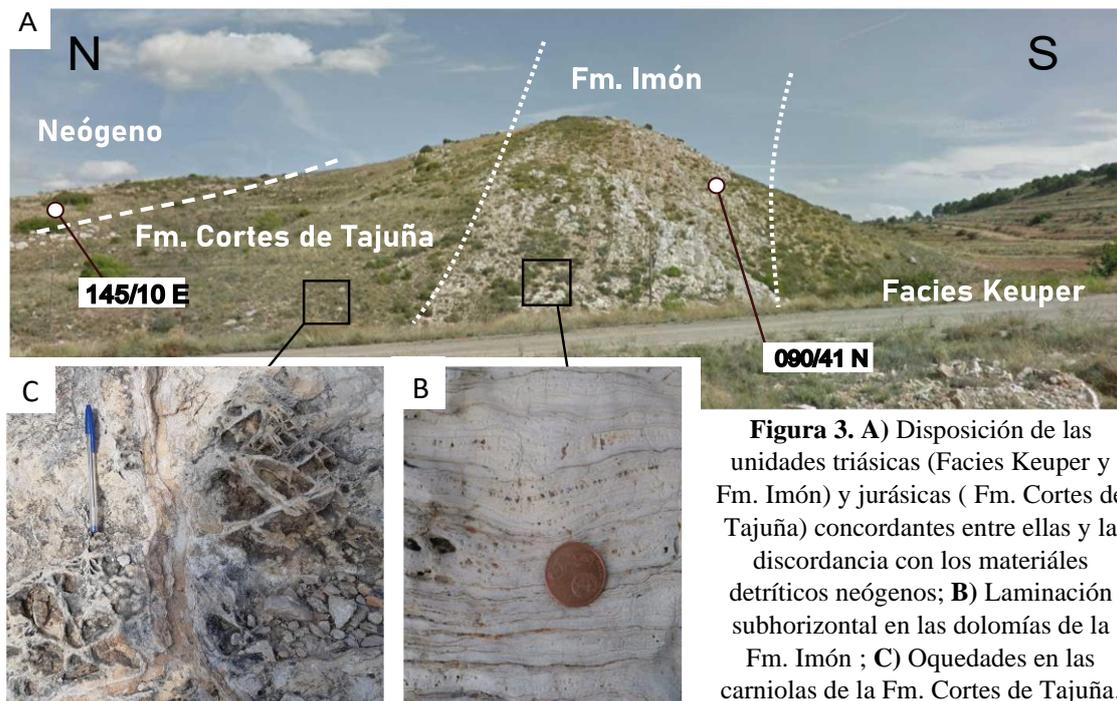
La Facies Keuper representa los materiales más antiguos aflorantes en la zona. Respecto a su relación con el resto de las unidades, presenta un contacto concordante con la Formación Imón, Triásico Superior (Bordonaba y Aurell, 2001), y discordante con los materiales neógenos y cuaternarios (Fig. 2A).

La Formación Imón se compone de dolomías blancas con intercalaciones de carniolas. Las dolomías presentan unos 20 m de potencia (Ríos *et al.*, 1981). Se presentan en estratos tabulares bien definidos de entre 10 a 20 cm de espesor (Fig 3A). Carecen de fósiles,

no obstante, muestran una clara laminación subhorizontal, que a menudo se asocia con microorganismos (Fig. 3B). Esta unidad se relaciona mediante una discontinuidad estratigráfica con las suprayacentes, relación reconocible en toda la Cordillera Ibérica (Bordonaba, 1999).



**Figura 2.** A) Afloramiento de los yesos y arcillas de las Facies Keuper en contacto con la Fm. Imón y los materiales cenozoicos en el sector oriental de la zona de estudio; B) Estratificación en los yesos.



**Figura 3.** A) Disposición de las unidades triásicas (Facies Keuper y Fm. Imón) y jurásicas ( Fm. Cortes de Tajuña) concordantes entre ellas y la discordancia con los materiales detríticos neógenos; B) Laminación subhorizontal en las dolomías de la Fm. Imón ; C) Oquedades en las carniolas de la Fm. Cortes de Tajuña.

#### 5.1.1.2. Jurásico

Los materiales jurásicos se han dividido en dos formaciones principales: Fm. Cortes de Tajuña, de edad Hettangiense, Jurásico Inferior, y Fm. Cuevas Labradas, Hettangiense-Sinemuriense, Jurásico Inferior.

La Formación Cortes de Tajuña está constituida por carniolas masivas grises y rosáceas con niveles tabulares de dolomías blancas. Las carniolas están compuestas por calizas con oquedades centimétricas a decimétricas y yesos (Fig. 3C). En ocasiones las carniolas llegan a

presentarse como brechas constituidas por cantos subangulosos decimétricos envueltos en una matriz carbonatada. Ríos *et al.* (1981) estiman un espesor para las carnioles de hasta 280 m, no obstante, en la zona de estudio, debido a las discontinuidades y abundantes fallas, como máximo se pueden observar 150 m en el flanco S del anticlinal de orientación WNW-ESE. En el flanco N de ese pliegue, los espesores en superficie apenas superan los 20 m. Las intercalaciones de dolomías estratificadas se encuentran fracturadas y sin gran continuidad lateral.

La Formación Cuevas Labradas está constituida por calizas micríticas de color gris. Presenta fósiles dispersos de fauna marina, especialmente placas y espículas de equinodermos (Fig. 4). Se presentan en estratos tabulares de 30-50 cm de espesor con superficies irregulares a base y techo. Ríos *et al.* (1981) estiman que esta unidad presenta un espesor variable entre 10 y 50 m al N de la hoja de Oliete. Esta formación aflora al NW como una lenticula altamente fracturada situada en el bloque inferior de un cabalgamiento de orientación WNW-ESE.

Tanto el Jurásico Medio como el Superior no aparecen representados en la zona.



**Figura 4.** A) Calizas grises micríticas de la Fm. Cuevas Labradas altamente fracturadas y meteorizadas; B) Lámina delgada de las calizas donde se observan numerosos fósiles de fauna marina: 1) Espículas y placas de equinodermos; 2) bivalvo; 3) braquiópodo; 4) gasterópodo con relleno de cemento esparítico.

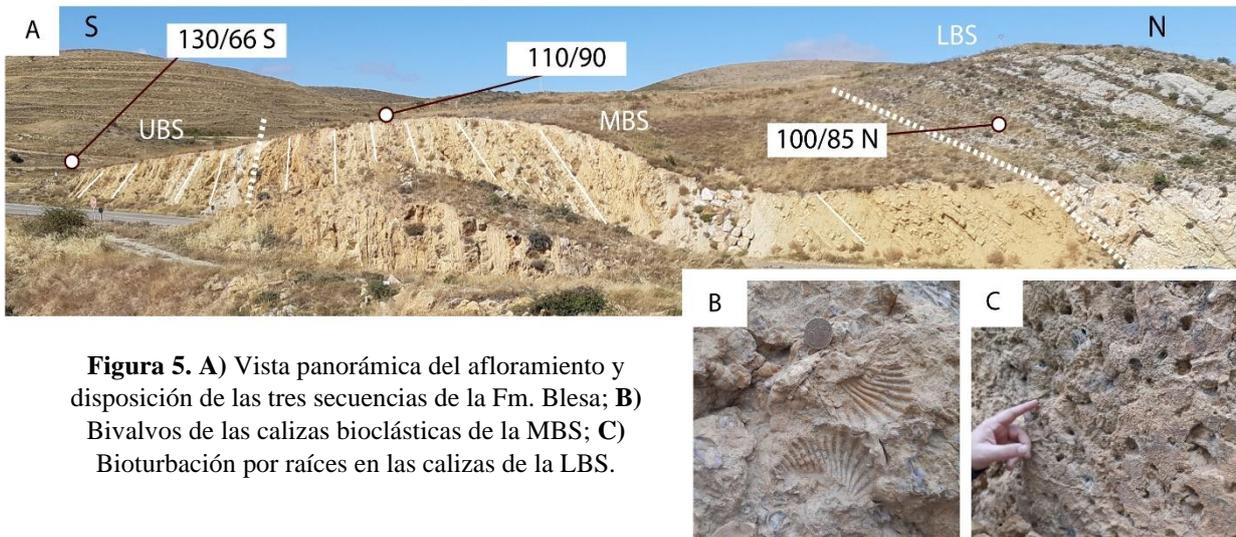
#### 5.1.1.3. Cretácico

Discordantemente sobre los materiales jurásicos se encuentra la Formación Blesa, Barremiense, Cretácico Inferior (Canérot *et al.*, 1982). La unidad se ha dividido en tres secuencias separadas por discontinuidades: secuencia Blesa inferior (LBS); secuencia Blesa media (MBS) y secuencia Blesa superior (UBS) (Aurell *et al.*, 2018) (Fig. 5A).

La LBS está constituida por margas y lutitas marronáceas en la base (Miembro Cabezo Gordo) que a techo pasan a estratos de calizas y margas blancas (Miembro Morenillo) según Aurell *et al.* (2018). Las margas y lutitas presentan una expresión mínima llegando a aflorar con unos escasos 10 m de espesor parcialmente cubiertos al NW de la zona de estudio. Las calizas blancas afloran con hasta 40 m de potencia en el centro y NW del mapa. Éstas se disponen en estratos tabulares de entre 20 y 40 cm de espesor. Muestran niveles con bioturbación por raíces (Fig. 5C).

La MBS se compone de calcarenitas bioclásticas ocreas con abundantes fósiles de ostreidos, gasterópodos y serpúlidos dispuestos en estratos de entre 20 y 30 cm de potencia (Fig 5B). En la base de los estratos aparecen pistas de *Thalassinoides*. Aurell *et al.* (2018) estiman

para esta secuencia un espesor variable entre 25 y 50 m. En la zona de estudio su mayor espesor se encuentra en la parte central, con unos 40 m.



**Figura 5.** A) Vista panorámica del afloramiento y disposición de las tres secuencias de la Fm. Blesa; B) Bivalvos de las calizas bioclásticas de la MBS; C) Bioturbación por raíces en las calizas de la LBS.

La UBS se compone principalmente por niveles de margas y lutitas ocres y grises con niveles de calcarenitas y areniscas ocres. Las margas y lutitas aparecen en paquetes de hasta 10 m de potencia y presentan abundantes fósiles de gasterópodos y bivalvos. Las calcarenitas y areniscas son de grano grueso y con abundantes bioclastos. Se disponen en estratos tabulares de base y techo irregular de entre 20 a 50 cm de espesor que llegan a formar paquetes de 1,5 m de potencia. Aurell *et al.* (2018) estiman para esta secuencia un espesor variable entre 10 y 60 m.

El resto de las unidades cretácicas no aparecen representadas en la zona.

## 5.1.2. Cenozoico

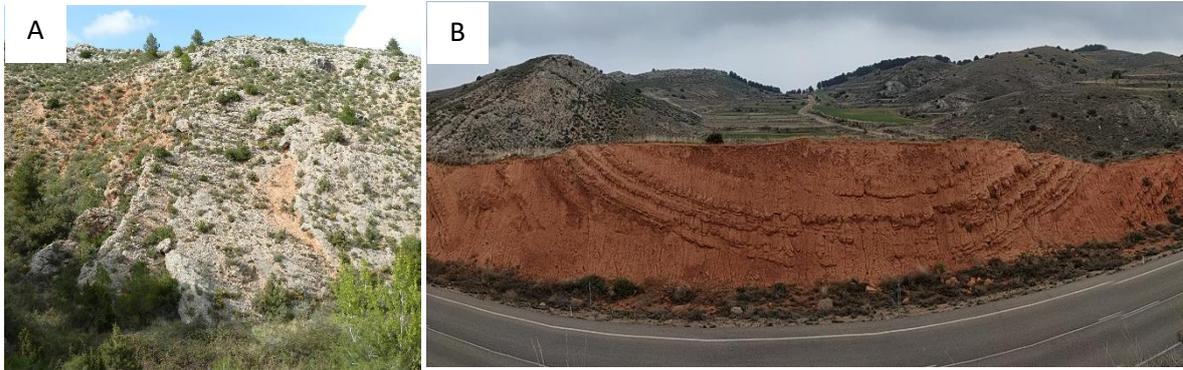
### 5.1.2.1. Paleógeno y Neógeno

Los materiales paleógenos y neógenos, de composición principalmente detrítica, se disponen discordantes sobre la serie mesozoica. Pérez (1989) define, para la cubeta de Muniesa, dos unidades tectosedimentarias separadas por una discordancia angular: M1 y M2.

M1 representa la unidad inferior (Fig. 6). Está constituida por conglomerados, areniscas, lutitas y calizas de tonos naranjas y grises, con una potencia de 170 m. Se encuentra altamente “tectonizada” y cabalgada en el margen S de la cubeta de Muniesa según las cartografías de Pérez (1989). Sus materiales definen una evolución vertical compleja. Las paleocorrientes medidas presentan una orientación NE-SW con área fuente en la Cordillera Ibérica. Sus características permiten determinar que M1 se correlaciona con la unidad tectosedimentaria definida en la cuenca del Ebro T4 (Oligoceno superior- Ageniense) (Pérez, 1989; Pérez *et al.* 1990).

M2 se dispone subhorizontal fosilizando a las estructuras previas de la unidad M1, al igual que el frente de cabalgamiento (Pérez, 1989). Está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas de tonos naranjas que definen una evolución vertical granodecreciente. M2 se correlaciona con T6 (Aragoniense medio-superior) (Pérez, 1989; Pérez *et al.* 1990). En el área estudiada M2 se encuentra plegada sobre los materiales mesozoicos (Fig. 6).

De igual modo, las unidades M1 y M2 de Pérez (1989) de la zona de estudio, se corresponden respectivamente con las unidades cartográficas de la serie MAGNA  $T_{C2-32}^{A-A}$  de la hoja 493 (Oliete) y  $T_{asc}^B$  de la hoja 467 (Muniesa) (Quintero *et al.*, 1977; Ríos *et al.*, 1981).



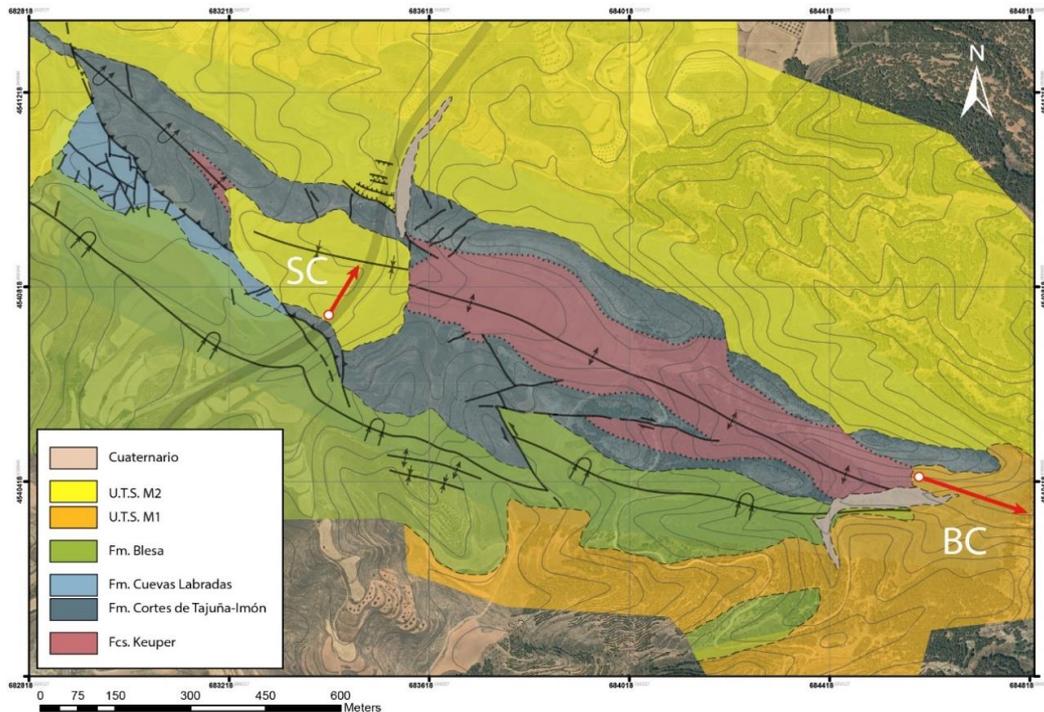
**Figura 6.** A) Base de la unidad M1; B) Vista panorámica del afloramiento de la unidad M2

#### 5.1.2.2. Cuaternario

Los materiales cuaternarios están constituidos por gravas, arenas y lutitas rojas asociados a depósitos aluviales producto de las redes de drenaje actuales.

### 5.2. Estudio estratigráfico

Para poder establecer si existen relaciones genéticas y temporales entre las diferentes estructuras que afloran en la zona es necesario caracterizar los materiales cenozoicos. Para dicha caracterización se han realizado numerosas observaciones puntuales juntamente con dos perfiles estratigráficos (Fig. 7). Las representaciones gráficas y descripciones detalladas de las columnas estratigráficas se encuentran en los Anexos 1 y 2. En último lugar, mediante este estudio estratigráfico se pretende correlacionar los materiales aflorantes en la zona con las unidades descritas en Pérez (1989) para la cubeta de Muniesa.



**Figura 7.** Localización de los perfiles estratigráficos realizados en el sinclinal de la carretera (SC) y en el barranco de los Calderones (BC). Cartografía simplificada a partir de la cartografía original (Anexo 3).

## 5.2.1. Descripción de las columnas estratigráficas

### 5.2.1.1. Columna del barranco de los Calderones (BC)

La columna estratigráfica se sitúa a 1,1 km al SE de la columna del sinclinal de la carretera (Fig. 7). La base se localiza en las coordenadas *Universal Transversa de Mercator* (UTM) con *Datum* WGS84 de 30T 684590 4540430 y el techo en 30T 684844 4540341.

La columna se levanta sobre el contacto de los materiales cenozoicos con las arcillas y yesos versicolores de la Facies Keuper, Triásico Superior (Fig. 2).

La columna comprende unos 116,3 m de potencia donde se han establecido 14 tramos (Anexo 1). Los estratos tienen una dirección N050°E y buzamiento hacia el SE que varía progresivamente de 35° en la base a 25° en el techo. La descripción detallada de la columna se halla en el Anexo 1. En general se trata de una alternancia de conglomerados y lutitas anaranjadas con niveles de arenisca dispersos.

Los conglomerados presentan una textura de granosostenida a no granosostenida con una composición polimíctica de cantos predominantemente carbonatados. El tamaño de canto presenta una moda que oscila entre 1 y 5 cm, no obstante abundan los estratos con centiles de entre 20 y 30 cm. Su matriz es arenosa de grano grueso y parcialmente cementada por carbonatos. Del tramo 2 a 4 predominan los estratos tabulares de base irregular de no más de 1 m de potencia. En el resto de los tramos superiores se observan conglomerados de aspecto más masivo que llegan a dar cuerpos de varios metros de espesor. En los tramos 6 y 8 se observa estratificación cruzada y en el tramo 12 surcos y cantos imbricados que indican una paleocorriente con sentido hacia el E.

Dentro de los cuerpos conglomeráticos pueden diferenciarse del resto los del tramo 14. Se caracterizan por presentar estratos de 0,5 m de espesor con geometría lobular y base plana en los que los cantos, de hasta 20 cm de centil y fabrica granosostenida, se disponen preferentemente al frente y techo de los cuerpos.

Las lutitas presentan una cementación parcial por carbonatos llegando incluso a existir niveles con micronódulos y nódulos de carbonato. Los tramos 2, 3 y 4 se disponen generalmente en niveles de entre 0,5 a 1,5 m, no obstante en el tramo 13 se observan espesores de hasta 6 m. En ese tramo el grado de cementación por carbonatos es tal que se ha podido diferenciar en la base un nivel de lutita carbonatada (calcreta) con 2,5 m de potencia.

Las areniscas son de grano medio a grueso y se componen principalmente de granos de cuarzo parcialmente cementados por carbonatos. Su presencia se restringe al tramo 3 donde se observan varios cuerpos tabulares de espesor métrico. En el resto de tramos las areniscas aparecen como pequeñas lenticulas de no más de 20 cm de espesor intercaladas dentro de los conglomerados.

### 5.2.1.2. Columna del sinclinal de la carretera (SC)

La columna estratigráfica se sitúa contigua a la carretera N-222 (Fig. 7), a unos 3,5 km al S del municipio de Muniesa, Teruel. La base de la columna se localiza en las coordenadas UTM WGS84 30T 683443 4540760 y el techo en 30T 683480 4540868.

Esta columna se levanta en el flanco S del sinclinal cenozoico, sobre un conjunto de bloques métricos de calizas y dolomías blancas envueltos en una matriz arcillosa. Existe una

notable predominancia de bloques calcáreos con oquedades semejantes a las de las carniolas de la Formación Cortes de Tajuña. Su composición litológica, la disposición caótica de los bloques y la abundancia de fracturas ha permitido interpretar este tramo como una brecha de falla de 25 m de potencia que separaría las unidades cretácicas de las cenozoicas.

La columna comprende 74,4 m de potencia donde se han establecido 8 tramos (Anexo 2). Los estratos tienen una dirección general de N100°E y buzamiento 35° N; éste va disminuyendo progresivamente hacia el N hasta llegar a una disposición casi horizontal. La descripción detallada de la columna se halla en el Anexo 2. Se trata de conglomerados, areniscas y lutitas anaranjadas, a menudo distribuidos como alternancias.

Los conglomerados presentan una textura de granosostenida a no granosostenida con una composición polimíctica de cantos predominantemente carbonatados. El tamaño medio de canto oscila entre 1 y 5 cm a pesar de que llega a haber centiles de hasta 30 cm. Su matriz es de arenas de grano grueso y parcialmente cementada por carbonatos. Se disponen en estratos tabulares de no más de 1 m de potencia, en cuyas bases se observan irregularidades de poco relieve y surcos (tramos 5 y 8) que indican una corriente con sentido NNE (020°). En general presentan un aspecto masivo; sin embargo, en los tramos 3 y 4 existen diversos tipos de estratificación.

Las areniscas son de grano medio a grueso y se componen principalmente de granos de cuarzo parcialmente cementados por carbonatos. Aparecen como estratos tabulares y cuneiformes, de 0,1 a 0,2 m de potencia; los tramos 6 y 7 constituyen estratos granodecrecientes de hasta 2 m de espesor. En su mayoría presentan un aspecto masivo con alguna lentícula de cantos dispersos.

Las lutitas se encuentran esencialmente como niveles de entre 0,1 a 0,3 m de espesor, excepto en los tramos 3 y 8 donde alcanzan hasta 6,7 m. No muestran estructuras internas.

### 5.2.2. Identificación de las secuencias estratigráficas

Ambas columnas muestran una evolución vertical general compleja. Para su estudio se han establecido rangos de secuencias estratigráficas con tres magnitudes diferentes (Anexos 1 y 2). Se ha empleado por lo tanto una clasificación propia adaptada a la magnitud de este estudio; ésta dispone de tres órdenes, 1º o elemental, 2º y 3º, ordenados de menor a mayor escala, que representan las variaciones del tamaño de grano entre los estratos y proporción gruesos/finos. Las secuencias de primer orden, en su mayoría, y las de segundo orden se pueden corresponder con las secuencias básicas definidas por Arenas *et al.* (1989) para sedimentos aluviales. Registran el desarrollo de una parte del sistema sedimentario durante un proceso autocíclico de agradación, retrogradación o desplazamiento lateral que convierte esa parte de sedimentación activa en inactiva o al contrario. Del mismo modo, según la clasificación de ciclos de Einsele (1992) los órdenes planteados en este trabajo podrían corresponderse con sus ciclos de 5º orden, los cuales oscilan entre 20 y 100 ka y son observables a escala de estrato (Vera, 1994). Para la interpretación de la evolución secuencial se ha empleado las secuencias de 3º orden.

La columna BC presenta una mayor complejidad tanto por la presencia de tramos cubiertos como por la propia naturaleza de la sucesión estratigráfica. De este modo, en los primeros 11 tramos se puede interpretar que existe una evolución secuencial con suaves tendencias granodecrecientes a la base del conjunto. Hasta el tramo 5 y quizás hasta el 8 se reconoce un granocrecimiento general. A partir del tramo 11, se da una brusca secuencia

granodecreciente hasta el nivel de lutitas carbonatadas del tramo 13. A partir de este nivel empieza una secuencia granocreciente ligera que se prolonga hasta el techo del perfil.

En la columna SC se observa una sucesión de progresivas secuencias granodecrecientes de mayor y menor rango, que en conjunto, describen una evolución granodecreciente para todo el perfil estratigráfico.

### 5.2.3. Interpretación sedimentaria

Para determinar el conjunto de procesos que han actuado en un medio sedimentario es necesario diferenciar y reconocer las litofacies presentes en el registro geológico. Debido a que el cometido de este trabajo no es describir en detalle el medio sedimentario que originó los depósitos cenozoicos, para su estudio se ha optado por realizar un estudio de facies sucinto, adecuado y suficiente para la magnitud de este trabajo. De este modo, en función de la litología, evolución secuencial, geometría y estructura interna de sus depósitos, se han diferenciado una serie de litofacies utilizando la terminología y clasificación de Pérez (1989) y los códigos de Miall (2006) para facies detríticas. A continuación, se ha realizado una interpretación general de los procesos de depósito de cada litofacies para en conjunto inferir un medio sedimentario común y acorde con los materiales de cada columna.

#### 5.2.3.1. Interpretación sedimentaria de BC

En la columna se han determinado las siguientes asociaciones de facies:

##### A) *Cuerpos conglomeráticos con geometría tabular alternantes con lutitas (Litofacies tipo III)*

Se trata de niveles masivos de entre 0,3 a 1 m de espesor constituidos por conglomerados de poco relieve de textura no granosostenida a granosostenida y cantos subredondeados heterométricos de hasta 0,43 m de centilo (facies Gm y Gms presentes en los tramos 2, 3, 4 y 12). También se observan niveles de base plana y estratificación cruzada (Fig. 8). Estos se encuentran intercalados entre niveles métricos de lutitas con cantos dispersos (facies Fms) y en menor medida de areniscas masivas de grano medio a grueso (tramo 3, Anexo 1).

Según Pérez (1989) estos niveles se asocian a depósitos de canal y barras conglomeráticas de sistemas fluviales entrelazados con desarrollo de niveles de finos a techo. Las facies lutíticas corresponderían a los depósitos de llanura de inundación. Pérez (1989) resalta que una mayor proporción de niveles lutíticos frente a los groseros, permite situar este depósito en el sector medio de un sistema de abanico aluvial.

##### B) *Cuerpos conglomeráticos con geometría tabular (Litofacies tipo II)*

Conglomerados de textura granosostenida con matriz arenosa de grano grueso (facies Gm) presentes en los tramos 5, 6, 8 y 10 (Anexo 1). Presentan cantos heterométricos que llegan hasta 0,58 m de centilo. Se disponen en cuerpos masivos de base y techo irregular de entre 0,5 a varios metros de espesor. En algunos tramos (6 y 8) aparecen separados por niveles decimétricos de lutitas, areniscas y microconglomerados (Fig. 8).

Pérez (1989) atribuye estos niveles a depósitos de cursos fluviales tipo entrelazado situados en sectores proximales de abanicos aluviales. Los niveles dispersos de litologías menos groseras corresponderían a fluctuaciones en la intensidad de flujo.

C) *Cuerpos conglomeráticos con geometría lenticular aislados entre lutitas rojizas (Litofacies tipo V)*

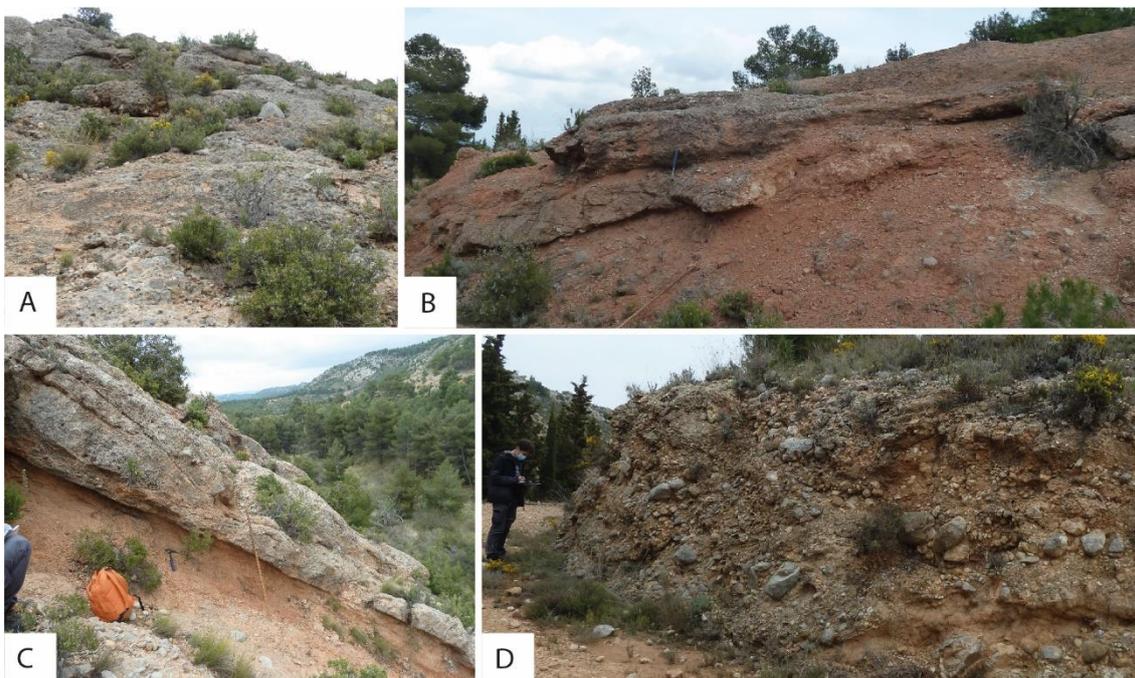
Los conglomerados, de composición similar a los descritos en la asociación A), se presentan en finas lenticulas de gran continuidad lateral de no más de 0,2 m de espesor. Las lutitas son masivas con cantos dispersos (facies Fms) y con abundante cementación por carbonatos a modo calcreta (facies P). Estas facies se encuentran en el tramo 13 (Anexo 1).

Pérez (1989) asocia estos niveles a depósitos del sector distal de un abanico aluvial con canales someros dispersos. Miall (2006) asocia la calcretización de las lutitas a un proceso edáfico producto de una evapotranspiración intensa y prolongada en materiales de llanura de inundación bajo un clima semiárido.

D) *Cuerpos conglomeráticos con geometría lobulada (Litofacies tipo I)*

Conglomerados de textura no granostenida con matriz micro conglomerática y arenosa (facies Gms) pertenecientes al tramo 14 de la columna (Anexo 1). Tal y como se ha expuesto en el apartado 5.2.1.1. se trata de cuerpos de hasta 0,5 m de potencia con frente lobular y base plana (Fig. 8). Presentan una progresiva reducción del tamaño de canto desde la zona frontal y techo a la base de los cuerpos, llegando incluso a dominar la fracción lutita (facies Fms).

De acuerdo con los datos expuestos, la columna BC se corresponde a un sistema sedimentario de abanico aluvial propio de clima semiárido y árido. Del tramo 1 a 10 se observa una suave progradación del sistema de abanico marcada por incremento de las facies groseras interpretadas como proximales frente a las finas. A partir del tramo 11 vuelven a dominar las facies de finos en lo que se interpreta como una retrogradación del sistema sedimentario o una migración lateral del sector activo del abanico. El último tramo refleja una reactivación pequeña de los sistemas proximales marcada por depósitos de *debris Flow* (Fig. 8.B).



**Figura 8.** Imágenes de las asociaciones de facies presentes en el depósito de M1; **A)** Asociación de facies B; **B)** Cuerpos lobulares de la asociación de facies D; **C)** Asociación de facies A; **D)** Asociación de facies B en corte y con una menor cementación.

### 5.2.3.2. Interpretación sedimentaria de SC

En esta columna se han determinado las siguientes asociaciones de facies:

#### A') *Cuerpos conglomeráticos con geometría tabular alternantes con lutitas (Litofacies tipo III)*

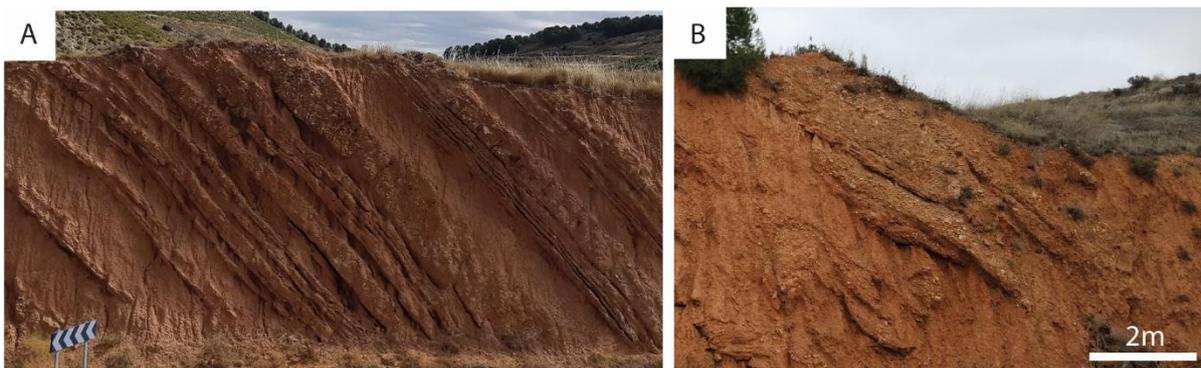
Este conjunto de facies se observa en los tramos 1, 2, 4, 5, 7 y 8 presenta muchas características en común con la asociación A) descrita en el apartado 5.2.3.1. Los aspectos en los que difiere son esencialmente en que tanto los cuerpos conglomeráticos como los niveles lutíticos presentan espesores menores, de 0,2 a 0,5 m (Fig. 9). A su vez, existe una mayor presencia de cuerpos conglomeráticos de base canaliforme y de niveles intercalados de areniscas masivas, con estratificación cruzada planar, estratificación horizontal y laminación de bajo ángulo (facies Sh y Sp). El tramo 6 se incluye dentro de esta asociación y se interpreta como secuencias incompletas con predominancia de areniscas frente los conglomerados y lutitas.

Del mismo modo y atendiendo a los criterios de Pérez (1989), estos niveles se asocian a depósitos de canal y barras conglomeráticas de sistemas fluviales entrelazados, desarrollados en el sector medio y proximal de abanicos aluviales (Miall, 2006).

#### E) *Cuerpos conglomeráticos con geometría canaliforme aislados entre lutitas (Litofacies tipo IV)*

Los conglomerados, de composición similar a los descritos en la asociación A'), se caracterizan por presentarse en estratos de entre 0,2 a 0,4 m de espesor con evolución vertical granodecreciente y una geometría canaliforme (Fig. 9). Estos se encuentran comprendidos dentro de potentes niveles de hasta 4 m de lutitas con cantos dispersos (facies Fms). Esta asociación se presenta a la base del tramo 3.

Pérez (1989) asocia estos niveles a depósitos del sector distal de un abanico aluvial con canales dispersos



**Figura 9.** Imágenes de las asociaciones de facies presentes en el depósito de M2; **A)** Asociación de facies A'; **B)** Cuerpos canaliformes de la asociación de facies E.

La columna SC se interpreta como representante de un sistema sedimentario de abanico aluvial con desarrollo de sistemas fluviales entrelazados. A pesar de que en el estudio sobre las secuencias estratigráficas sí que se ha observado una evolución vertical general granodecreciente, en la interpretación sedimentaria no se observa una clara retrogradación del sistema sedimentario. A pesar de ello, es relevante la sustitución de estratos canalizados de gravas por mantos de arenas hacia techo de SC.

#### 5.2.4. Discusión de resultados

A partir de las descripciones e interpretaciones realizadas, pueden diferenciarse dos depósitos cenozoicos en la zona: el afloramiento del SE correspondiente con la columna del barranco de los Calderones (BC), y el del N y del NW correspondiente con la del sinclinal de la carretera (SC). Sus diferencias sedimentológicas muestran una disparidad entre algunas características de sus condiciones de depósito, y no se han observado ni secuencias estratigráficas ni límites correlacionables entre ellos. Pero los resultados obtenidos sí pueden correlacionarse con las unidades tectosedimentarias (U.T.S.) M1 y M2 descritas por Pérez (1989).

De acuerdo con la bibliografía, los materiales de la columna BC comparten gran parte de las características de la U.T.S. M1. En M1, la cual es equivalente a la U.T.S. de la cuenca del Ebro T4 (Pérez, 1989), se distinguen dos unidades simples, siendo la inferior la de mayor interés para este estudio. Pérez (1989) define litológicamente esta última como una unidad constituida por conglomerados granosostenidos grises y lutitas anaranjadas masivas con escasas intercalaciones de areniscas. Los conglomerados presentan una composición predominantemente caliza con centiles entre 10 y 30 cm y se encuentran organizados en cuerpos de geometría tabular o canaliforme con aspecto masivos. Pérez (1989) resalta el límite discordante inferior sobre los materiales del Keuper, la compleja evolución vertical que muestra la sucesión en conjunto y una abundante cementación en las lutitas especialmente a techo. Respecto a las paleocorrientes, Pérez (1989) defiende aportes procedentes del S o SW. Sin embargo, la orientación de las paleocorrientes en este trabajo es 90°. Debido a la poca densidad de paleocorrientes medidas, no puede considerarse este dato como representativo de la dirección de aporte de la unidad, tratándose incluso de un valor dentro de la propia dispersión de la dirección de corriente general definida por Pérez (1989). El tramo superior de la U.T.S. M1 no presenta similitudes con ninguna de las columnas.

Según Pérez (1989), la U.T.S. M2 se dispone discordante sobre los materiales mesozoicos y cenozoicos infrayacentes. En el sector meridional de la cubeta se describe con una dominancia de litofacies groseras frente a finas. Los conglomerados presentan texturas granosostenidas, una composición poligénica y cuerpos canaliformes y tabulares aislados entre lutitas masivas. Respecto a las paleocorrientes, se ha determinado que los aportes provienen del S y SW. Hacia el N, esta unidad presenta un cambio lateral de facies a unos materiales con una mayor relación de lutitas respecto a conglomerados. En conjunto se ha definido para esta unidad una evolución granodecreciente en la vertical. Cartográfica y litológicamente los materiales estudiados en la columna SC corresponden en gran medida con las litofacies conglomeráticas de la U.T.S. M2. No obstante, en la columna SC no se observa ese dominio de las geometrías canaliformes frente a las tabulares que resalta Pérez (1989). Tanto esta disparidad como el hecho de que en este presente trabajo se haya diferenciado entre lutitas y arenas de grano muy fino (tramos 6 y 7, Anexo 2), se debe en gran medida a la escala de afloramiento que se ha considerado en cada uno de los estudios y no por estar tratando unidades diferentes.

Según el estudio estratigráfico realizado, los materiales de la columna SC pertenecen a la U.T.S. de la cubeta de Muniesa M2 la cual es equivalente a la U.T.S. de la cuenca del Ebro T6 (Pérez, 1989). La U.T.S. T6 se describe como una superposición progresiva de litofacies de sectores medios de abanico sobre litofacies de sectores proximales (Pérez, 1989). Pese a que sí existe correlación con el medio sedimentario definido para SC, no se han detectado los indicios de la retrogradación que se remarcan en la bibliografía. Esto puede deberse en gran medida a que la columna se ha levantado en un sector marginal de la cubeta donde el registro no llega a ser representativo de la totalidad de la unidad.

De acuerdo con esta correlación la U.T.S. T5 (Ageniense-Ramblense, Mioceno inferior) no llega a depositarse o ha sido erosionada en el sector S de la cubeta de Muniesa, representando una laguna estratigráfica entre el depósito de M1 y M2. En el estudio completo de la cubeta de Muniesa de Pérez (1989), tampoco se detectan depósitos correlacionables con la U.T.S. T5.

### 5.3. Cartografía geológica y estudio estructural

Con el fin de abarcar la macroestructura aflorante de este sector, se ha realizado una cartografía geológica a escala 1:6000 que cubre 2,7 km<sup>2</sup> de superficie (Anexo 3). Como muestra la cartografía, las principales macroestructuras del sector estudiado son sendos pliegues anticlinal y sinclinal de orientación WNW-ESE con vergencia hacia el sur y núcleo triásico superior en facies Keuper (Figs. 10 y 11). Estas estructuras afectan a materiales triásicos, jurásicos, cretácicos y cenozoicos.

Además de estas estructuras de deformación continua existen una amplia y variada representación de estructuras frágiles.

La caracterización de los materiales indica que los pliegues y fallas de la zona de estudio son fundamentalmente producto de la deformación compresiva de la Cordillera Ibérica durante la orogenia Alpina. La estructura estuvo fuertemente influenciada por la reactivación de fracturas preexistentes con orientación general NW-SE oblicua a las principales direcciones de acortamiento (Casas *et al.*, 1999; Liesa y Simón, 2009).

Otro factor determinante en la génesis de las estructuras actuales es la reología de los materiales afectados, y en especial, de aquellos que propician el desarrollo de horizontes de despegue. A escala de la Cordillera, se han determinado dos horizontes principales; el de las evaporitas y lutitas de la Fcs. Keuper, y el conformado por los materiales pizarrosos del Silúrico y Precámbrico (Álvaro *et al.*, 1979; Casas *et al.*, 1999; Liesa y Simón, 2009; Liesa *et al.*, 2018). A pesar de que el horizonte paleozoico llega a ser de gran relevancia en muchas de las macroestructuras de la región, en la zona de estudio únicamente hay evidencias de la influencia del horizonte de la Fcs. Keuper, como se ha representado en los cortes geológicos de la figura 10.

#### 5.3.1. Anticlinal y sinclinal mesozoicos

Ambos pliegues representan las mayores y más continuas estructuras del sector estudiado. En el caso del anticlinal, en cuyo núcleo afloran los yesos y lutitas de la Fcs. Keuper (Anexo 3), en general, el flanco S presenta un mayor buzamiento llegando a estar vertical e incluso invertido en el contacto entre los materiales cretácicos y jurásicos. En el sector NW (corte A-A', Figs. 10 y Fig. 11) se ha definido una traza axial de orientación N130°E. En esta zona la vergencia del pliegue hacia el S es más acusada, llegando a presentar un contacto mecánico entre los materiales jurásicos de la Fm. Cortes de Tajuña al N y la Fm. Cuevas Labradas al S. Este contacto se ha interpretado como un plano de cabalgamiento que buza hacia el N utilizando la Fcs. Keuper como nivel de despegue, es decir, un sistema de pliegue-falla.

Al SW, en los materiales cretácicos, se define otro pliegue. Se trata de un sinclinal vergente al S con el flanco norte invertido con buzamientos entre 45°-80°N y una traza axial subparalela a la del anticlinal del N. En el flanco S del sinclinal los estratos presentan una orientación general de 130°/20° N.

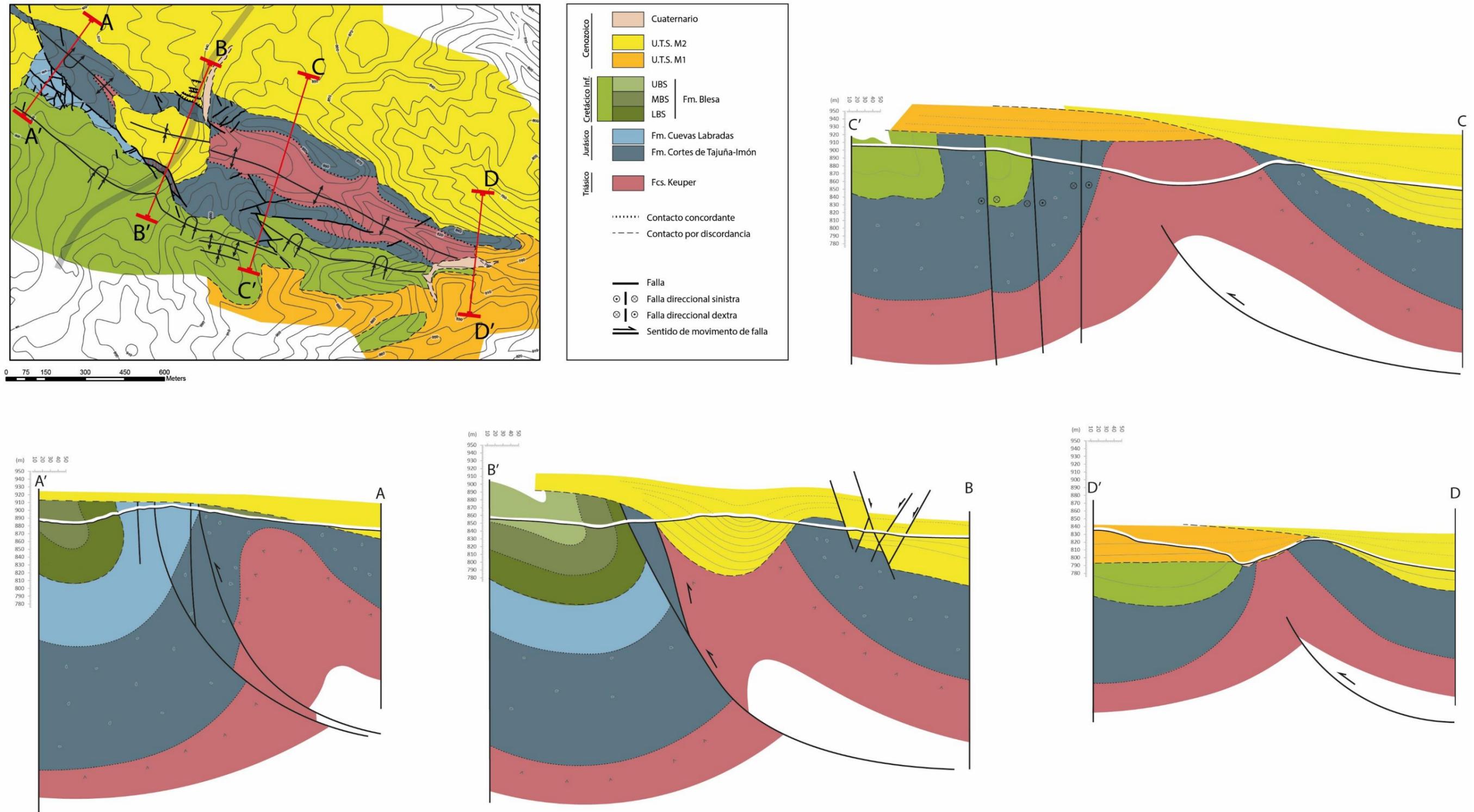


Figura 10. Cortes geológicos realizados y su localización en la cartografía geológica general.

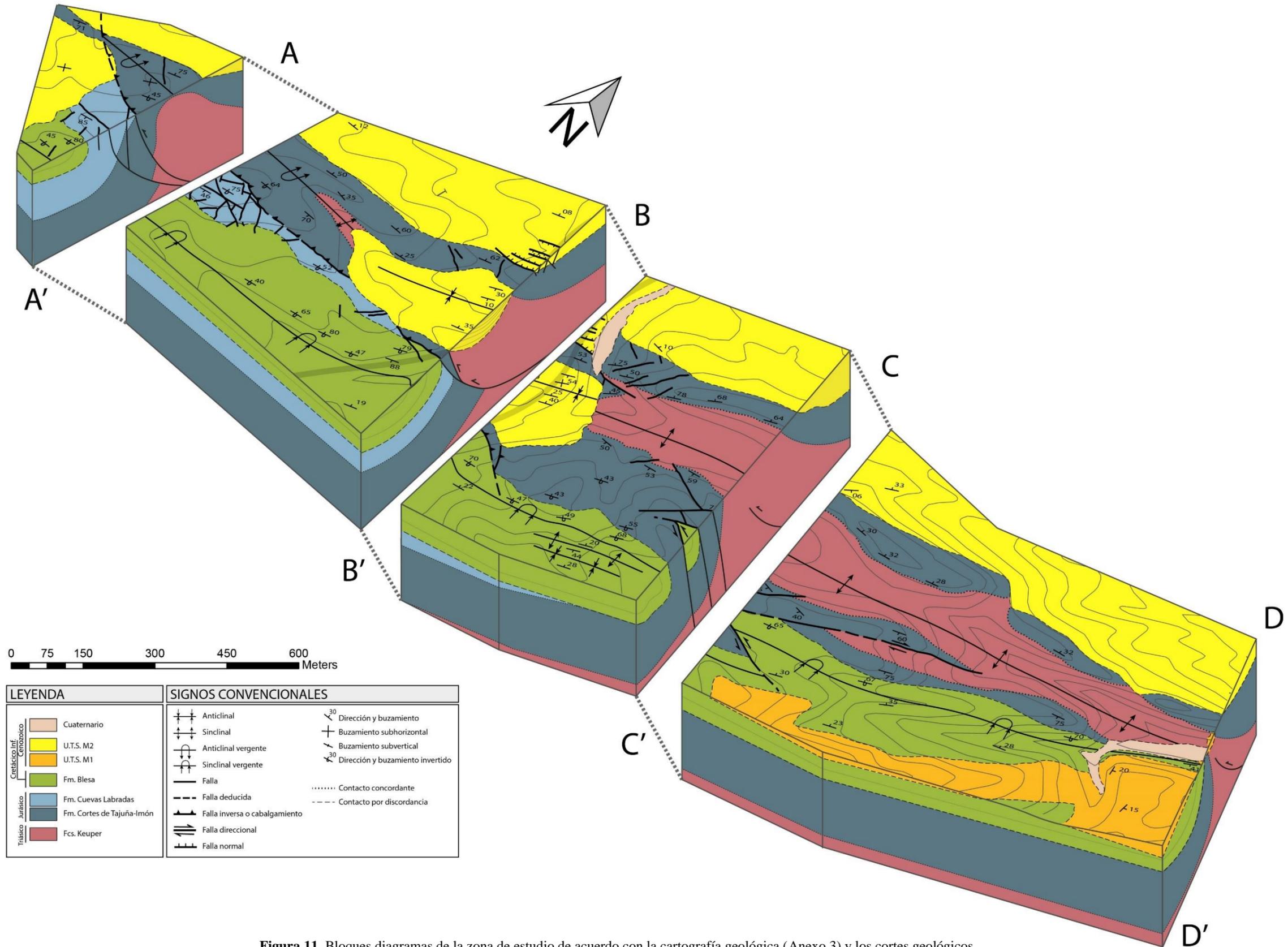


Figura 11. Bloques diagramas de la zona de estudio de acuerdo con la cartografía geológica (Anexo 3) y los cortes geológicos realizados (Fig. 10).

Hacia la zona central del mapa, la traza axial del anticlinal toma una dirección N110°E. Se observa a su vez una reducción en la inclinación hacia el S de ambos flancos del pliegue anticlinal (cortes B-B', C-C' y D-D', Figs. 10 y 11) mientras que el sinclinal vergente hacia el S mantiene unos buzamientos constantes a excepción de unos suaves pliegues de escala decamétrica en el flanco S. El sistema de pliegue-falla deja de aflorar en superficie, no obstante se interpreta, a raíz de la vergencia de los pliegues, que en profundidad persiste como un cabalgamiento ciego con nivel de despegue en la Fcs. Keuper.

En el extremo SE las trazas axiales de los pliegues presentan una orientación N120°E y características semejantes a las del sector central hasta que son fosilizados por los materiales de la U.T.S. M1 (cortes C-C' y D-D', Figs. 10 y 11). En la zona de estudio la U.T.S. M1 se presenta subhorizontal o con suaves buzamientos de hasta 25° hacia el SE, Sin embargo, en sectores más meridionales, Pérez (1989) llega a cartografiar pliegues en esta unidad e incluso un cabalgamiento de los materiales mesozoicos al S sobre los cenozoicos al N.

### 5.3.2. Sinclinal cenozoico

En la zona central, donde la carretera corta el núcleo del anticlinal mesozoico, aflora una serie de capas de la U.T.S. M2 plegadas entre los suaves escarpes jurásicos (corte B-B', Fig. 10). El pliegue se interpreta como un sinclinal simétrico con una traza axial de orientación N110°E. Hacia al margen S el buzamiento de las capas disminuye fosilizando los contactos mecánicos de los materiales mesozoicos. En el flanco S se observa un espesor ligeramente mayor al de los estratos del flanco N, lo cual podría ser reflejo de una discordancia progresiva.

La dirección de acortamiento que se infiere a partir de la orientación de su traza axial es NNE-SSW. Siendo que al depósito de M2 se le asigna una edad en torno al Aragoniense medio-superior (Pérez, 1989; Pérez *et al.* 1990), puede que la deformación sea producto de la compresión tardía-pirenaica de orientación N a NNE que describe Liesa (2000). Ésta actúa con una mayor intensidad desde el Oligoceno superior al Mioceno medio-superior, es decir, coetáneamente al depósito de la U.T.S. M2 (apartado 6).

### 5.3.3. Otras estructuras frágiles

A continuación, se expone un breve análisis de las estructuras frágiles de la zona donde se proporcionan modelos coherentes con las interpretaciones anteriores.

#### 5.3.3.1. Fallas inversas y cabalgamientos

Las principales fallas cartografiadas presentan una componente de movimiento inversa y orientación NW-SE. Su afloramiento se encuentra restringido al sector NW del mapa (Anexo 3) donde se muestra una traza irregular de unos 400 m de extensión. Tal y como se ha expuesto en el apartado 5.3.1., el plano de cabalgamiento de buzamiento hacia el N entre los materiales jurásicos de Fm. Cortes de Tajuña al N y Fm. Cuevas Labradas al S, muestra una intrínseca relación con el plegamiento mesozoico por lo que se ha interpretado como un sistema de pliegue-falla. En el sector central el plano de cabalgamiento queda menos definido y pasa a ser una zona de falla de unos 25 m de espesor con bloques métricos de carniolas y dolomías blancas procedentes de la Fm. Cortes de Tajuña-Imón (apartado 5.2.1.2.).

### 5.3.3.2. Fallas direccionales

En la zona central del mapa cortando el flanco S del anticlinal mesozoico, se han cartografiado dos grandes fallas direccionales oblicuas entre si (Anexo 3). La situada más al S, de desplazamiento siniestro, presenta una traza con orientación N140°E y es cortada por la situada al N de orientación N100°E y un desplazamiento diestro. La relación entre las trazas cartografiadas y las curvas de nivel indica que presentan planos de falla muy verticalizados (Corte C-C', Figs. 10 y 11).

De acuerdo con el modelo de Anderson, se interpretan como un par de fallas direccionales conjugadas cuyo ángulo agudo presenta una bisectriz horizontal, con orientación N135°E. El sistema de esfuerzos que se infiere según esta representación indica una compresión NW-SE. Según las relaciones de corte entre estructuras, esta etapa compresiva debe ser posterior a la compresión NNE que origina el anticlinal mesozoico. El estudio realizado por Casas y Simón (1986) sobre la evolución del régimen de esfuerzos en la cercana zona de Alcaine concuerda con esta ordenación temporal de eventos compresivos. De este modo, la etapa de compresión NE coincidiría con la que ellos denominan segunda fase compresiva con el eje mayor de esfuerzos en direcciones que van desde N-S a ENE-WSW; y la etapa NW-SE con su tercera fase compresiva con el eje mayor de esfuerzos en dirección N140°-150°E. En otros trabajos posteriores sitúan la etapa de compresión principal NE-SW alrededor del tránsito Eoceno superior a Oligoceno y la etapa NW-SE en el tránsito del Oligoceno superior a Mioceno superior (Liesa, 2000; Liesa y Simón, 2009; Simón y Liesa, 2011).

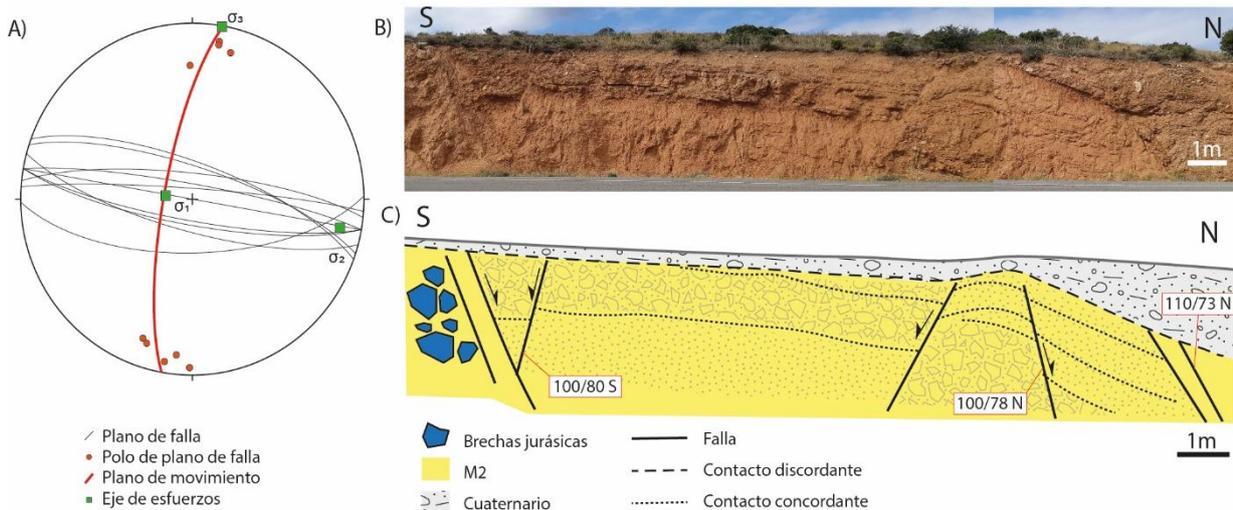
### 5.3.3.3. Fallas normales cenozoicas

Al N del anticlinal mesozoico, la carretera Muniesa-Cortes de Aragón corta los materiales de la U.T.S. M1 revelando un afloramiento con superficies de estratificación de orientación general 110/08 N (corte B-B', Figs. 10 y 11). En él se distinguen una serie de fracturas con orientación N90°-115°E y buzamiento 65°-90° que cortan los depósitos neógenos y mesozoicos y son fosilizadas por los depósitos cuaternarios (Fig. 12). Éstas se han interpretado como un sistema de fallas normales conjugadas según el modelo de Anderson.

El sistema de esfuerzos calculado sitúa el eje de esfuerzos mayor en dirección 77°/280° y el eje de esfuerzos menor en la horizontal con dirección 010°/190° (Fig. 12). Esta interpretación implica un esfuerzo extensivo en dirección NNE-SSW. Estas fallas normales tardías pueden estar relacionadas con la etapa distensiva de orientación NE-SW descrita por Casas y Simón (1986).

### 5.3.3.4. Otras estructuras frágiles

En el sector NW, las calizas de la Fm. Cuevas Labradas del bloque hundido del cabalgamiento presentan un conjunto de fallas menores oblicuas al cabalgamiento principal. Apenas afectan a la base de la Fm. Blesa lo que podría ser indicativo de que fueran sincrónicas con la sedimentación de dicha formación cretácica tal y cómo exponen Aurell *et al.* (2018). En ellas puede inferirse cierta componente direccional, no obstante su mal estado de afloramiento y elevado grado de fracturación impide aseverar dicha afirmación.



**Figura 12.** A) Estereograma de los planos de fallas medidos en la unidad M2 junto la carretera e interpretación del sistema de esfuerzos; B) Imagen del afloramiento; C) Esquematación del afloramiento.

### 5.3.4. Discusión de resultados

Según la bibliografía, el estudio estructural realizado en el apartado anterior es coherente con el contexto tectónico y campos de esfuerzos determinados para esta región. No obstante, de acuerdo con la vergencia de las estructuras de la zona de estudio, se deduce un transporte tectónico con sentido S-SW, lo que supone una singularidad en este sector de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Gran parte de los planos de cabalgamientos (cabalgamiento de Utrillas, cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós... etc) de esta región presentan un buzamiento hacia el S y un transporte tectónico con sentido N-NE (Simón y Liesa, 2011; Liesa *et al.*, 2018). Liesa *et al.* (2018), entre otros, atribuyen este hecho a la presencia de fallas normales previas cuya orientación y geometría influyó en gran medida en el desarrollo de los actuales mantos de cabalgamiento.

De esta manera, es coherente que la presencia de las fallas normales previas sincrónicas al depósito del Cretácico Inferior (Aurell *et al.*, 2018) puedan haber influenciado en el desarrollo de las estructuras alpinas posteriores. Para el sector de la zona de estudio los modelos de Aurell *et al.* (2018) interpretan un conjunto de fallas normales con buzamiento hacia el N. Dicha orientación es similar al del actual cabalgamiento del sector NW (Figs. 10 y 11) lo que hace compatible interpretar una reactivación de las fallas normales cretácicas que motive la vergencia hacia el sur de los pliegues alpinos. La presencia de estas fallas podría justificar a su vez un proceso de desmantelamiento más acusado en la charnela del anticlinal mesozoico.

En último lugar, también es necesario resaltar que además de las relaciones de corte entre los materiales cenozoicos del sinclinal y los mesozoicos del anticlinal, la diferencia de buzamientos entre flancos es un factor más a tener en cuenta a la hora de establecer el orden cronológico de los acontecimientos. Es decir, el hecho de que los buzamientos en el sinclinal sean menos elevados que los del anticlinal que afecta a las unidades mesozoicas, es un rasgo indicativo de que la formación del anticlinal precede a la del sinclinal.

## 6. Relaciones tecto-sedimentarias: modelo evolutivo

Como ya se ha expuesto en el apartado 5.3.2. la deformación que desarrolló el sinclinal cenozoico se ha interpretado parcialmente como coetánea al depósito de la U.T.S. M2, no obstante, cabe preguntarse cuál fue la relación y evolución cinemática de este sinclinal con el anticlinal mesozoico infrayacente vergente hacia al S. Alonso (1985) estudia estructuras similares en la Cordillera Cantábrica donde interpreta su génesis mediante dos secuencias de plegamiento con una etapa erosiva intermedia. Atendiendo a este modelo e integrando los datos recabados en el presente trabajo además de otros bibliográficos, se ha propuesto una génesis similar para la estructura estudiada (Fig. 13). El modelo cinemático propuesto se basa en: 1) la edad de los materiales afectados, 2) la geometría de los pliegues involucrados en el proceso y 3) en la configuración estructural previa a la deformación contractiva. De acuerdo con estas premisas se ha elaborado un modelo evolutivo que contempla 5 estadios principales:

*Estadio 1:* Representa la etapa inmediatamente posterior a la sedimentación de la Fm. Blesa (Cretácico Inferior), condicionada por la presencia de una falla normal de orientación WNW-ESE y buzamiento hacia el N (Aurell *et al.* 2018).

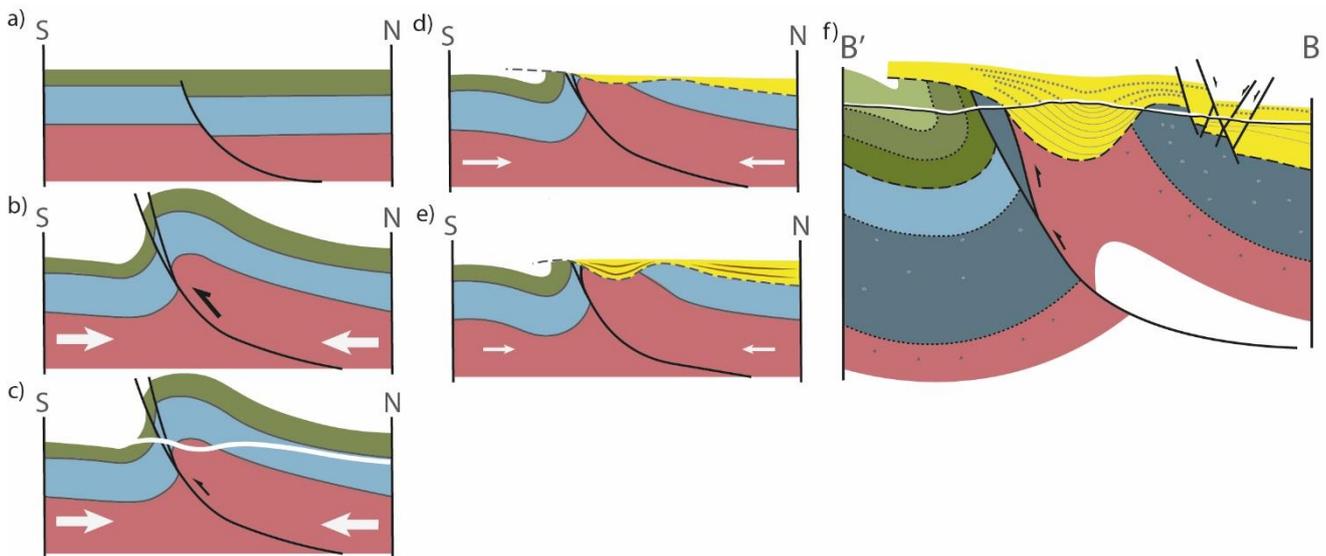
*Estadio 2:* Primera etapa compresiva. De acuerdo con la edad de los materiales cenozoicos y geometría de los materiales mesozoicos se interpreta que las primeras deformaciones sobre las unidades mesozoicas se dan antes del Mioceno bajo la compresión alpina de orientación NE-SW (Pérez 1989; Liesa, 2000; Liesa y Simón, 2009; Simón y Liesa, 2011). Como resultado, se generan pliegues vergentes hacia el S de orientación general NW-SE asociados a un cabalgamiento anticlinal producto de la reactivación de fallas normales previas.

*Estadio 3:* Las zonas levantadas y de mayor “debilidad”, en este caso la charnela del pliegue anticlinal con fallas normales reactivadas, son erosionadas durante este proceso desmantelando los depósitos cretácicos y a continuación los jurásicos. Una vez las aguas meteóricas llegan a entrar en contacto con los materiales de las Fcs. Keuper situados en el núcleo del anticlinal, su mayor solubilidad favorecería una erosión más acusada, dando como resultado una más rápida denudación que en las áreas circundantes. Esta etapa erosiva puede estar relacionada con la laguna estratigráfica que representa la ausencia de la U.T.S. T5. Durante el Oligoceno superior a Mioceno superior se interpreta que se desarrollan las fallas direccionales del centro del mapa (Anexo 3), cortando los pliegues mesozoicos anteriores y creando planos susceptibles de ser afectados por los procesos erosivos.

*Estadio 4:* En la cuenca resultante empiezan a acumularse los primeros depósitos de abanicos aluviales de la U.T.S. M2 durante el Mioceno medio, mientras continúa la deformación.

*Estadio 5:* La compresión tardía-pirenaica de orientación N a NNE (Liesa, 2000) repliega los depósitos cenozoicos, tanto el de la unidad M1, como el de la unidad M2, adquiriendo una geometría sinforme. En contraposición, los materiales miocenos depositados sobre el flanco norte del anticlinal solo presentan un leve basculamiento hacia el N.

*Estadio 6:* A continuación se da una etapa distensiva o de acomodación que genera las fallas normales de orientación W-E del sector septentrional del mapa. Finalmente, la red fluvial se encaja dando los relieves y depósitos cuaternarios actuales



**Figura 13.** Representación de las etapas evolutivas interpretadas de los pliegues de la zona central del mapa; **a)** Estadio 1: Final del depósito de la Fm. Blesa: Cretácico inferior; **b)** Estadio 2: Primera gran deformación en la etapa compresiva de orientación NE-SW (Eoceno superior a Oligoceno); **c)** Estadio 3: Superficie de erosión (Ageniense-Ramblense, Mioceno inferior); **d)** Estadio 4: La U.T.S. M2 empieza a depositarse (Mioceno medio); **e)** Estadio 5: Compresión tardía del depósito (Mioceno superior); **f)** Estadio 6: Corte B-B' actual de la zona (Fig. 10) tras la etapa distensiva.

## 7. Conclusions

The upland that marks the southern boundary of the Muniesa's cenozoic basin is a complex combination of alpine folds and faults, with a general WNW-ESE orientation, the tectonic development of which has greatly influenced the structure of the cenozoic materials encased within the mesozoic scarp or landscape.

The above-mentioned upland corresponds to the limbs of a WNW-ESE oriented, southward verging and overturned fold; the core shows gypsum and mudstones of the Facies Keuper (Upper Triassic). This structure represents fault-progradation fold system, the development of which is related to the alpine compression with a N-S orientation (Casas y Simón, 1986; Liesa, 2000; Liesa y Simón, 2009; Simón y Liesa, 2011). A blind thrust developed from a previous cretaceous extensional fault that uses the triassic facies as a detachment level has been interpreted in most of the fold. It only crops out in the NW sector of the study area.

The stratigraphic and sedimentologic study has allowed us to differentiate two different cenozoic tectosedimentary units (TSU): M1 in the southeastern sector; and M2 in the northern sector and in the studied synform structure. They are respectively correlated with the Ebro basin TSU T4 and T6, situating the studied record in the upper Oligocene-lower Miocene, and the synclinal materials in the lower-upper Aragonian (Pérez, 1989; Pérez *et al.*, 1990). These units record deposition in alluvial systems corresponding to middle-proximal to distal segments of

braided fluvial systems. Unit T4 also formed by debris flow deposition. The studied record of both units has complex vertical evolutions, possibly reflecting progradation then retrogradation (Unit T4) and unclear retrogradation (T6) of the correspondent alluvial systems, both from southern provenance. Unit T4 strata depict a progressive unconformity. Unit T6 strata are folded in a synclinal.

On the southern limb of the main anticline there is a group of directional faults oblique to the main overturned fold. These structures correspond to a NW-SE orientated later compressive stage that is coherent with to the general tectonic context (Casas y Simón, 1986; Liesa, 2000).

During the first contractive deformation stage of the mesozoic materials, the normal faults related to the with the Lower Cretaceous stages play a decisive role at the generated upland, specially at the anticlinal's hinge. There they generated zones more susceptible to be eroded. Once the soluble and soft Facies Keuper were exposed, the dissolution processes were favored and allowed the generation of a relative depression in the core of the anticline. In this small basin the M2 (T6) materials started to deposit during the middle Miocene. This syntectonic deposit is restricted, at present, to a small depression area having a synform geometry. During the last N-S oriented compressions the structures were folded again, thus increasing their dip and generating the current morfostructural singularity of a syncline within inside an anticline.

## Bibliografía

- Alonso, J.L. (1985). Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW, etc.). Tesis Doctoral, Diputación Provincial de León, Instituto Fray de Sahagún, 275 p.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Arenas, C., Pardo, G., González, A. y Villena, J. (1989). El sistema aluvial de Cobatillas (Teruel): Análisis de facies y evolución del estilo fluvial. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2(1-2): 41-54.
- Aurell, M., Bádenas, B., Casas, A. y Alberto, S. (2001). La geología del Parque Cultural del Río Martín. Colección Parque Cultural del Río Martín, Asociación Parque Cultural del río Martín, 171 p.
- Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I. y Casas, A. (2017). Guía de geología y paleontología del Parque Cultural del Río Martín, Edición Renovada. Asociación Parque Cultural del río Martín, Ariño, 151 p.
- Aurell, M., Soria, A.R., Bádenas, B., Liesa, C.L., Canudo, J.I., Gasca, J.M., Moreno-Azanza, M., Medrano-Aguado, E. y Meléndez, A. (2018). Barremian synrift sedimentation in the Oliete su-basin (Iberian Basin, Spain): paleogeographical evolution and distribution of vertebrate remains. *Journal of Iberian Geology*, Ed. Springer, Universidad Complutense de Madrid, 24 p.
- Bordonaba, A. P. y Aurell, M. (2001). El Hettagiense-Sinemuriense (Jurásico Inferior) en el sector Montalbán-Oliete (Teruel): Análisis de facies y evolución tectosedimentaria. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14(1-2): 135-146.

- Bordonaba, A.P. (1999). El Jurásico Inferior (Hettangiense-Sinemuriense) del sector Oliete-Torre de las Arcas: Evolución sedimentaria y control estructural. Tesis de Licenciatura, Departamento de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 131 p.
- Canérot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. y Villena, J. (1982). Ibérica Central-Maestrazgo. El Cretácico de España. Ed. Universidad Complutense de Madrid, pp. 273–344.
- Casas, A.M. y Simón, J.L. (1986). Evolución del estado de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en un sector del borde N de la Cordillera Ibérica (Alcaine-Teruel). *Estudios Geológicos*, 42: 127-136.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, T. (1999). Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta* 1, Ed. Elsevier, 17 p.
- Instituto Geográfico Nacional [En línea] Centro de Descargas del CNIG (Tomado el 24/09/2020). Disponible en: <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp>
- Liesa, C.L. (2000). Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 760 p.
- Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2009). Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, Ed. Elsevier, 16 p.
- Liesa C.L., Casas, A.M. y Simón, J.L. (2018). La tectónica de inversión en una región intraplaca: la cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2): 23-50.
- Miall, A.D. (2006). *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Ed. Springer, Toronto, 589 p.
- Pérez, A. (1989). Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 525 p.
- Pérez, A., Pardo, G. y Villena, J. (1990). El Terciario de la cubeta de Muniesa (Provincia de Teruel). *Geogaceta*, 8: 100-101.
- Quintero, I., Almela, S., Gómez, E. y Mansilla, H. (1977). Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 493 (Oliete). Mapa Geológico de España E.1:50.000, Segunda Serie (MAGNA), Primera Edición, IGME, Madrid, 46 p.
- Ríos, L.M., Beltrán, F.J. y Lanaja, J.M. (1981). Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 467 (Muniesa). Mapa Geológico de España E.1:50.000, Segunda Serie (MAGNA), Primera Edición, IGME, Madrid, 26 p.
- Simón, J.L. y Liesa, C.L. (2011). Incremental slip story of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). *Geological Society of London, Special Publications*, 349: 77-79.
- Vera, J.A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*. Ed. Rueda, S.L., Madrid, 829 p.