



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

Estructura mesozoica y cenozoica del sector Ladruñán-Castellote (Cordillera Ibérica)

Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones.

Ot Margarit Matas

Trabajo de fin de Máster

Director: Carlos Luis Liesa Carrera

Curso 2018-2019

Agradecimientos

Agradezco este trabajo en primer lugar a mi director Carlos Liesa, por la dedicación y ayuda en la realización de todo el trabajo.

También a mi familia por seguir apoyándome en los estudios y acompañarme donde haga falta.

Finalmente a mi pareja por sus aportaciones geológicas y como gran compañera de campo.

Resumen

El estudio de las relaciones tectónica-sedimentación durante la segunda etapa de *rifting* mesozoico (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y de las estructuras compresivas durante la orogenia Alpina ha permitido desarrollar un modelo de evolución tectónica en la zona de Ladruñán-Castellote en la Subcuenca de Morella (Cuenca del Maestrazgo) situada en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y las Sierras Costero-Catalanas. Para realizar este estudio se elaboró una cartografía geológica al detalle de la zona, cortes geológicos generales y el estudio de afloramientos en campo.

Las fallas extensionales principales que determinaron el desarrollo de la Subcuenca de Morella, tanto en la etapa *sinrift* como en la etapa de *postrift*, presentan direcciones NW-SE y ENE-WSW. La sedimentación durante el periodo de *rifting* vino condicionada por la disposición y actuación de estas estructuras extensionales, las cuales dieron diferentes áreas subsidentes con un gran espacio de acomodación y otras áreas levantadas donde no hubo sedimentación. A lo largo de la zona de estudio se extiende una discordancia a escala cartográfica, la discordancia *postrift*, entre el Albiense inferior-Albiense superior. Las primeras unidades *postrift*, especialmente las formaciones Utrillas y Mosqueruela, están afectadas por las fallas normales y además muestran una geometría de *onlap* con las unidades infrayacentes, lo que es indicativo de que la falla principal siguió teniendo una importante actividad durante la etapa *postrift*, dando aun una considerable subsidencia tectónica. Los ambientes sedimentarios marinos, continentales y de transición variaron a lo largo de la extensión condicionados por la tectónica, eustatismo y transgresiones-regresiones del nivel del mar.

Durante la etapa de inversión cenozoica, se desarrollaron fallas y pliegues en dos direcciones principales, NW-SE y NE-SW. El cambio de direcciones de los esfuerzos principales durante el Paleoceno-Mioceno y la disposición de las estructuras previas mesozoicas, son responsables de la formación de estas dos diferentes direcciones principales estructuras compresivas.

Abstract

This work shows a model of the tectonic evolution of the Ladruñán-Castellote area of the Morella Subbasin (Maestrazgo Basin), located in the linking zone between the Iberian Range and the Catalan Coastal Range. The model has been made by using the relationship between tectonics and sedimentation in the second stage of the Mesozoic rifting period (Late Jurassic-Early Cretaceous) and by studying the compressive structures developed during the Alpine Orogeny. A detailed geological map and cross sections have been made to perform this study.

The NW-SE and ENE-WSW extensional faults from the sin- and post-rift stages defined the development of the Morella Subbasin. These structures controlled sedimentation, as they defined raised areas with no sedimentation, and depressed areas with sedimentation. A cartographic angular unconformity along the study zone indicates the *postrift* unconformity between early Albian-late Albian units. The onlap geometry and the disposition of the first two units of the *postrift* stage indicates that the principal fault also created an important tectonic subsidence during the *postrift* stage.

Marine, continental and transitional sedimentary environments changed during the extensional period, characterized by tectonics and the development of transgressive-regressive periods of sea level.

The principal directions, NW-SE and NE-SW, of faults and folds created during Cenozoic inversion, were likely conditioned by the changing directions of the principal stress during the Paleocene-Miocene and the location and orientation of the Mesozoic previous structures.

Índice

1. Introducción y objetivos.....	7
2. Marco geológico	7
3. Metodología.....	11
3.1. Trabajo de campo.....	11
3.2. Trabajo de gabinete.....	12
4. Materiales	12
4.1. Serie <i>prerift</i> pre jurásico superior	14
4.2. Serie <i>sinrift</i> jurásico superior-cretácico inferior	15
4.3. Serie <i>postrift</i> cretácico superior	17
4.4. Serie <i>sinorogénica</i> cenozoica	18
5. Estructura	20
5.1. Descripción general cartográfica	20
5.2. Discordancia y fallas cartográficas	23
5.3. Estructuras extensionales en afloramiento.....	25
5.3.1. Fallas normales en la zona de Ladruñán.....	25
5.3.2. Estructuras extensionales en la zona de Santolea.....	28
5.4. Estructuras compresivas	30
5.4.1. Estructuras de inversión en la zona de Dos Torres de Mercader.....	30
5.4.2. Estructuras de inversión en la Zona de Ladruñán.....	36
6. Interpretación	40
6.1. Evolución <i>sinrift</i> (Titoniense-Albiense)	40
6.2. Evolución <i>postrift</i> (Albiense-Coniaciense).....	44
6.3. Evolución <i>sin-orogénica</i> (Paleoceno-Mioceno inferior)	45
7. Discusión.....	46
7.1. Extensión mesozoica.....	46
7.2. Inversión tectónica (Cenozoico)	48
8. Conclusiones.....	49
9. Referencias	51
Anexos.....	55

1. Introducción y objetivos

La Cordillera Ibérica ha sido objeto de estudio desde hace mucho tiempo en diferentes disciplinas en la rama de la geología, siendo muchos los estudios paleontológicos, sedimentológicos y estructurales que se centran en los materiales del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (p. ej., Canerot, 1982; Salas, 1987; Guimerà, 1988; Nebot y Guimerà, 2016; Gasca *et al.*, 2017; Liesa *et al.*, 2019). Todos estos estudios han permitido conocer a nivel regional y a pequeña escala como se formaron las cuencas mesozoicas en Iberia, como era su sedimentación, que factores lo controlaban y de qué forma se invirtieron posteriormente para formar la Cordillera Ibérica. Varios estudios de este tipo se centran en la Cuenca del Maestrazgo, formada durante el sistema de *rifting* del mesozoico, y las subcuencas que la componen, como en este trabajo que se centra en la Subcuenca de Morella.

Este trabajo plantea profundizar en la relación entre la tectónica-sedimentación de las estructuras mesozoicas y sus estructuras de inversión cenozoicas de la zona de Ladruñán-Castellote, en la zona del Maestrazgo, Teruel.

Los objetivos principales son:

- (i) Reconocer y caracterizar las estructuras extensionales que caracterizan la segunda etapa de extensión mesozoica (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) así como los dispositivos geométricos asociados a ellas (cambios de espesor de unidades, discordancias, fallas y demás).
- (ii) Caracterizar la estructura compresiva cenozoica de este sector y analizar qué relación tienen con las estructuras mesozoicas previas (procesos de inversión tectónica).
- (iii) Proponer un modelo de evolución tectónica para la zona de estudio.

2. Marco geológico

La zona de estudio se sitúa entre las poblaciones de La Algecira y Castellote en la comarca del Maestrazgo, al NE de la provincia de Teruel. Esta zona está localizada en la zona E de La Cordillera Ibérica (Figura 1).

Geológicamente este sector forma parte del sector centro-occidental de la Cuenca cretácica del Maestrazgo, concretamente en el límite noroeste de la Subcuenca de

Morella (Salas *et al.*, 2001; Liesa *et al.*, 2018). Esta subcuenca está limitada al norte por la Falla de Castellote-Herbers y al sur principalmente por la zona de Falla del Turmell.

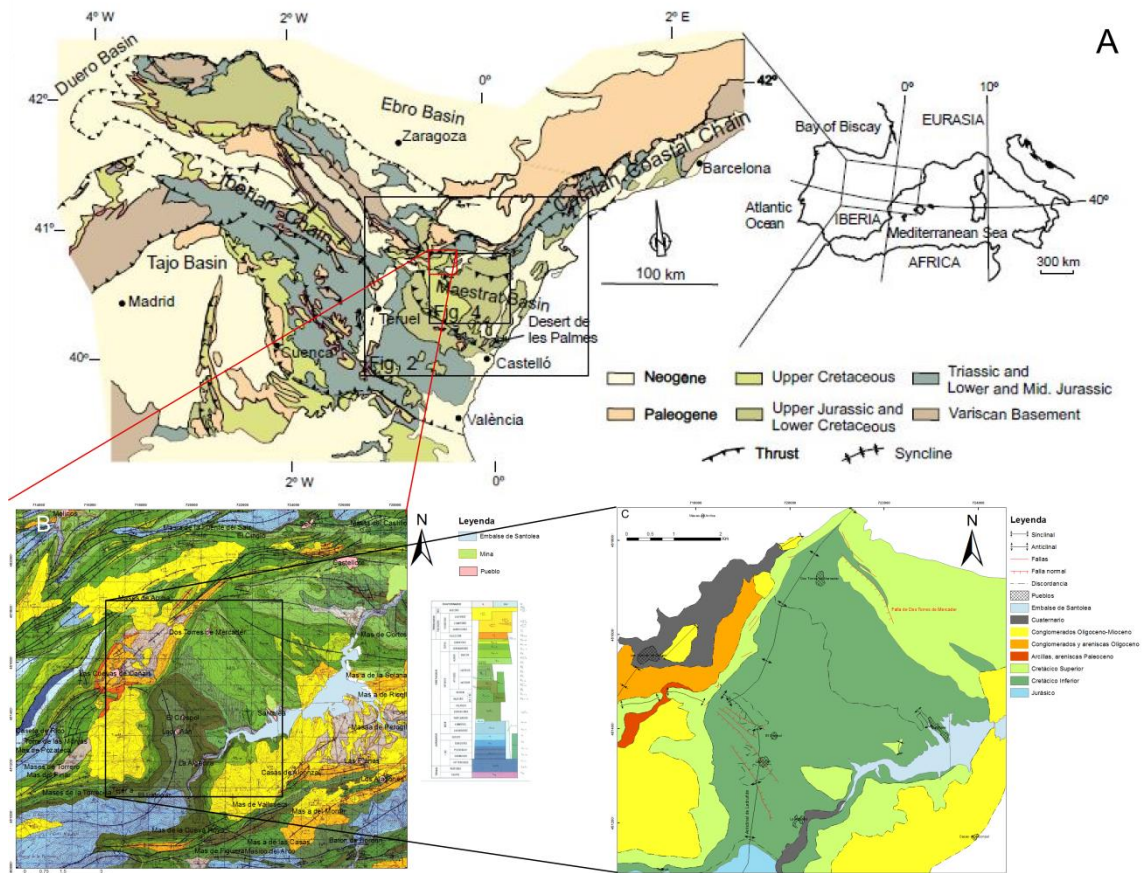


Figura 1: (A): Mapa estructural de la Cordillera Ibérica con su localización al NE de la Península Ibérica, marcado con un recuadro rojo la zona de estudio (Tomado de: Nebot y Guimerà 2016); (B): Mapa geológico modificado de IGME (Hoja magna 518), marcado en un recuadro la zona de estudio. (C): Mapa geológico general de la zona de estudio.

En la evolución geológica de la Cordillera Ibérica se han destacado tres principales estadios tectónicos, los cuales han configurado los sedimentos y rocas, las estructuras tectónicas y la orografía actual de la cadena. Dichos estadios se corresponden a:

- a) El *rift* mesozoico
- b) La compresión alpina
- c) La extensión neógena

La Cuenca del Maestrazgo forma parte de las cuencas extensionales mesozoicas de la Cordillera Ibérica que se formaron durante el sistema de *rift* Ibérico, el cual se

distinguió en dos etapas. La primera desde el Pérmico superior hasta el Triásico Superior y una segunda etapa que duró desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior.

La primera etapa de *rifting* mesozoico, Pérmico superior-Triásico Superior, corresponde a la separación hacia el oeste del sistema de *rift* del Tethys y la propagación del sistema de *rift* del Atlántico norte (Salas *et al.*, 2001). En dicha etapa se formaron diversas cuencas extensionales complejas dentro de la placa Ibérica, creando así el sistema de *rift* Ibérico limitado por fallas normales de alto ángulo de dirección NW-SE con una subsidencia localizada y con una predominante sedimentación terrígena (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993).

En la etapa de *postrift* al inicio del Jurásico, se produjo una etapa de subsidencia térmica con adelgazamiento cortical, la cual dio paso a una subsidencia generalizada de la Cuenca Ibérica y se produjeron fluctuaciones eustáticas lo que dio lugar a una gran transgresión marina, instalándose así extensas plataformas carbonatadas, las cuales predominaron la sedimentación durante todo el Jurásico Inferior y Medio (Álvaro *et al.*, 1979; Salas, 1987).

La etapa extensional del Jurásico Superior (Oxfordiense) hasta el Cretácico Inferior (Albiense medio) ha sido asociada a la apertura del Neothetys hacia el oeste y de los dominios del Atlántico norte-central y la apertura de la Bahía de Bizcaya, (Canerot, 1982; Salas, 1987). Durante esta etapa extensiva, se formaron diferentes cuencas extensionales complejas de *rift* intraplaca en Iberia, como la cuenca del Maestrazgo. Dicha cuenca estuvo muy compartimentada en distintas subcuencas (Oliete, Galve, Salzadella, Penyagolosa, Las Parras, El Perelló y Morella) (Figura 2) cada una con diferentes espesores de sedimento (Salas *et al.*, 2001). Las subcuencas estaban delimitadas por grandes estructuras extensionales, como fallas de diferentes tipos ya sean lístricas, verticales o planares con direcciones muy variadas (NW-SE, NE-SW y WSW-ENE) y a su vez interiormente dichas subcuencas estaban compartimentadas por estructuras menores y oblicuas a las estructuras principales, (Liesa *et al.*, 2018).

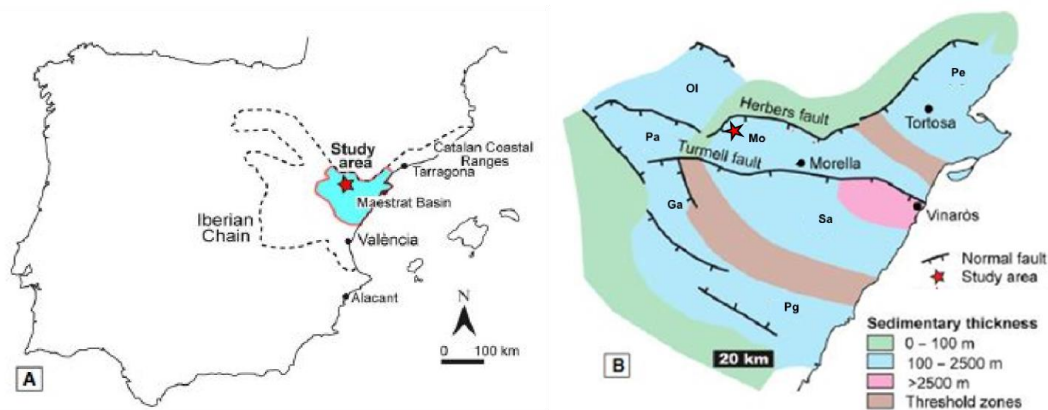


Figura 2: A: Mapa Geográfico de la zona de estudio al este de la Cordillera Ibérica. B: Mapa paleogeográfico de la Cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift jurásico superior-cretácico inferior, con las subcuencas asociadas. Mo: Morella (zona de estudio); Ol: Oliete; Pe: Perelló; Ga: Galve; Sa: Salzadella; Pg: Penyagolosa; Pa: Las Parras. Modificado de Bover et al., (2014).

El sistema de fallas situado en la zona nororiental de la Cuenca del Maestrazgo, lugar donde se sitúa nuestra zona de estudio, está principalmente formado por fallas lítricas buzando hacia el sur y con direcciones principales ESE-WNW como la Falla de Herbers o la Falla de Utrillas. Mientras que en la zona suroriental y oriental de la Cuenca del Maestrazgo la orientación principal de las fallas mayores es NW-SE buzando hacia el NE (Salas y Guimerà, 1996; Antolín-Tomas *et al.*, 2007; Nebot y Guimerà, 2016). En la zona mediterránea de la Cuenca del Maestrazgo, se representan bien las fallas de dirección NNE-SSW que son las predominantes en este sector (Antolín-Tomas *et al.*, 2007).

A consecuencia de la contracción Alpina que tuvo lugar principalmente durante el Eoceno superior-Mioceno inferior, la Cuenca del Maestrazgo, al igual que muchas otras cuencas mesozoicas de Iberia sufrió una inversión debido a la colisión entre la placa Africana, la cual empujó la placa Ibérica en colisión contra la placa Euroasiática. A dicha contracción se le han relacionado diferentes campos de esfuerzos de direcciones NE-SW a NNE-SSW y SE-NW principalmente en la zona de la Cordillera Ibérica (Liesa y Simón, 2007; 2009).

La estructura compresiva de la Cordillera Ibérica está formada principalmente por cabalgamientos y pliegues de dirección NW-SE, a los que se superpone, sobretudo en la parte centro-oriental de la cadena, una segunda familia de pliegues transversos de dirección WSW-ENE y E-W (Salas y Casas, 1993; Liesa, 2011; Liesa *et al.*, 2018).

Durante el Neógeno-Cuaternario tiene lugar otra etapa extensional en la Cordillera Ibérica asociada a la apertura del golfo de Valencia. Esta extensión dio lugar a la formación de diferentes cuencas transversales a la estructura compresiva de la Cordillera Ibérica, NNE-SSW, como la fosa de Teruel o la del Jiloca en la parte interior o las fosas litorales, como la fosa del Vallès-Penedès en las Sierras Costero-Catalanas (Capote *et al.*, 2002).

3. Metodología

Los métodos de estudio empleados en este trabajo van a ser presentados diferenciando entre metodología de campo y de gabinete.

3.1. Trabajo de campo

Se realizaron varias campañas de campo con una duración total de 9 días, en las cuales se decidieron primero, los límites de la zona de estudio y las zonas más favorables para poder observar las estructuras tectónicas, la serie sedimentaria y afloramientos donde coger los datos necesarios para este estudio. Después, se realizaron las observaciones de detalle y la toma de los datos.

La toma de datos estructurales se realizó con una brújula con clinómetro y con el móvil, con la aplicación informática *Fieldmove Clino*. Esta aplicación permite la medida de datos estructurales y tiene la ventaja que las ubica automáticamente en las coordenadas de latitud y longitud donde se han tomado estos datos. Los datos tomados incluyen la disposición y orientación de las capas, las orientaciones de fallas, cabalgamientos y las orientaciones de discontinuidades sedimentarias (discordancias angulares, *onlap*...) medidas en afloramiento.

La metodología de campo también ha incluido la realización de observaciones sobre paisaje y en afloramiento, con la realización de cortes y esquemas y de reconocimiento de estructuras sedimentarias de detalle (estratificaciones cruzadas, reconocimiento de facies...) y la toma de fotografías.

Asimismo, durante esta campaña se ha realizado el reconocimiento de las unidades estratigráficas y una cartografía geológica de detalle de la zona de estudio. La realización de esta cartografía estuvo también apoyada por el trabajo de gabinete.

3.2. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete se incluyó, en primer lugar, la búsqueda bibliográfica sobre los aspectos estratigráficos y tectónicos, principalmente, publicados en la zona y su entorno. En segundo lugar, el procesamiento de los datos geológicos recogidos durante la campaña de campo, incluyendo su representación y análisis, para realizar una interpretación de la evolución tectonosedimentaria de la zona de estudio.

En esta segunda parte tuvo lugar la realización digital de la cartografía geológica, con el programa ArcGIS. Este programa consiste en un *software* para la realización de sistemas de información geográfica (SIG) en el cual se pueden realizar análisis de datos, edición y tratamiento de estos. Para la georreferenciación del mapa se usó el sistema de referencia ETRS89 (*European Terrestrial Reference System 1989*) que corresponde a la Península Ibérica en el sistema de coordenada UTM (*Universa Transversa Mercator*).

La realización de la cartografía geológica estuvo apoyada por el estudio de fotos aéreas de la zona, que sirvió para ubicar todas esas estructuras reconocibles en el campo pero que no se pueden seguir enteras por todo el terreno de estudio. Se usaron diferentes ortofotos actuales de escala 1:5000 extraídas del centro de descargas del IGN (Instituto Geográfico Nacional) y con la aplicación de *Google Earth*.

Para la incorporación de las medidas de estratificación, fallas y demás datos estructurales se realizaron diferentes tablas en Microsoft Excel para poder introducir los datos en el programa *ArcGis* y en la cartografía geológica.

Los datos estructurales tomados en afloramiento se representaron en proyección estereográfica con el programa Stereonet, para su análisis e interpretación. Para modificar las fotografías tomadas en el campo y crear las figuras tanto de paisaje como de afloramiento y los cortes geológicos presentes en el trabajo se usó el programa de dibujo vectorial *Inkscape* y el mapa cartográfico realizado en *ArcGis* para la topografía (Anexo 1).

4. Materiales

Las primeras unidades estratigráficas presentes en la subcuenca de Morella, aunque no todas afloran en la región estudiada, se corresponden con las unidades de la primera

etapa de *rift* mesozoico, e incluyen unidades *sinrift* del Pérmico-Triásico Superior y unidades *postrift* del Triásico Superior- Jurásico Superior (Figura 3).

No obstante, las unidades aflorantes en nuestra área de estudio se corresponden principalmente con las secuencias *sinrift* y *postrift* de la segunda etapa extensional del Mesozoico (Jurásico Superior-Cretácico Superior). Es por ello que las unidades anteriores se las incluye en la descripción detallada dentro de la serie *prerift* jurásico superior. La etapa *sinrift* cratácica finaliza con la discontinuidad entre las formaciones Escucha y Utrillas, en el tránsito entre el Albiense medio-superior (Figura 4). Sobre las unidades *postrift* del Cretácico Superior se disponen discordantemente las unidades cenozoicas relacionadas con la estructuración compresiva de la cadena (Figura 3).

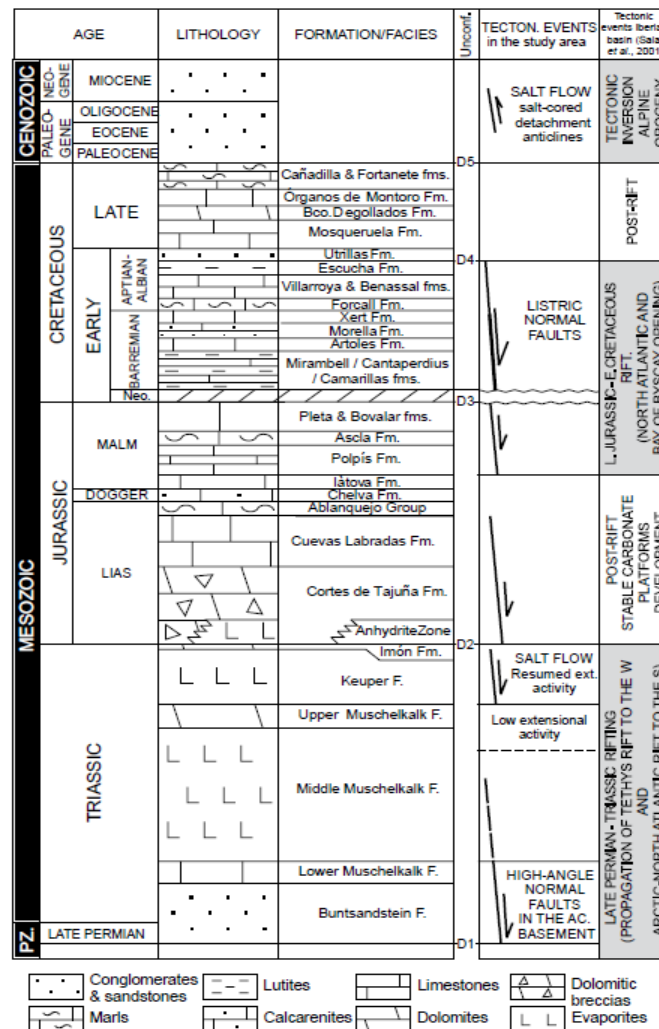


Figura 3: Columna tectono-estratigráfica de la Cuenca del Maestrazgo tomada de Nebot y Guimerà, (2016). Con los eventos tectónicos descritos previamente por Salas et al., (2001) en la cuenca durante el Mesozoico y Cenozoico.

4.1. Serie *prerift* pre jurásico superior

Las unidades *sinrift* triásicas (Álvaro *et al.*, 1979; Salas, 1987, Pérez-Arlucea, 1991) incluyen distintas unidades características como las Facies Buntsandstein de la base del Triásico, facies terrígenas rojas de carácter fluvial, con conglomerados y areniscas en cambios laterales de facies con cambios a sedimentos más finos hacia techo. Hacia el Triásico Medio, la subsidencia generalizada en la cuenca, dio lugar a cambios eustáticos del nivel del mar pudiendo avanzar las plataformas marinas que dieron lugar a la sedimentación de las facies Muschelkalk (M1 y M3), con una transición a ambientes terrígenos entre la sedimentación de M1 y M3 correspondientes a arcillas y areniscas de las facies M2. Posteriormente durante el Triásico Superior, se produce un cierre de las cubetas formadas dando lugar a la sedimentación de facies de lutitas y evaporitas, las Facies Keuper. Dejando así la sedimentación de las últimas facies de la etapa *sinrift* (Pérmico-Triásico Superior).

La sedimentación a la base del Jurásico viene dada por unas condiciones de las cuencas sedimentarias subsidentes y partes de relieve estructural. En las zonas subsidentes se sedimentan las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña. Durante el Lias y el Dogger, la estabilidad de las cuencas es mucho mayor, dando lugar a la entrada del mar debido a la subsidencia térmica durante esta etapa *postrift*. Durante este periodo, en el Lias, se sedimenta la Fm. Calizas y dolomías de Cuevas Labradas, correspondiente a una invasión marina con la instalación de una plataforma carbonatada. Los condicionantes a partir del Lias se deben a cambios eustáticos y variaciones relativas del nivel del mar, regresiones y transgresiones que dan lugar a medios sedimentarios marinos más profundos y más someros. Por ejemplo, la Fm. Cerro del Pez, que corresponde a sedimentos más profundos y la Fm. Barahona como sedimentación más somera indicando una estabilidad a la cuenca (Meléndez, 1996).

El final del Jurásico Inferior está marcado por un hiato sedimentario, donde se preservan niveles con oolitos, suelos ferruginosos y suelos endurecidos. Sobre esta discontinuidad se sedimenta una unidad carbonatada con diferentes ciclos regresivos y transgresivos, la Fm. Chelva, formada en rampas carbonatadas con abundancia de esponjas, sedimentos calcareníticos de alta energía y montículos de acumulación. Esto indica una etapa de estabilidad de la plataforma marina, aunque se dan pequeñas zonas de altos paleogeográficos y zonas más subsidentes en cada final de ciclo regresivo-transgresivo.

(Álvaro *et al.*, 1979; Meléndez, 1996). El final del Dogger, viene dado por un hiato sedimentario al igual que el final del Lias, con un abundante contenido en ammonites.

Al inicio del Jurásico Superior, se presentan formaciones típicas de ciclos sedimentarios de regresión y transgresión del nivel del mar como la Fm. Yátova, que representa un ciclo estable y otras como la Fm. Loriguilla con una distribución de subambientes y diferentes facies marinas (Aurell, 1990; Meléndez *et al.*, 1990; Meléndez, 1996).

4.2. Serie *sinrift* jurásico superior-cretácico inferior

Al final del Jurásico Superior, se rompe la estabilidad tectónica, dando paso a la reactivación del *rift* mesozoico, con influencias ya terrígenas hacia techo que viene representado por las últimas formaciones de la serie jurásica, Fm. Higuieruelas, Fm. Mas d'Ascle y Fm. La Pleta. (Salas, 1989; Aurell, 1990; Meléndez, 1996; Ipas *et al.*, 2005).

Las formaciones pertenecientes a la secuencia *sinrift* corresponden a materiales del Titoniense hasta el Albiense (Figura 4). De base a techo las formaciones presentes en la zona de estudio son:

-Fm. La Pleta: Esta formación con un espesor entre 150-250 m ha sido descrita como facies de calizas bien estratificadas tipo *wackestone* con intercalaciones margosas con presencia de miliólidos y a veces niveles *packstone* de oolitos y oncolitos, (Salas, 1989, Ipas *et al.*, 2005). Se ha interpretado como carbonatos marinos de zonas costeras sedimentados en las zonas supramareales de las plataformas someras. Esta formación está datada como Titoniense- Berriasiense (Salas *et al.*, 2001).

-Unidad de Ladruñán: Con un espesor máximo de 80 m esta unidad se caracteriza por una alternancia de margas y margocalizas, de ambientes lacustres. Se han definido también facies granosostenidas tipo *packstone* de carofitas a partir de las cuales se ha podido datar esta unidad como Berriasiense (Martín-Closas, 1989; Ipas *et al.*, 2005).

-Fm. Herbers: Esta formación, con un espesor entre 100-200 m, está caracterizada por una alternancia de margas, lutitas y calizas, con bioturbaciones de raíces y cantos negros. Esta formación de ambientes palustres-lacustres yace discordantemente sobre la U. de Ladruñán y ha sido datada como Valanginiense-Hauteriviense (Salas, 1987; Martín-Closas, 1989).

-Fm. Cantaperdius: Con una potencia máxima de 200 m, esta formación está definida por una sucesión de intervalos de sedimentación detrítica aluvial e intervalos de sedimentación carbonatada lacustre-palustre (Salas, 1987; Salas *et al.*, 2005). La parte aluvial se distingue por tener alternancias de lutitas rojas, amarillas y grises con pasadas de areniscas ocreas. Y su parte lacustre se reconoce por las facies de margas grises con bioturbaciones. En dicha formación se han encontrado diferentes restos de fósiles de vertebrados y trazas de dinosaurios y ha sido datada como Barremiense inferior (Gasca *et al.*, 2017). Esta formación está en cambio lateral de facies con la Fm. Mirambell hacia el sector más central de la subcuenca de Morella y algunos autores la denominan así.

-Fm. Artoles: Está caracterizada por una alternancia de margas, calizas ricas en ostreidos y calizas arenosas que alcanza los 100 m de potencia (Bover-Arnal *et al.*, 2010, 2016; Gasca *et al.*, 2017). Esta formación, incluida en las Facies Urgon del Cretácico Inferior, ha sido datada como Barremiense inferior-Barremiense superior e interpretada como carbonatos marinos de aguas someras.

-Fm. Morella: Está compuesta por areniscas rojas y lutitas con fósiles de vertebrados en su parte basal, pasando a calizas arenosas en la parte superior y tiene 90 m de espesor máximo. El inicio de la sedimentación de dicha formación se caracteriza por un cambio en el ambiente sedimentario, pasando desde un ambiente marino a unas facies características de ambientes fluviales debidos a una regresión marina durante el Barremiense superior (Bover-Arnal *et al.*, 2016).

-Fm. Chert: Dicha formación, con 90 m de espesor, se caracteriza por tener capas decimétricas de calizas arenosas, calizas y areniscas que evolucionan hacia techo a calizas con abundantes orbitolínidos. La Fm. Chert se depositó en ambientes de plataforma marina somera, al estar en medio de un período transgresivo perteneciente al Barremiense superior (Bover-Arnal *et al.*, 2010, 2016).

-Fm. Forcall: Con un espesor máximo de 150 m esta formación está formada principalmente por margas de plataforma, con algunas intercalaciones de margocalizas y calizas arenosas con presencia de ammonites y orbitolínidos de edad Aptiense inferior (Salas, 1987; Moreno-Bedmar, 2010; Bover-Arnal *et al.*, 2016).

-Fm. Villarroya de los Pinares: Con un espesor máximo de 160 m, se trata de una formación de calizas arenosas compuestas por *packstones-grainstones* con oolitos, peloides y bioclastos y carbonatos de plataforma con *floatstones-rudstones* de rudistas, bivalvos y corales. En la parte superior se pueden encontrar facies de *mudstone* con ammonites, foraminíferos planctónicos y espículas de esponja (Bover-Arnal *et al.*, 2010; Bover-Arnal *et al.*, 2016). Dicha formación, datada a partir de foraminíferos planctónicos y ammonites (Moreno-Bedmar, 2010; Bover-Arnal *et al.*, 2016), comprende una edad Aptiense inferior-Aptiense superior.

-Fm. Escucha: Es la última formación de la secuencia *sinrift* cretácica, y está caracterizada por una parte inferior formada principalmente por limos arcillosos con raíces, limos con disposición tabular, areniscas con laminaciones cruzadas y algunas capas de carbón. La parte media la forman una alternancia de facies de areniscas de grano fino-medio con *ripples* y lutitas laminadas de color gris. Y la parte superior de la formación presenta una alternancia de areniscas con laminaciones cruzadas planares y limos arcillosos con laminación paralela con presencia de fragmentos vegetales. Ha sido interpretada como la sedimentación en un sistema deltaico dominado por las mareas, y datada como Albiense inferior-medio (Rodríguez-López, *et al.*, 2009).

4.3. Serie *postrift* cretácico superior

La secuencia *postrift* del Cretácico Superior incluye las siguientes formaciones:

-Fm. Utrillas: Dispuesta discordantemente sobre la Fm. Escucha, la Fm. Utrillas, con 100 m de potencia, es la primera en la sedimentación de la etapa *postrift* de la subcuenca de Morella. Esta se caracteriza por tener bancos decimétricos de areniscas ocre y blancas con estratificación cruzada (Climent-Domènech *et al.*, 2007). También presenta tramos de lutitas con nódulos ferruginosos. Esta unidad fue sedimentada en ambientes fluviodeltaicos durante una etapa de bajo nivel del mar en el Albiense superior.

-Fm. Mosqueruela: Esta formación, con un espesor máximo de 150 m se caracteriza por tener capas de calizas bioclásticas tipo *mudstone-wackestone* y calizas margosas bien estratificadas con abundancia de foraminíferos bentónicos como orbitolínidos además de otros organismos como equinodermos y ostreídos. Estas facies se sedimentaron en ambientes de plataforma carbonatada marina somera y son de edad Albiense superior-Cenomaniense (Climent-Domènech *et al.*, 2007).

-Fm. Barranco de los Degollados: Con una potencia aproximada de 60 m esta formación está caracterizada por capas masivas de potencia métrica de calizas y dolomías con pocas estructuras sedimentarias preservadas debido a la dolomitización, aunque en el último tramo de la unidad se reconocen algunas estructuras sedimentarias y fósiles de rudistas. Esta unidad se formó en un ambiente de plataforma, con desecación de suelos y colonización de plantas y corresponde al Turoniense (Canerot, 1982).

-Fm. Órganos de Montoro: (Definida por Canerot, 1982) esta formación con un espesor máximo de 30 m, está formada por calizas blancas con estratificación cruzada planar y ondulada con rudistas, gasterópodos y abundantes foraminíferos bentónicos como miliólidos y textuláridos. Hacia la parte superior de la formación, aparecen niveles bioturbados con apariencia de calizas más brechoides (Soria *et al.*, 2018) Con capas no tan masivas como la anterior, esta formación ha sido datada como Coniaciense.

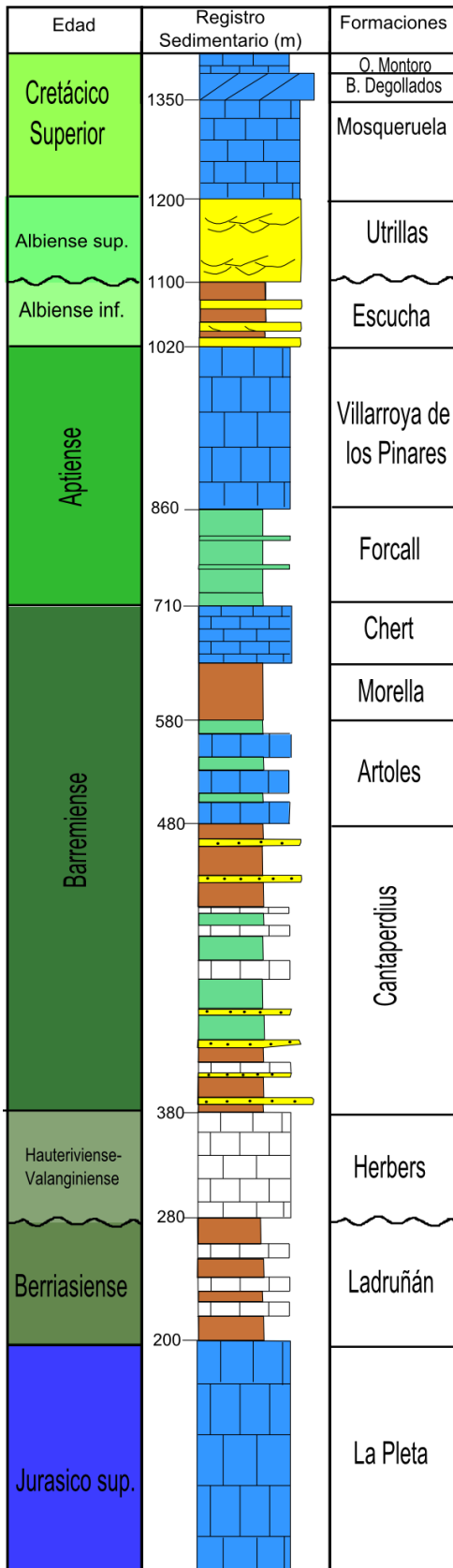
4.4. Serie *sinorogénica* cenozoica

La serie cenozoica presente en la zona de estudio comprende edades desde el Paleoceno al Mioceno. Las unidades cenozoicas están construidas por facies detríticas continentales tipo conglomerados, areniscas y lutitas.

Los primeros materiales cenozoicos que afloran en la zona, están formados por areniscas y lutitas que se disponen discordantemente sobre el Cretácico Superior. Estos materiales tienen poca continuidad lateral y tienen un espesor de 100 m y fueron datados como Paleoceno.



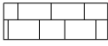




Los materiales que se disponen discordantemente por encima del Paleoceno, están compuestos por conglomerados, arcillas y areniscas y abarcan edades desde el Oligoceno hasta el Mioceno, datados a partir de fósiles de gasterópodos y dientes de mamíferos (Fallot y Bataller, 1927).

La primera diferenciación se encuentra en los conglomerados y areniscas del Oligoceno-Mioceno que fueron formados en las cuencas aisladas sincompresivas como en la zona de Cuevas de Cañart. La potencia de estas unidades es muy variable, pero con un espesor máximo de 250 m. Finalmente en discordancia encima de todos los demás materiales, afloran una serie sedimentaria continental compuesta por una alternancia de conglomerados rojos masivos y poligénicos con areniscas y algunas margas arenosas lacustres con un espesor máximo de 200 m del Mioceno.



Leyenda:

Litología:

-  Calizas marinas
-  Areniscas con laminacion cruzada
-  Calizas lacustres-palustres
-  Lutitas
-  Dolomías
-  Margas
-  Areniscas

Contacto:



-  Contacto discordante
-  Contacto concordante

Figura 4: Columna estratigráfica de las formaciones de la secuencia sinrift (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y postrift (Cretácico Inferior-Cretácico Superior).

5. Estructura

5.1. Descripción general cartográfica

En la zona de estudio se caracteriza, por un lado, por el desarrollo de un claro contacto discordante entre la secuencia *postrift* del Cretácico Superior y la secuencia *sinrift* cretácica (Figura 5), de modo que la Fm. Utrillas y unidades más modernas (formaciones Mosqueruela y Barranco de los Degollados) se apoyan sobre diferentes unidades de la secuencia *sinrift* previa, incluso sobre la Fm. Cantaperdius. Esta discordancia será tratada con más detalle en el siguiente apartado.

Por otro lado, en la zona de estudio también se reconoce la presencia de fallas (tanto normales como inversas y de diferente escala) y pliegues de dos direcciones principales (NW-SE y NE-SW) que afectan fundamentalmente a los materiales cretácicos, si bien los pliegues también afectan a las unidades cenozoicas.

Las fallas principales de la zona se observan al oeste, cerca de la población de Ladruñán y otra falla mayor al este en la zona de Dos Torres de Mercader (Falla DTM). Estas fallas, con saltos normales, presentan una dirección NW-SE y buzan unas al SW y otras NE (Figura 5).

La falla de Dos Torres de Mercader, es la falla principal de esta zona, y afecta probablemente a todos los materiales cretácicos tanto inferior como superior y tiene asociados cambios de espesor significativos de todas las unidades *sinrift* de la zona. En la zona de Dos Torres de Mercader se observan fallas de tipo *strike-slip* con un pequeño salto de falla y que afecta a los materiales del Cretácico Superior (Figura 5).

Entre la zona del Barranco de Ladruñán y hasta la parte sur de la zona de estudio, se extiende un pliegue anticlinal laxo de dirección preferente NW-SE, con una curvatura en la parte sur la cual varía hasta adquirir una dirección prácticamente N-S. Dicho pliegue afecta a los materiales aflorantes del Lias y del Cretácico Inferior (Figura 5).

En el pliegue anticlinal de la zona sur del área de estudio, se observan diferentes espesores de sedimento a ambos flancos. En el flanco E está representada toda la serie del Cretácico Inferior (descrita en el punto 4) mientras que en el flanco oeste solo hay registro hasta la formación Artoles (Barremiense).

En la zona de charnela hacia el flanco oeste del pliegue los buzamientos varían entre 10-15° y a medida que nos acercamos hacia el oeste las capas se disponen hasta con buzamientos de unos 30° en las formaciones del Cretácico Inferior. Discordantemente por encima se disponen las capas del Cretácico Superior con unos buzamientos de 45°W. Hacia el este desde la población de Ladruñán, se puede apreciar el cambio de buzamiento pasando de unos buzamientos de 20-30° hacia unos buzamientos entre 10-5° en la zona de Dos Torres de Mercader. El pliegue es asimétrico teniendo en cuenta la disposición de las capas y los espesores de las formaciones diferentes a ambos flancos.

Este pliegue anticlinal presenta un cierre periclinal hacia el N, teniendo estructuras superpuestas de otros pliegues menores perpendiculares a este, como el pliegue del estrecho de Ladruñán observable en las Formaciones Ladruñán y Herbers (Anexo 2).

Cerca de la charnela del pliegue mayor de dirección NW-SE, se encuentran fallas normales de la misma dirección prácticamente verticales buzando hacia el NE y otras hacia el SW, las cuales forman un pequeño graben.

Los materiales detríticos correspondientes a las secuencias sin-orogénicas del Cenozoico (Oligoceno-Mioceno), que afloran en el sector noroeste de la zona de estudio y se disponen en discordancia con los materiales del Cretácico Superior, están afectados por pliegues de orientación NE-SW (p. ej., sinclinal de Cuevas de Cañart), pero también por pliegues WNW-ESE a NW-SE (Figura 5).

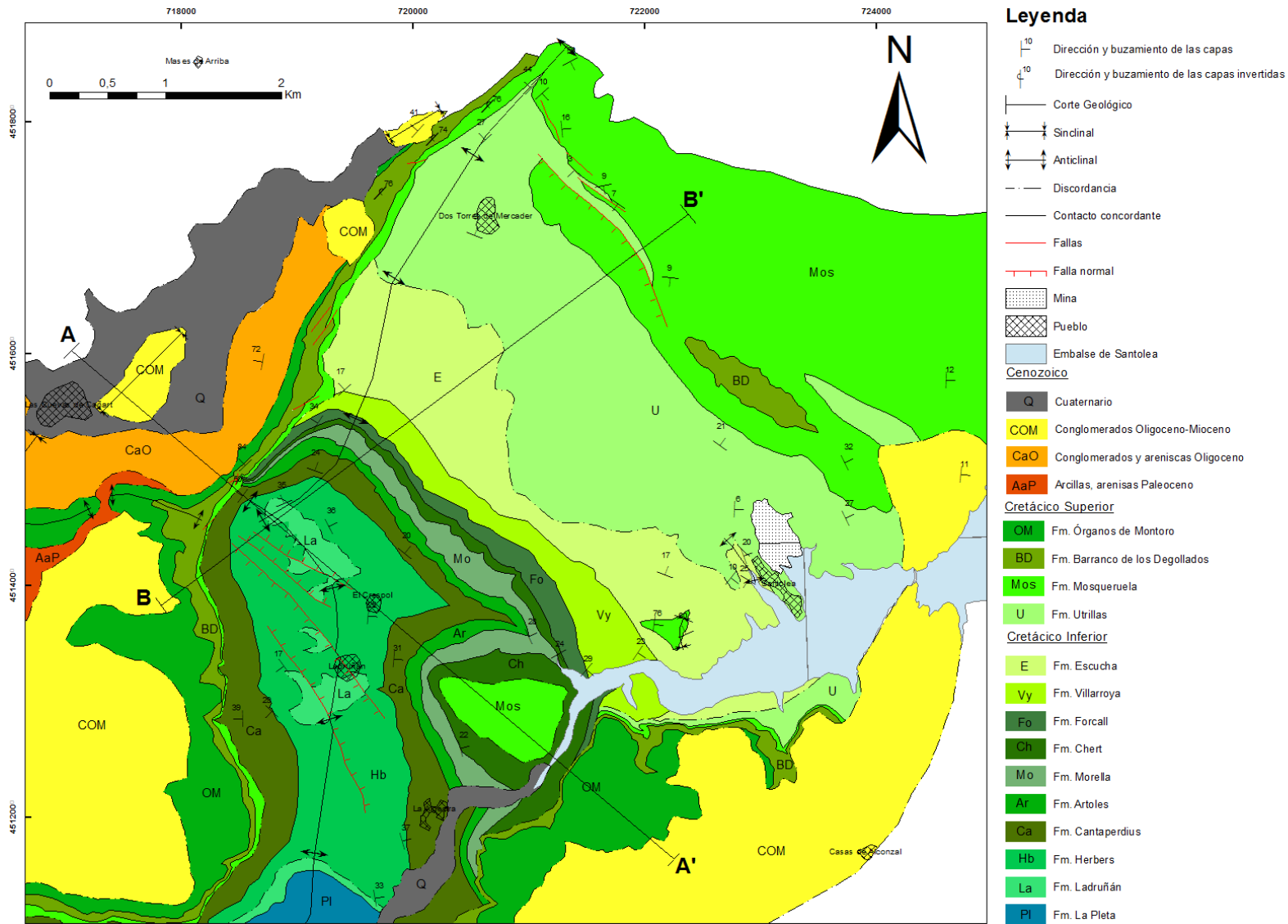


Figura 5: Mapa geológico al detalle de la zona de estudio, representadas todas las formaciones y estructuras cartografiables.

5.2. Discordancia y fallas cartográficas

Además de la cartografía, la discordancia angular presente entre el Cretácico Superior y el Cretácico Inferior se observa claramente en los corte geológicos A-A' y B-B' (Figura 6).

El corte A-A' (Figura 6) de dirección NW-SE, está representada la discordancia *postrift* entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior. Se observa como hacia el SE la estratificación del Cretácico Superior es prácticamente horizontal mientras que hacia el NW las capas se van poniendo cada vez más verticales. Esta disposición ha sido interpretada como asociada a la etapa de inversión tectónica que formó el pliegue sinclinal de Cuevas de Cañart y formó una estructura de monoclinal hacia el SE.

En este corte no están representadas todas las formaciones del Cretácico Inferior debido a que en la zona SE como hacia el NW hubo unos altos estructurales a partir del Aptiense. El pliegue que afecta a la serie *prerift* y a las dos primeras formaciones del *sinrift* (anticlinal del Estrecho, mirar 5.4.2.), probablemente se formó debido a la inversión de una falla mesozoica que fue activa solo durante el primer pulso del *rift*, ya que no afecta a la Fm. Herbers y queda sellada por las demás formaciones suprayacentes.

En el corte B-B' (Figura 6) de dirección SW-NE, se ve representada la Falla de Dos Torres de Mercader, la falla principal de la zona, con un salto mínimo estimado de 500 m. Se observa como en el bloque superior el espesor de las unidades *sinrift* es de 1800 m en la zona de contacto con la falla y de 1200 m en el bloque inferior. También se ve como al oeste de las Fallas de Ladruñán no hay registro de las Formaciones Morella, Chert, Forcall, Villarroya de los Pinares y Escucha, cosa que nos indica que estas fallas no dejaron un espacio de acomodación durante la sedimentación de estas formaciones y que probablemente estaban situados en un alto estructural. La falla más al SW tuvo actividad hasta la sedimentación de la Fm. Herbers (Valanginiense-Hauteriviense) que la recubre.

La discordancia *postrift* queda representada en el corte B-B' y se observa como las formaciones *sinrift* del Cretácico Inferior quedan truncadas por la sedimentación suprayacente de las formaciones Utrillas al NE y Mosqueruela al SW. La geometría general del relleno *sinrift* cretácico, en semigraben, y los cambios de espesor reconstruidos en este corte sugieren que la falla de Dos Torres de Mercader pierde

buzamiento en profundidad, es decir, geometría lístrica. Asimismo, el conjunto de fallas normales del entorno de Ladruñán están localizadas en el anticlinal de *roll-over* del semigraben por lo que pueden ser estructuras secundarias asociadas a la formación de este pliegue, como así lo sugiere su dirección WNW-ESE a NW-SE, paralela a la dirección del anticlinal de *roll-over* y a la propia falla de Dos Torres de Mercader.

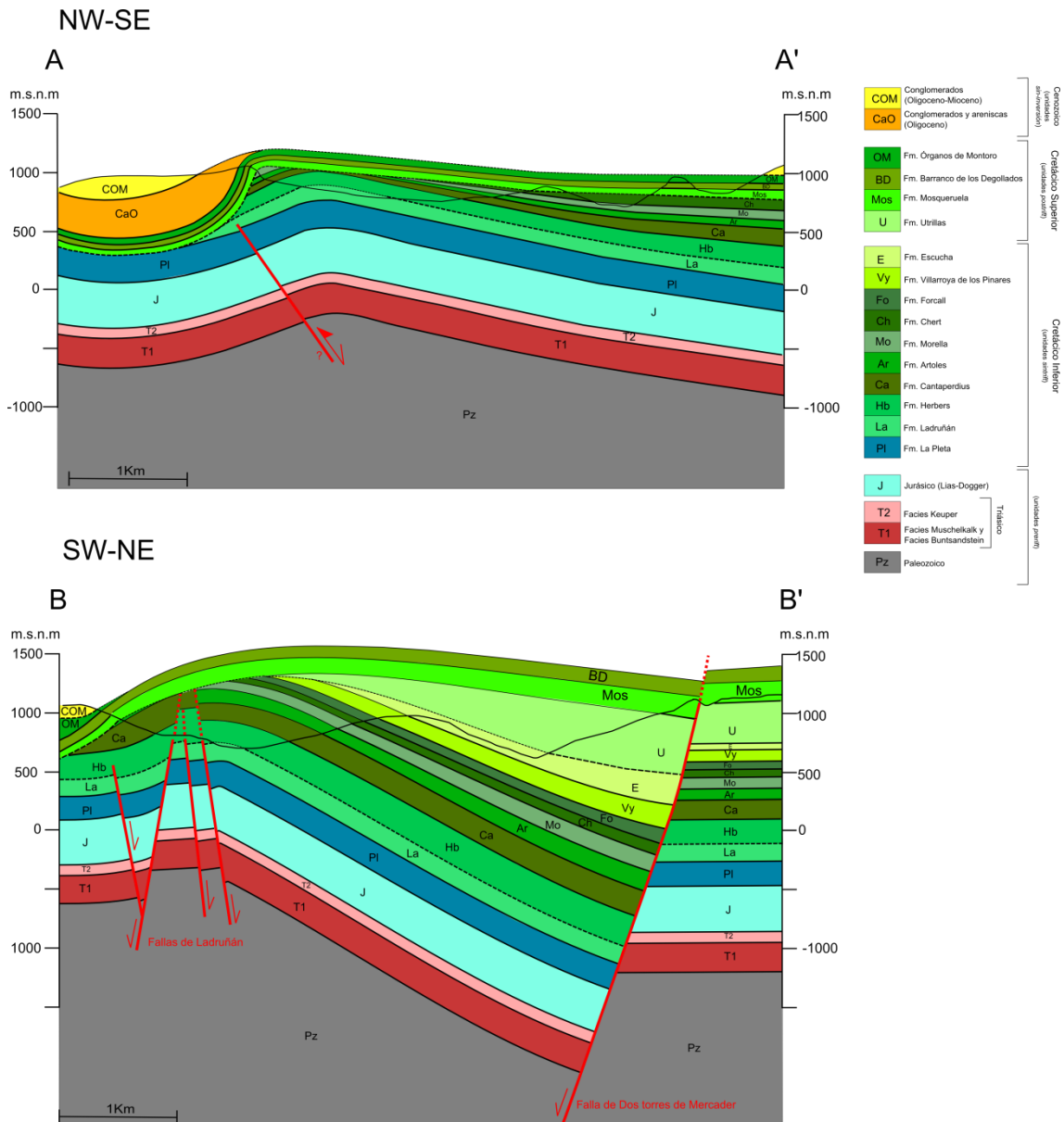


Figura 6: Corte geológico A-A' y B-B' ver situación en la figura 5 (Mapa). Los espesores del Jurásico y Triásico se han cogido de IGME (Hoja magna 518 y hoja magna 519).

5.3. Estructuras extensionales en afloramiento

5.3.1. Fallas normales en la zona de Ladruñán

En la zona del Barranco de Ladruñán, se encuentran afloramientos donde se observa en detalle las fallas normales cartográficas de dirección preferente NW-SE buzando hacia el NE y otras buzando hacia el SW (Figura 5).

Graben barranco Ladruñán:

Este afloramiento está situado cerca de la charnela del anticlinal laxo de Ladruñán (Anexo 2) donde se observan dos fallas normales mayores, de dirección NW-SE (Figura 7). La falla 2, con un salto de falla de 7 m es antitética a la falla 1 con un salto de falla mínimo de 15 m, teniendo unas orientaciones de 140/84SW y 150/82NE, respectivamente. Además, se reconocen otras dos fallas menores con la similar dirección (NW-SE). La falla 3 tiene sentido inverso y un salto menor a 2 m y la falla 4 tiene desplazamiento con sentido normal y prácticamente vertical presenta un salto menor a 3 m.

Fallas normales Barranco de Ladruñán

En el mismo barranco de Ladruñán, 100 m más hacia al este del afloramiento anterior (Anexo 2), se encuentran el mismo tipo de fallas normales de dirección NW-SE, pero con un menor buzamiento.

La falla 1 de la Figura 8 es la que presenta un salto mayor, de unos 6 m, y tiene una dirección N125°E y un buzamiento de 46° al SW. Las fallas 3 y 4 son paralelas a la 1 pero con un menor salto de falla de 0,5 m y 1 m, respectivamente. La falla 2 antitética a la 1, formó un pequeño graben durante la etapa extensiva y posteriormente esta se reactivó en sentido inverso durante la fase compresiva de la orogenia alpina. Viendo el salto de falla de esta última, 4 m, podemos saber que ha habido una inversión de la falla de mínimo 4 m.

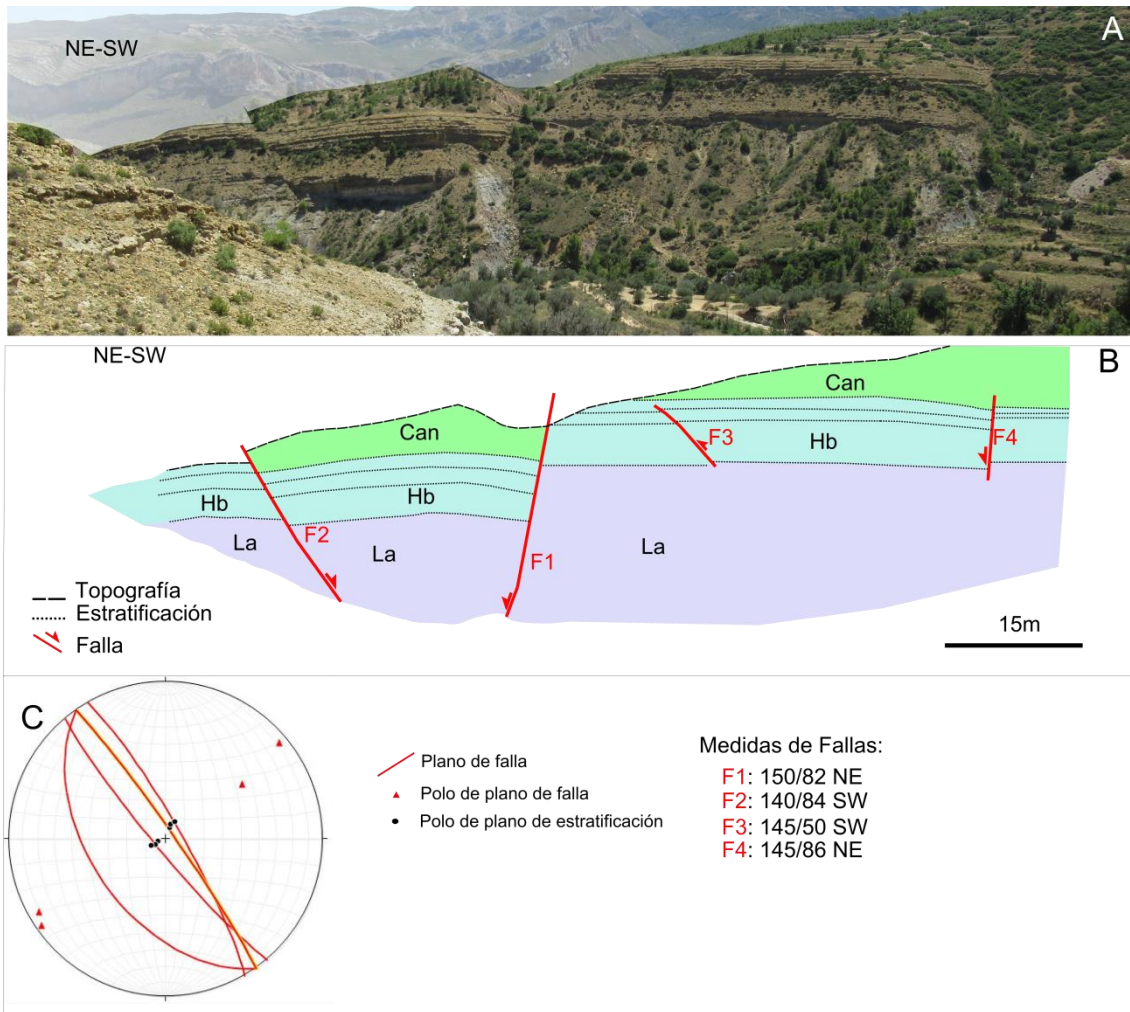


Figura 7: (A): Aspecto de campo del Graben en el Barranco de Ladruñán. (B): Interpretación geológica del Graben en el Barranco de Ladruñán. La: Fm. Ladruñán; Hb: Fm. Herbers; Can: Fm. Cantaperdius. (C): Proyección estereográfica (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de falla y estratificación.

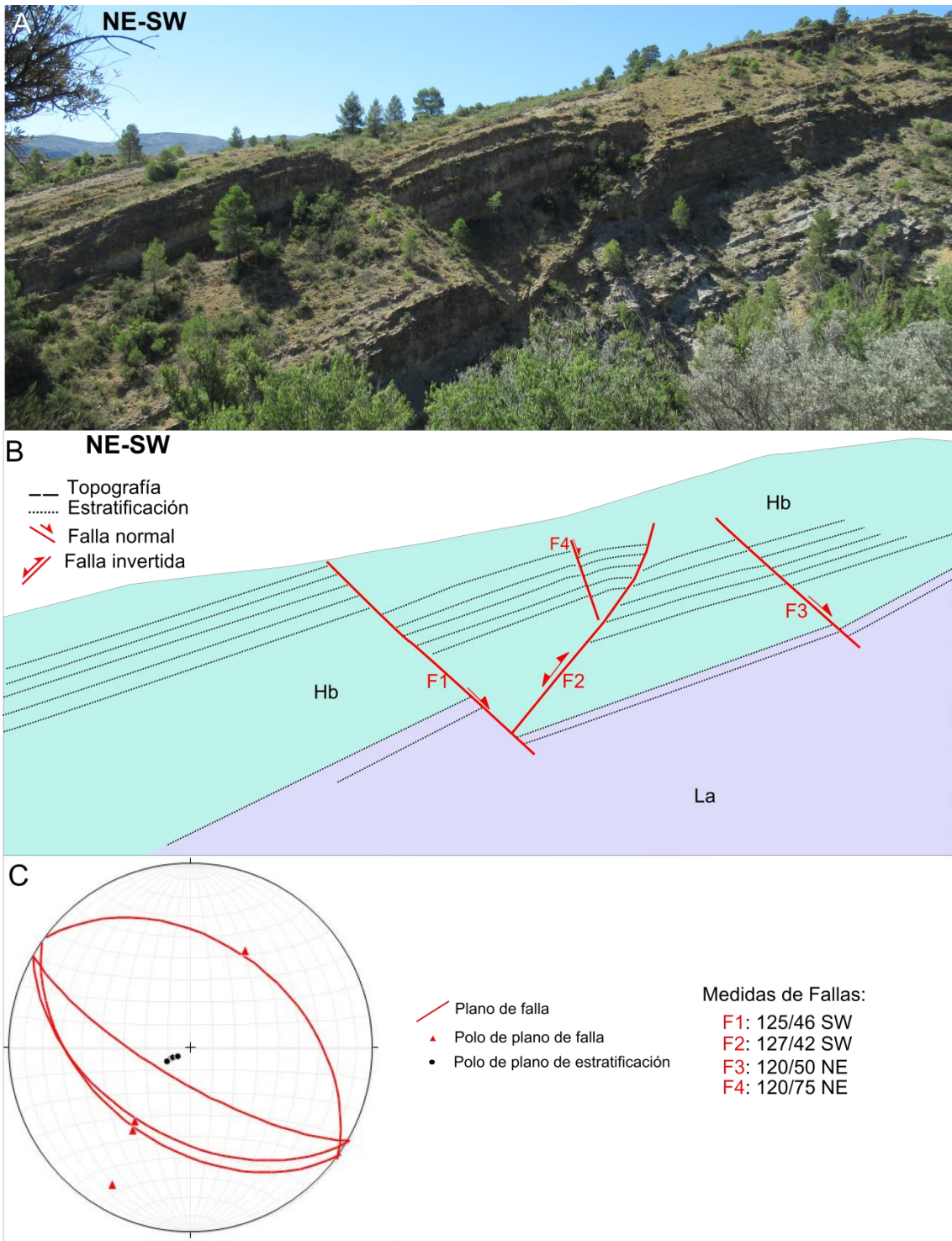


Figura 8: (A): Aspecto de campo las Fallas normales e inversas en el Barranco de Ladruñán (B): Interpretación geológica. La: Fm. Ladruñán; Hb: Fm. Herbers. (C): Proyección estereográfica de los planos de falla y estratificación.

5.3.2. Estructuras extensionales en la zona de Santolea

Discordancia Fm. Utrillas-Fm. Escucha

En el pueblo de Santolea, se observa en afloramiento la discordancia angular entre la última formación de la secuencia *sinrift* (Fm. Escucha) y la primera formación de la secuencia *postrift* (Fm. Utrillas), es decir, este contacto nos marca la discordancia *postrift* (Figura 9). En el afloramiento (situación en el anexo 4), se observa el cambio de buzamiento y dirección de las capas de la Fm. Escucha respecto a la Fm. Utrillas.

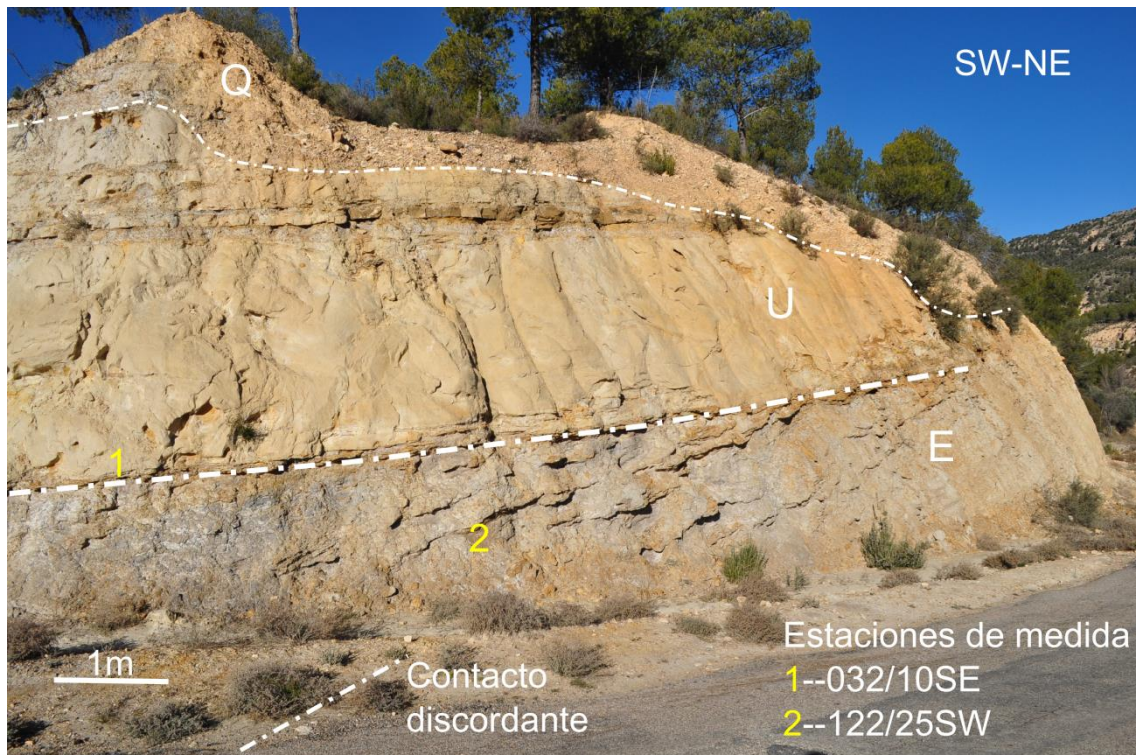


Figura 9: Discordancia angular entre las formaciones Escucha y Utrillas. Localizado en ($X=40^{\circ}44'45''N$; $Y=0^{\circ}21'45''W$). E: Fm. Escucha; U: Fm. Utrillas; Q: Gravas Cuaternarias.

Falla normal en la mina de Santolea

En la mina de Santolea, en donde se explota la Fm. Utrillas, se observan diferentes capas de lutitas versicolores y capas de areniscas con estratificación cruzada.

En algunos de estos afloramientos se pueden observar diferentes tipos de fallas normales menores de dirección N-S, y prácticamente verticales con saltos de falla entre 1,5 -0,5

m. La estratificación en esta zona es prácticamente horizontal o buzando pocos grados (máximo 5°) el este. Un ejemplo de estas fallas extensionales se observa en la figura 10.

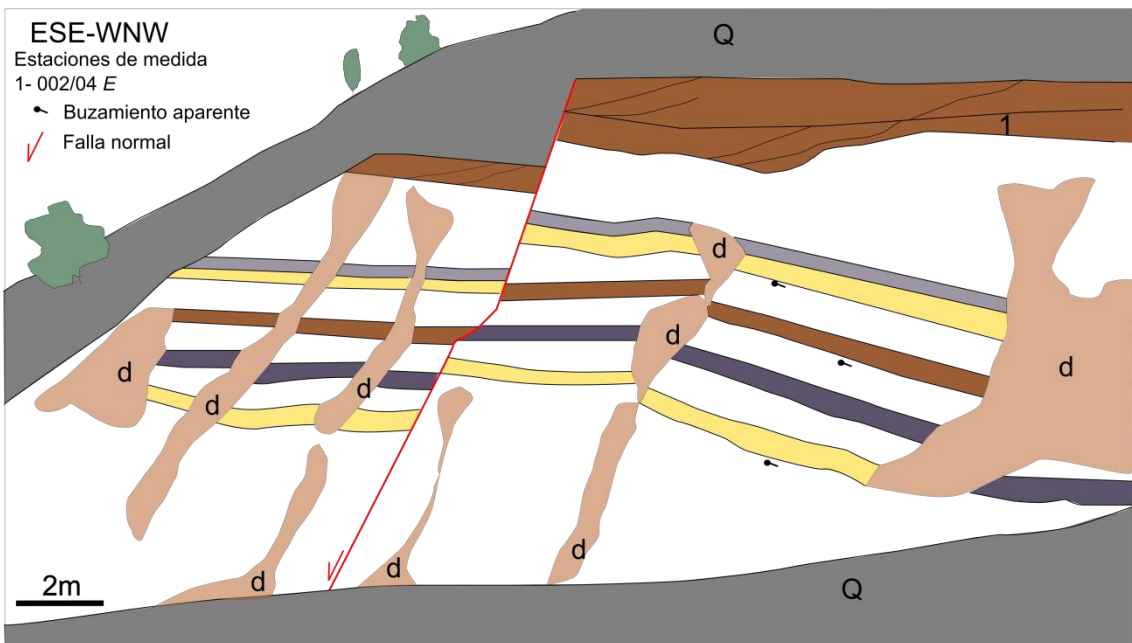


Figura 10: Afloramiento en la mina de Santolea. Fm. Utrillas. Q: Depósitos cuaternarios; d: derrubios. Falla de dirección NE-SW. Salto de falla 1m.

5.4. Estructuras compresivas

Al norte y fuera de la zona de estudio (Figura 1) se localiza un cabalgamiento de traza sinuosa (Falla de Castellote), teniendo una dirección preferente NE-SW con vergencia SE y que varía a una dirección N-S con vergencia E. Asociado al movimiento sobre este cabalgamiento, en nuestra zona de estudio también se produjeron diferentes estructuras tectónicas compresivas con diferentes direcciones, tanto N-S como NE-SW, dando lugar a pliegues, fallas neoformadas y a la reactivación de fallas preexistentes. A continuación se describen y analizan algunas de estas estructuras observados a menor escala en afloramientos y en observación de paisaje en diferentes partes de la zona de estudio:

5.4.1. Estructuras de inversión en la zona de Dos Torres de Mercader

En las crestas montañosas que forman las calizas y dolomías del Cretácico Superior, en concreto de la Fm. Mosqueruela y de la Fm. Barranco de los Degollados, se observan diferentes afloramientos los cuales indican evidencias de la compresión que sufrieron causa de la inversión tectónica regional.

Sinclinal y fallas normales en la Fm. Mosqueruela

Este afloramiento se encuentra situado en la cresta de la Fm. Mosqueruela al este de Dos Torres de Mercader, un poco al este y en aparente continuidad con la falla normal principal de Dos Torres de Mercader que afecta a las mismas calizas (Anexo 3).

En él se observa una falla normal (F1) de escala decamétrica, de dirección NW-SE y con elevado buzamiento hacia el NE (Figura 11). En el bloque superior se encuentran las capas prácticamente horizontales con un pequeño pliegue de arrastre justo en el contacto con la falla que indica un salto normal. En el bloque inferior, las capas están verticales justo en contacto con la falla, formando un pliegue sinclinal apretado de unos 25 m de anchura. En este bloque se encuentra otra falla de menor escala (F2), que afecta solo a las capas superiores del afloramiento.

Siguiendo lo observado en la falla principal de Dos Torres de Mercader, interpretamos que las dos fallas y su salto normal están relacionados con la etapa extensional cretácica. Ahora bien, ni la disposición subvertical de las capas en el bloque inferior de la falla ni el sinclinal allí observado pueden explicarse en este contexto extensional. La

explicación más plausible es que durante la etapa compresiva posterior se produjera un reapretamiento de la estructura (tipo *butresing*) dando lugar a una reactivación e inversión parcial de las fallas, al menos en la falla principal, a la verticalización de las capas cerca de la falla y a la estructura sinclinal de su bloque inferior, (Figura 11). Este proceso de reapretamiento pudo estar facilitado por el alto buzamiento que presentan las fallas normales.

Fallas inversas en la carretera de Dos Torres de Mercader (Fm. Utrillas)

Este afloramiento está en el talud de la carretera nacional TE-8101 al norte de Dos Torres de Mercader (Anexo 3). En este punto, la formación Utrillas y tiene una gran parte lutítica con algunas capas de arenisca fina que permiten seguir la estratificación y ver las fallas y los desplazamientos que se producen.

Se observan dos fallas inversas a escala de afloramiento con un salto de falla muy pequeño, inferior a 1m. Las fallas presentan una dirección NW-SE y unos buzamientos de 72° y 80° (Figura 12). La capa de arenisca de la parte superior presenta un pequeño pliegue de acomodación en el bloque superior de la falla 1 y compatible con el sentido de desplazamiento inverso hacia el este.

El plano de falla es difuso y poco accesible de tal manera que no se han podido tomar medidas de estrías o estructuras S-C como en el afloramiento anterior.

En el afloramiento se reconocen otros dos elementos. Por un lado, una discordancia local entre las capas de la Fm. Utrillas, de modo que la capa superior, de menor buzamiento, se apoya en el bloque inferior de la falla 2 sobre otras capas de mayor buzamiento. Por otro lado, la disposición de las capas en el bloque inferior de la falla de modo que estas ganan buzamiento al acercarse al plano de falla, es decir, dibujando un pliegue de arrastre. Este pliegue de arrastre y el propio desarrollo posterior de la discordancia local ha sido interpretado como relacionado con un movimiento previo de la falla 2 con sentido normal que se produjo durante el depósito de la Fm. Utrillas. El desplazamiento de la falla con sentido normal es, por el tamaño y geometría del pliegue de arrastre, al menos de escala métrica a decámetrica, es decir, mucho mayor que la reactivación inversa posterior.



Figura 11: (A) Interpretación y fotografías de cada lugar del afloramiento, donde se observan las estructuras de compresión. Medidas de estratificación en a: 120/70S y b: 098/10SW. (B): Proyección estereográfica de los planos de falla y estratificación.

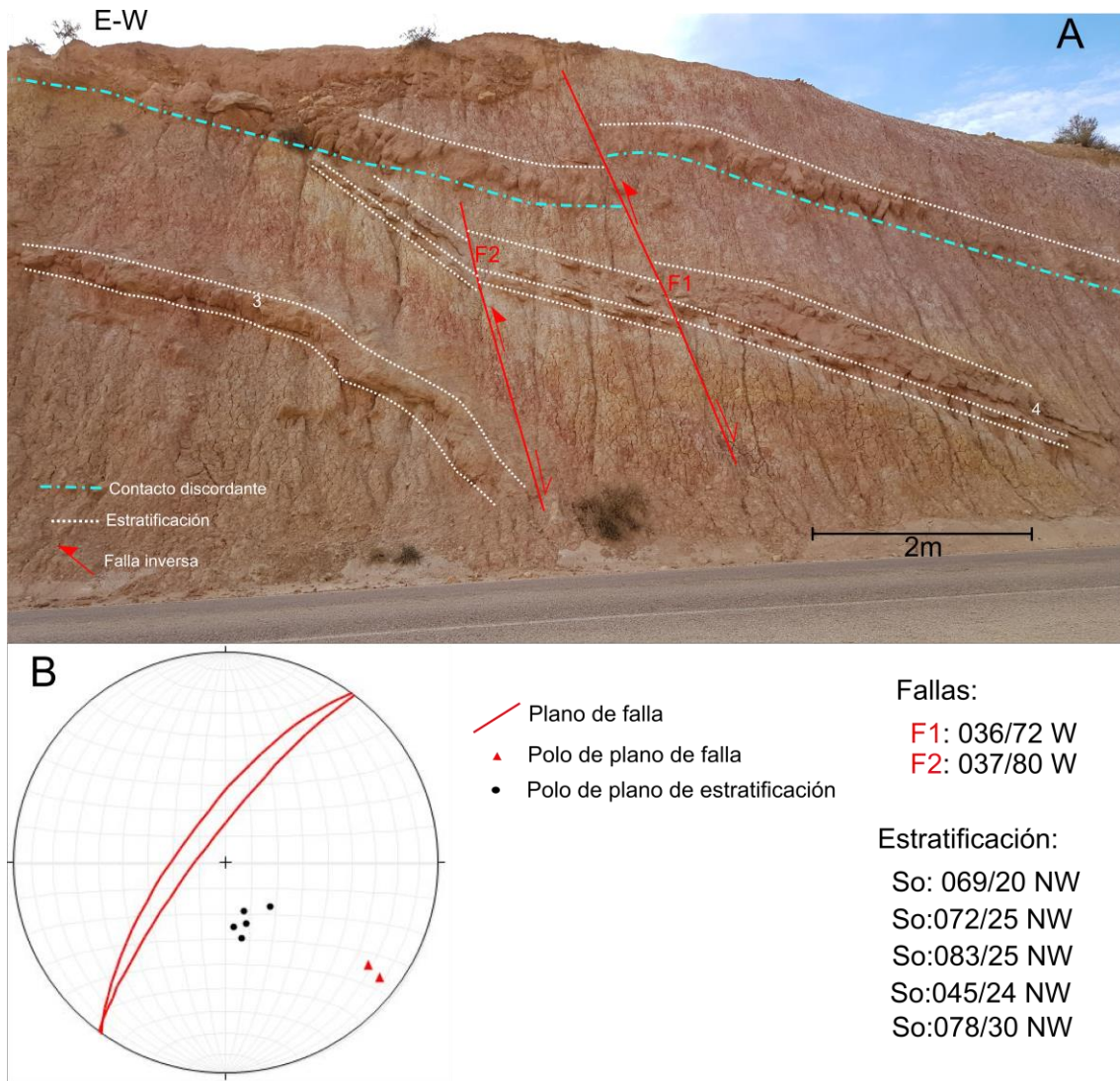


Figura 12: Afloramiento de las fallas inversas en la Fm. Utrillas. (A): Fallas inversas a escala de afloramiento. (B): Estereograma con las medidas de estratificación y dirección de las fallas.

Fallas inversas de la carretera Dos Torres de Mercader (Fm. Mosqueruela):

Este afloramiento está situado en la misma carretera que el afloramiento anterior 200 m hacia el oeste (Anexo 3). Se encuentran diferentes fallas que desplazan las capas de la Fm. Mosqueruela que tienen una dirección NE-SW y están subverticales y localmente invertidas (Figura 13 A). Las fallas tienen dirección NE-SW y un buzamiento menor a 50° hacia el este. En algunos puntos de su traza, especialmente cuando corta las zonas más margosas de la Fm. Mosqueruela, los planos de falla tienen asociados estructuras S-C y estrías que indican la dirección de movimiento del bloque superior hacia el NNW o NW (Figura 13 B, C).

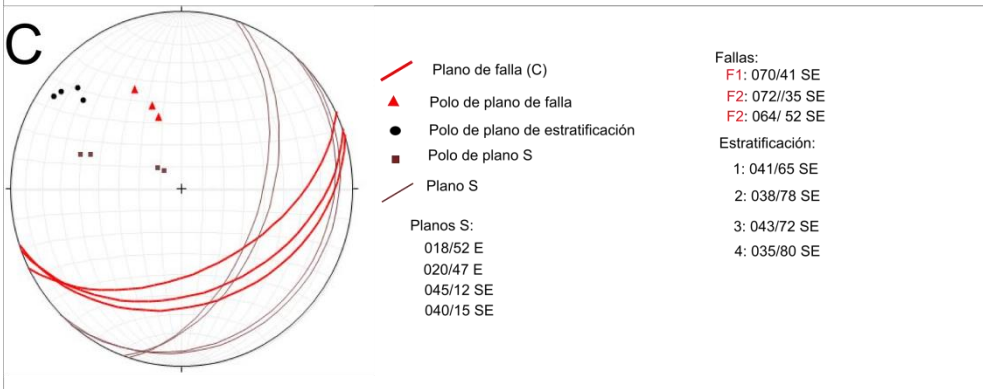
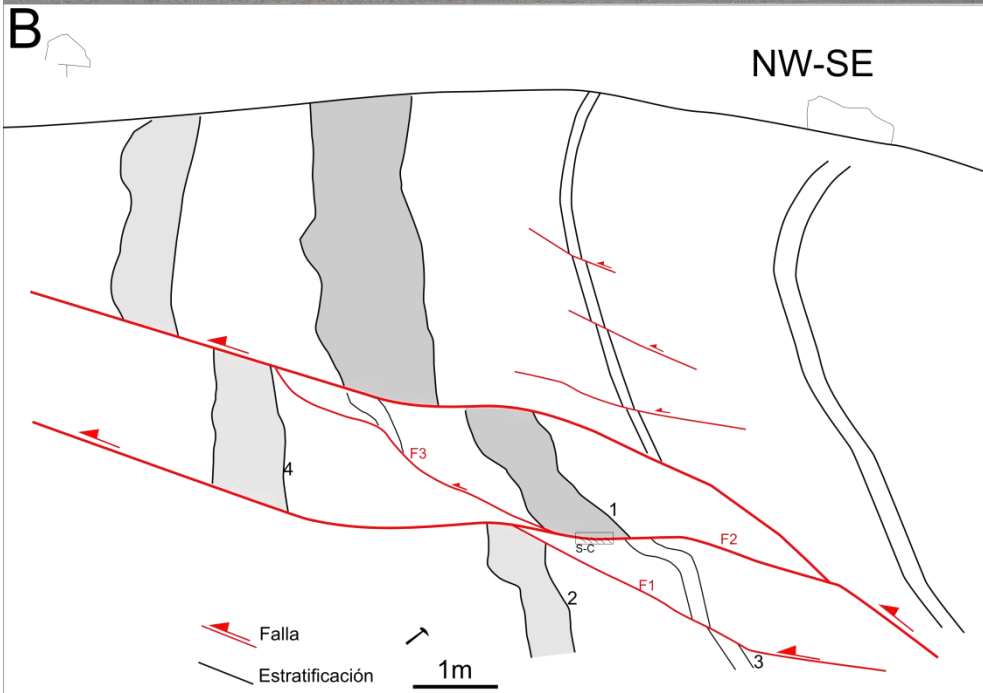


Figura 13: (A): Aspecto de campo de las fallas inversas en la Fm. Mosqueruela en la carretera de Dos Torres de Mercader. (B): Interpretación geológica del afloramiento. (C): Proyección estereográfica de los planos de falla, estratificación y foliación tectónica(S).

Discordancia Cenozoico-Cretácico Superior

Este afloramiento se encuentra en la carretera nacional TE-8101 al norte de Dos Torres de Mercader (Anexo 3). En el afloramiento se observa la discordancia entre los conglomerados sin-orogénicos del Oligoceno (Figura 14), que buzcan unos 45° y las capas verticales de la Fm. Barranco de los Degollados (Turonense). La relación de discordancia nos indica que las capas del Cretácico Superior ya tenían un elevado buzamiento, es decir, estaban plegadas, antes de que se depositaran los conglomerados oligocenos y que el plegamiento continuó una vez depositados estos.

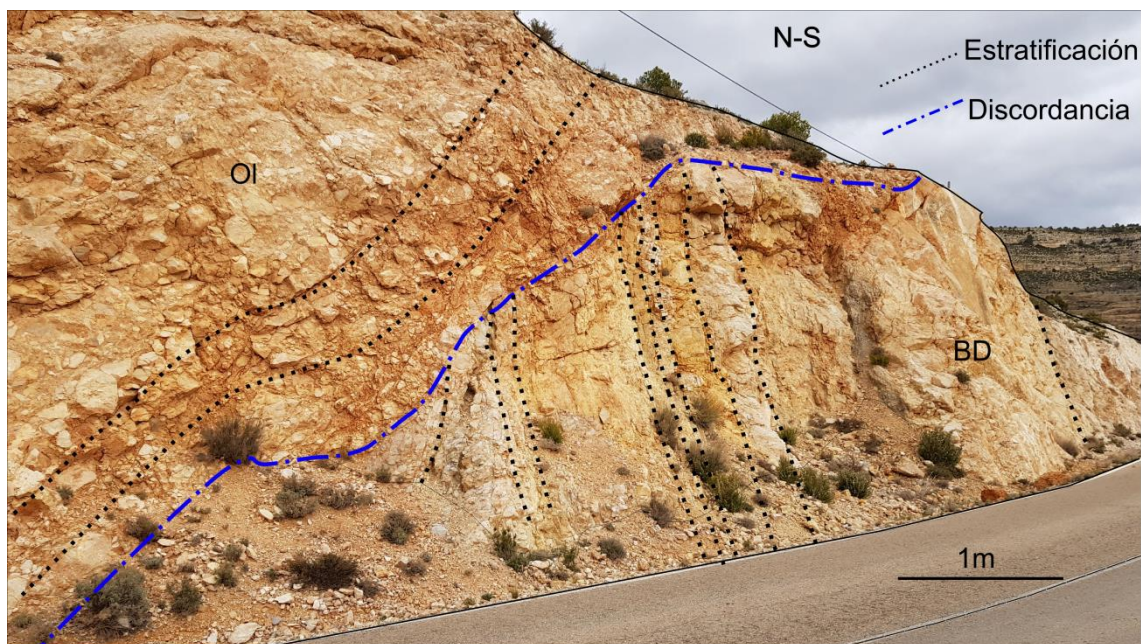


Figura 14: Afloramiento en la Carretera de Dos Torres de Mercader. OI: Conglomerados Oligocenos. BD: Fm. Barranco de los Degollados.

Anticlinal NE-SW al norte de Dos Torres de Mercader

En la figura 15, está representada en una foto de paisaje la cresta al NE de Dos Torres de Mercader definida por las calizas y dolomías de las formaciones Mosqueruela y Barranco de los Degollados del Cretácico Superior (Anexo 3). Allí las capas tienen una

dirección WNW-ESE y un suave buzamiento al norte (Figura 5). En la parte izquierda de la foto y en primer término se observan estas mismas unidades con una dirección NE-SW y con una disposición subvertical a invertida. Entre ambos puntos estas formaciones definen un anticlinal volcado de primer orden de dirección NE-SW, vergente al NW y con ligera inmersión hacia el NE (Figura 5).

En detalle, en el flanco oeste del pliegue se observan diferentes tipos de estructuras, como una falla de tipo *strike-slip* dextra dentro de la formación Mosqueruela y otra falla dentro de la misma formación con un movimiento indeterminado. También se observa sobre este flanco la falla normal cretácica de Dos Torres de Mercader (falla de DTM) de dirección NW-SE, previamente descrita. Así se puede apreciar el basculamiento y el hundimiento del bloque superior de la falla, de manera que deja en contacto la Fm. Mosqueruela (Cenomaniense) con la Fm. Utrillas (Albiense) en el bloque inferior.

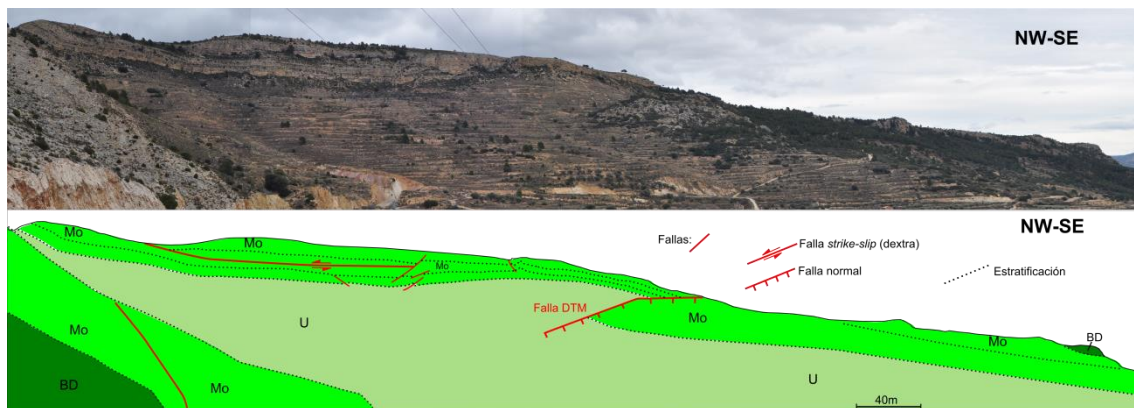


Figura 15: Arriba foto de paisaje. Abajo: interpretación geológica de la imagen. U: Fm. Utrillas; Mo: Fm. Mosqueruela; BD: Fm. Barranco de los Degollados.

5.4.2. Estructuras de inversión en la Zona de Ladruñán

Anticlinal en el Estrecho de Ladruñán

En el camino que va siguiendo el Barranco del Estrecho (Anexo 2) se encuentra un pliegue anticlinal de dirección ENE-WSW afectando a las calizas de la Fm. Ladruñán y a las calizas y margas de la Fm. Herbers. Este pliegue anticlinal es asimétrico y presenta un plano axial inclinado 70° hacia el sur. En el flanco sur el buzamiento máximo es de

34° mientras que en el flanco norte presenta buzamientos máximos de 56° (Figura 16). A partir de las orientaciones de los planos de estratificación hemos interpretado que el pliegue tiene un azimuth N069°E y una ligera inmersión (2°) hacia el este, la cual es coherente con la disposición cartográfica de su traza axial.

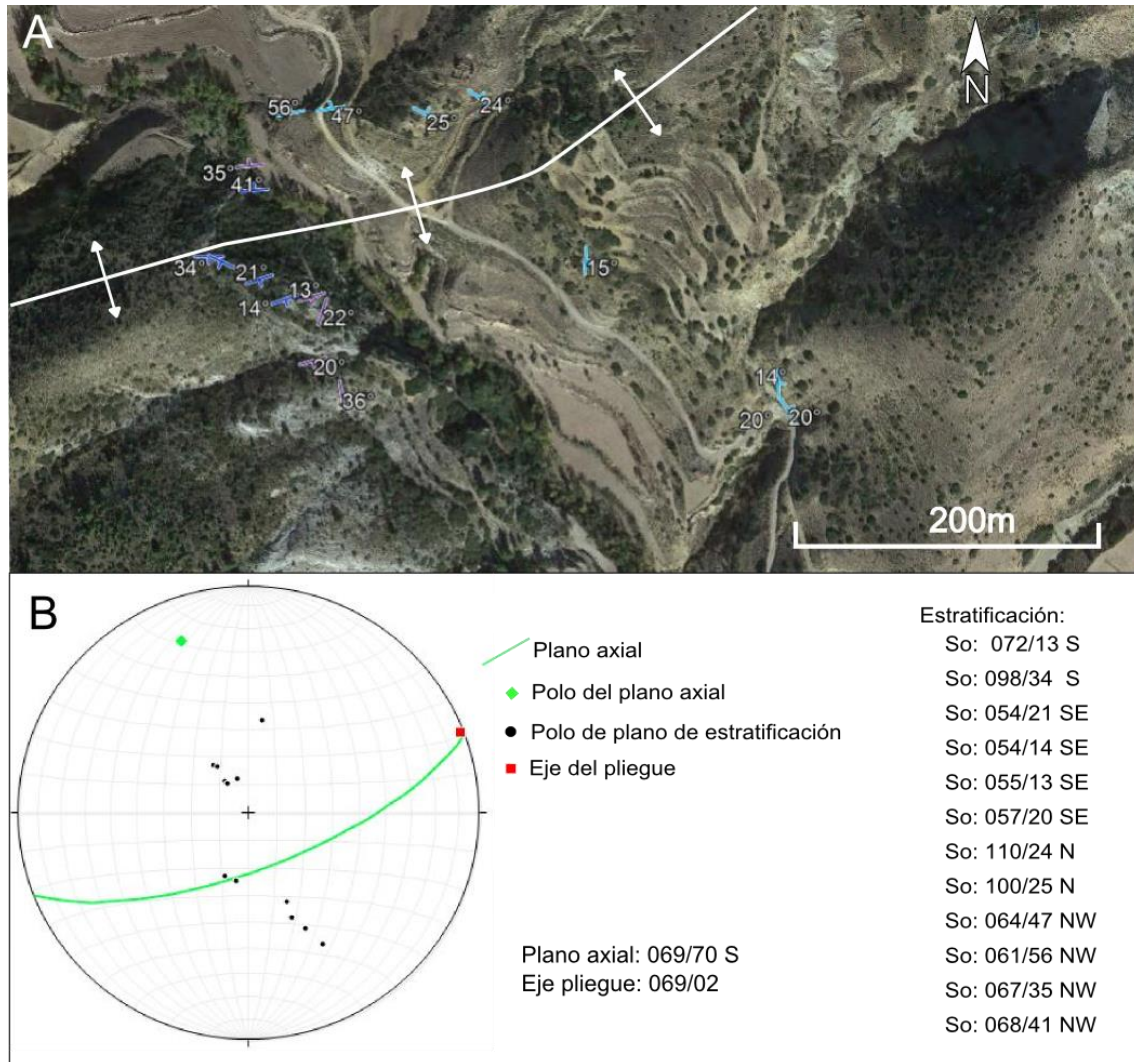


Figura 16: (A): Traza del pliegue anticlinal cartografiada en foto aérea, extraída de Google Earth, con los datos de estratificación cogidos en el campo. (B): Representación del pliegue en una proyección estereográfica.

Fallas inversas del Estrecho de Ladruñán

Des de la cima de la colina al oeste de Ladruñán (Anexo 2) y mirando hacia el este, se observa en paisaje la línea de discordancia angular entre Cretácico Superior encima del Cretácico Inferior (Figura 17). En esta zona la traza de la discordancia pone en

contrato la Fm. Mosqueruela y la Fm. Cantaperdius y tiene un mayor cambio de dirección, pasando de una dirección principal NE-SW (parte derecha de la fotografía) a tener prácticamente una dirección N-S (extremo izquierdo de la foto).

En las formaciones del Cretácico Superior se observa como hay diferentes planos de cabalgamiento, que repiten la serie de las formaciones Mosqueruela y Barranco de los Degollados más de una vez. Estos planos de cabalgamiento, al igual que las capas afectadas por ellos, tienen una disposición subvertical. Esta disposición es interpretada como que los cabalgamientos se formaron probablemente cuando las capas estaban aun subhorizontales y que luego fueron basculados a la vez que las capas.

Asimismo, y hacia la parte NNW del afloramiento se observa un pliegue de dirección NW-SE, al cual se le superponen, pliegues perpendiculares a este (Fm. Barranco de los Degollados y Fm. Órganos de Montoro).

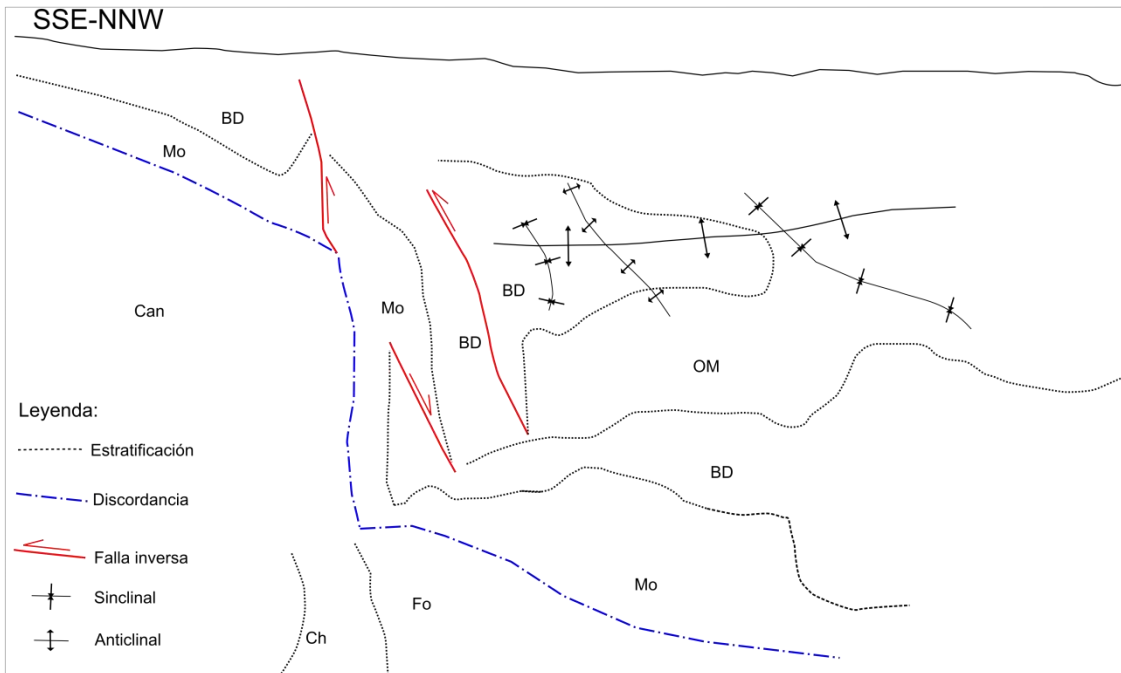


Figura 17: Arriba foto de paisaje. Abajo: interpretación geológica de la imagen. Ch: Fm. Chert; Fo: Fm. Forcall; Mo: Fm. Mosqueruela; BD: Fm. Barranco de los Degollados; OM: Fm. Órganos de Montoro.

6. Interpretación

En la zona de estudio en la que nos encontramos, zona de Enlace de la Cordilera Ibérica, concretamente en la zona noroccidental de la Subcuenca de Morella (Cuenca Cretácica del Maestrazgo), inicia su formación principal durante la segunda etapa del *rift* mesozoico, Jurásico Superior (Titoniense) -Cretácico Inferior (Albiense).

Los límites de la Subcuenca de Morella están marcados al norte por la Falla de Castellote-Herbers y la zona de Falla del Turmell al sur. A pesar de estas dos grandes fallas de dirección WNW-ESE que nos condicionan la sedimentación *sinrift* en toda la subcuenca, en la zona de estudio las fallas que condicionan principalmente la sedimentación *sinrift* local son las fallas NW-SE perpendiculares a estas.

6.1. Evolución *sinrift* (Titoniense-Albiense)

Durante la evolución *sinrift* de la zona de estudio, hubo una importante actividad tectónica marcada principalmente por la Falla de Dos Torres de Mercader (DTM) de dirección NW-SE y las fallas menores con la misma dirección en la zona de Ladruñán, asociadas probablemente a la extensión localizada en el anticlinal de *roll-over* asociado a la falla principal. Si tenemos en cuenta las variaciones de espesor de las unidades, esta falla estuvo activa probablemente durante toda la etapa *sinrift*. También condicionó los ambientes sedimentarios una serie de regresiones y transgresiones marinas mayores que se distinguen en las formaciones estudiadas (Figura 19).

Durante el primer periodo de extensión que sufrió esta zona de la cuenca el Titoniense-Berriasiense, dio lugar a la sedimentación sintectónica de la Fm. La Pleta y La Fm. Ladruñán que se empezó a sedimentar durante el inicio de la regresión marina en esta edad. Durante esta etapa, las fallas normales principales de la zona de dirección NW-SE actuaban de una forma prácticamente independiente, dejando diferentes espacios de acomodación para la sedimentación de la Fm. Ladruñán (Figura 18 A).

Entre el Berriasiense-Hauteriviense hubo una etapa de no sedimentación y/o erosión, la que formó una discontinuidad estratigráfica entre la Fm. Ladruñán (calizas marinas) y la Fm. Herbers (calizas lacustres).

En el Hauteriviense-Valanginiense, se reactiva el *rift*, siguiendo una regresión marina, creando unas condiciones de ambientes lacustres donde se sedimentaron las facies de la Fm. Herbers (Figura 18 B).

Durante el Barremiense empieza una etapa transgresiva, con una gran actividad tectónica que nos afecta sobre todo a la Fm. Cantaperdius, la cual tiene muchas variaciones de facies (calizas lacustres, areniscas, lutitas versicolores) y cambios de espesor en diferentes bloques de las fallas normales activas tanto la Falla de DTM como la fallas menores de la zona de Ladruñán (Figura 18 C).

En el Barremiense inferior-superior, las fallas de la zona de Ladruñán empezaron a dejar de ser tan activas, dando una mayor actividad tectónica a la Falla de DTM creando una mayor subsidencia y estableciendo así la máxima inundación marina en esta edad, con el inicio de la sedimentación de la Fm. Artoles (inicio de las Facies Urgon). A partir de aquí, se inicia la etapa regresiva, y la cuenca pasa de una sedimentación puramente marina, como en la Fm. Artoles, a una sedimentación de tipo fluvial marcada por el inicio de la sedimentación de la Fm. Morella. Esta última formación fue sedimentada en el único espacio de acomodación presente en la zona, formado por el graben entre la Falla DTM y otra falla menor antitética al oeste (Figura 18 D y E).

Durante el Barremiense superior, toda la actividad tectónica se centra en la Falla de DTM llegando así a la etapa de clímax del *rift*, dejando solo el graben como único espacio de acomodación hasta el Albiense superior. A partir del Barremiense superior, durante la sedimentación de la Fm. Morella se inicia otra etapa transgresiva que culmina en la superficie de máxima inundación marcada por el contacto entre la Fm. Forcall y la Fm. Villarroya de los Pinares (Aptiense superior).

El Barremiense terminal acaba con la sedimentación de la Fm. Chert ya en un ambiente sedimentario de zona costera, con la formación de calizas arenosas ricas en orbitolinidos y ostreidos (Figura 18 F).

En el Aptiense inferior en plena actividad de la Falla de DTM dando una elevada subsidencia tectónica, se inicia la sedimentación de las facies marinas de plataforma de la Fm. Forcall llegando a alcanzar una zona de máxima inundación marina en la zona, marcada en el límite de esta formación (Figura 18 G).

El inicio de la siguiente secuencia regresiva empieza con la sedimentación de las facies marinas de plataforma carbonatada somera de la Fm. Villarroya de los Pinares (Aptiense inferior-superior) (Figura 18 G).

Esta última regresión marina culmina en el Albiense superior con la imposición de ambientes deltaicos dominados por mareas en donde sedimenta la Fm. Escucha como la última formación de la sedimentación *sinrift* de la zona. Posteriormente se produce un episodio erosivo y se inicia la sedimentación *postrift* discordante por encima (Figura 18 H).

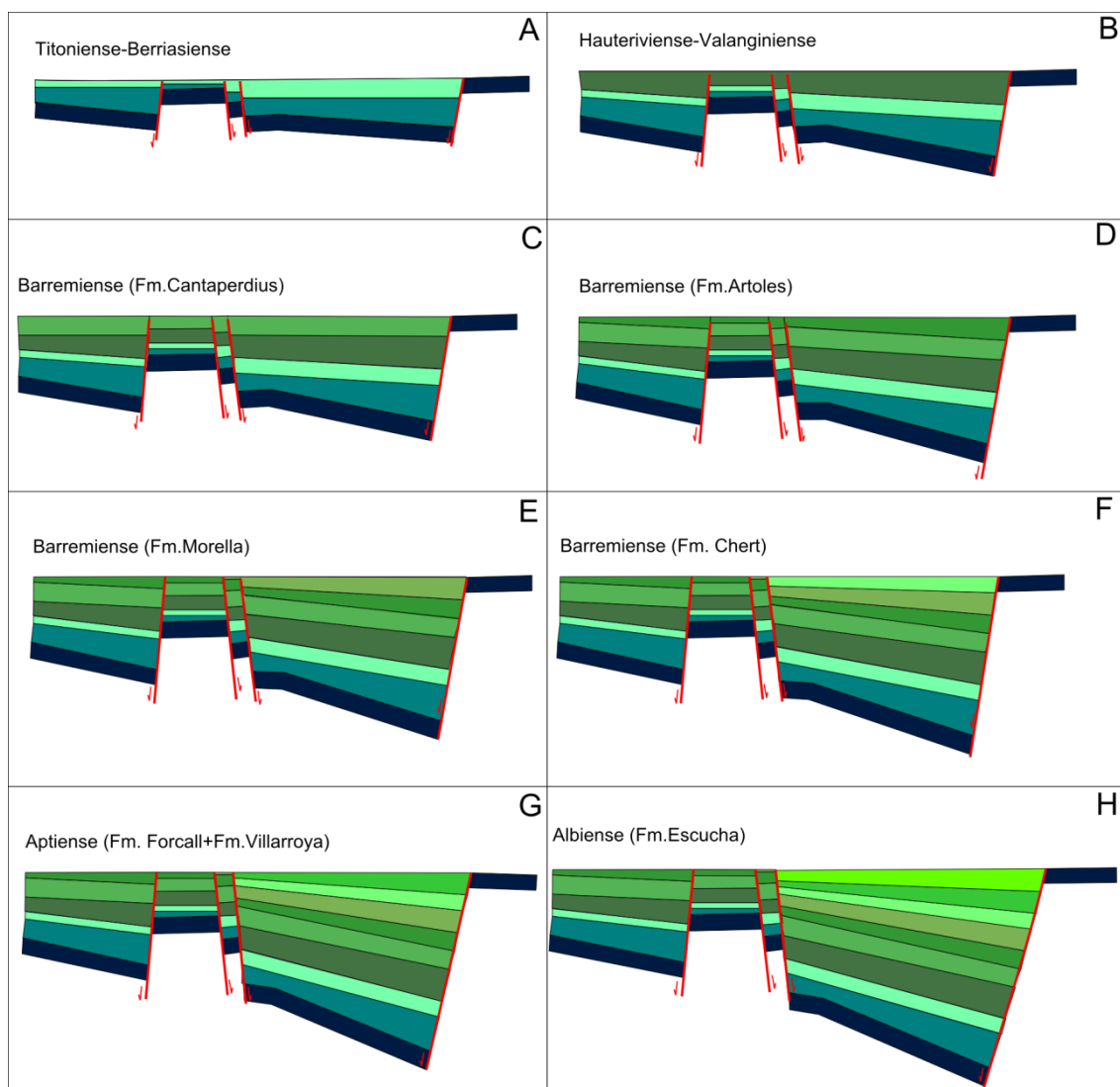


Figura 18: Modelo tectónico (sin escala) durante la etapa *sinrift*. (A): Titoniense-Berriasiense con la sedimentación de la Fm. La Pleta y Fm. Ladruñán. (B): Hauteriviense-Valanginiense con la sedimentación de la Fm. Herbers. (C): Barremiense inferior con la sedimentación de la Fm. Cantaperdius. (D): Barremiense inferior-superior con la sedimentación de la Fm. Artoles. (E): Barremiense superior con la sedimentación de la Fm. Morella. (F): Barremiense superior con la sedimentación de la Fm. Chert. (G): Aptiense con la sedimentación de la Fm. Forcall y Fm. Villarroya de los Pinares. (H): Albiense inferior-Albiense superior con la sedimentación de la Fm. Escucha.

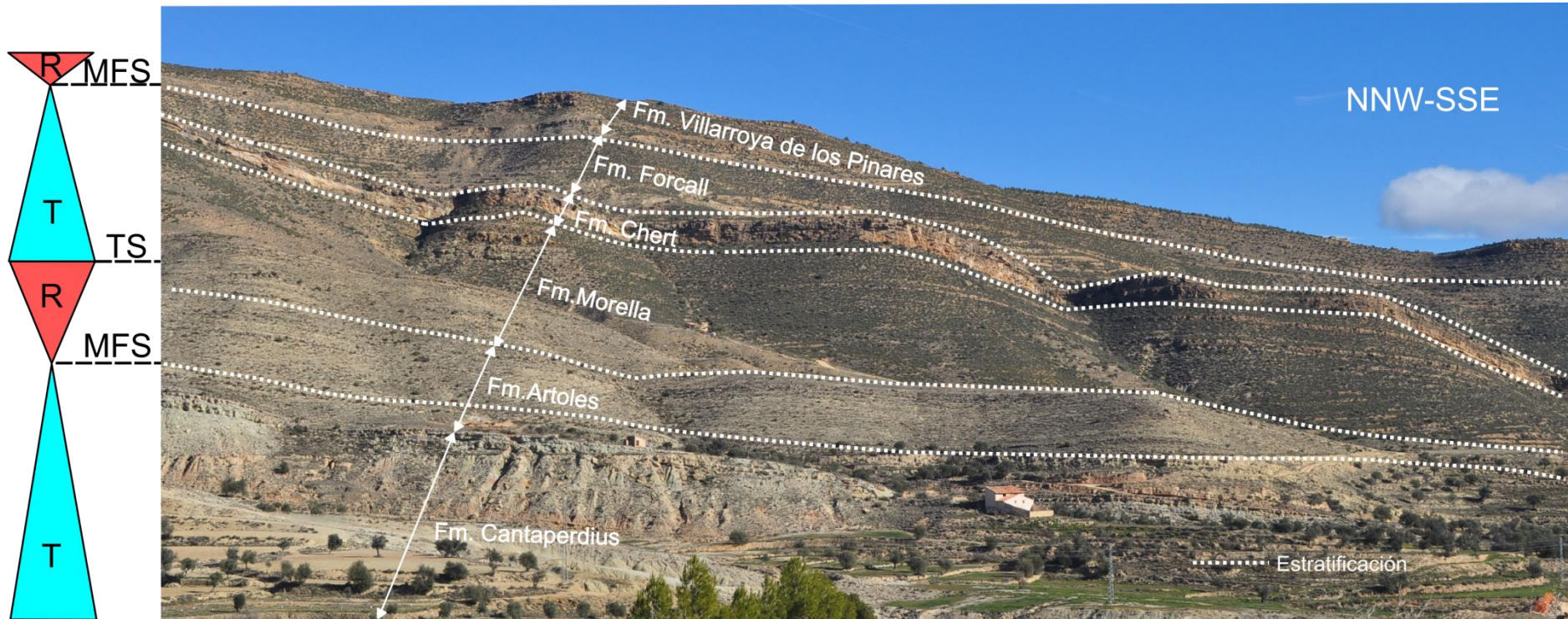


Figura 19: Imagen de afloramiento en la zona de Ladruñán con la representación de las Formaciones del Barremiense-Aptiense y la interpretación de las secuencias regresivas (R) y transgresivas (T) mayores de estas edades. MFS (Maximum Flooding Surface; Superficie de máxima inundación). TS (Transgressive Surface; Superficie transgresiva).

6.2. Evolución *postrift* (Albiense-Coniaciense)

El inicio de la sedimentación *postrift* a nivel de cuenca viene dada por la discordancia entre la Fm. Escucha y la Fm. Utrillas (discordancia *postrift*). Durante esta etapa la subsidencia tectónica bajó a nivel de cuenca, aunque siguió activa en zonas locales como en la Falla de Dos Torres de Mercader la cual nos produce un basculamiento de la serie *sinrift* previa, así como la formación de discordancias locales. La Fm. Utrillas sedimentó en ambientes fluvio-deltaicos en una etapa de muy bajo nivel del mar (Figura 20 A).

A partir del Cenomaniense, hubo una gran transgresión marina y un aumento de eustatismo a nivel global, que marcó la entrada de mar desde el S/SE hacia la cuenca. Se estableció una plataforma marina somera, que cambió el tipo de ambientes sedimentarios a ambientes de puramente marinos representados en las facies de la Fm. Mosqueruela (Figura 20 B). El aumento del nivel del mar probablemente favoreció que la sedimentación fuera más extensiva, lo cual explicaría la disposición en *onlap* que muestra esta unidad sobre la discordancia *postrift*.

Durante el Turoniense, definitivamente la actividad tectónica cesa aunque sigue habiendo una subsidencia térmica generalizada en la zona. Los ambientes sedimentarios siguieron regidos por condiciones marinas, con ambientes de plataforma carbonatada con una alta colonización de plantas (Figura 20 C).

En el Coniaciense, la última edad con registro sedimentario del Mesozoico en la zona, viene caracterizado por seguir con la sedimentación característica de ambientes de plataforma marina somera y estable sedimentando la Fm. Órganos de Montoro, sin ningún proceso tectónico asociado (Figura 20 D).

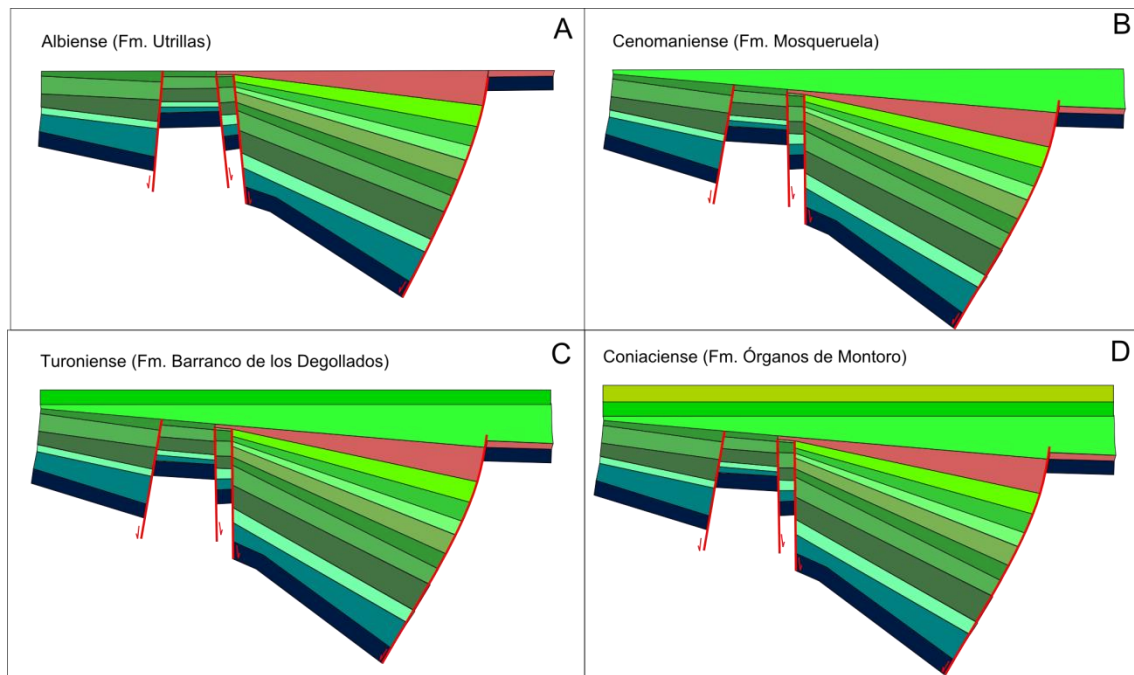


Figura 20: Modelo tectónico (sin escala) durante la etapa de postrift. (A):Albiense superior con la sedimentación de la Fm. Utrillas. (B): Cenomaniense con la sedimentación de la Fm. Mosqueruela. (C): Turoniense con la sedimentación de la Fm. Barranco de los Degollados. (D): Coniaciense con la sedimentación de la Fm. Órganos de Montoro.

6.3. Evolución *sin-orogénica* (Paleoceno-Mioceno inferior)

A finales del Cretácico Superior, la placa Africana empezó a acercarse a la placa Ibérica colisionando así la una con la otra con el consiguiente empuje de la placa Euroasiática. Esta colisión dio lugar a la Orogenia Alpina que tuvo lugar al inicio del Paleoceno. Esta etapa compresiva dio lugar a la inversión tectónica de muchas de las cuencas de Iberia, incluyendo la cuenca del Maestrazgo. En nuestra zona de estudio se pueden apreciar estas estructuras de inversión tectónica.

La formación del pliegue anticlinal de Ladruñán, viene dada por la inversión en forma de cabalgamientos de las fallas que limitan la Subcuenca de Morella, como la Falla de Castellote Herbers o la Falla de Bordón al sur.

La deformación que se desarrolló en la zona fue absorbida por los materiales y estructuras mesozoicas previas, produciéndose la reactivación e inversión de las fallas normales mesozoicas, como las descritas en la Formación Utrillas al norte de Dos Torres de Mercader y formando plegamientos en direcciones paralelas a las fallas

principales, como el pliegue de Ladruñán y los pliegues perpendiculares a este que vienen condicionados por las estructuras perpendiculares previas.

También se formaron diversas fallas inversas intraformacionales como en la Fm. Mosqueruela. Estas fallas probablemente fueron plegadas posteriormente por el pliegue en rodilla NE-SW observado en el corte A-A' (Figura 6). Este pliegue se corresponde con el anticlinal del Estrecho de Ladruñán y su continuidad hacia el noreste hacia Dos Torres de Mercader con el pliegue con el flanco occidental con capas casi verticales y localmente invertidas.

Durante la etapa compresiva la dirección principal de movimiento de las fallas inversas en esta zona esta era principalmente hacia el NNW-SSE. Estas direcciones dieron estructuras de compresión (fallas inversas, plegamientos) en direcciones perpendiculares a esta dirección de acortamiento principal.

7. Discusión

El objetivo de este punto del trabajo, es discutir como influenció la tectónica extensiva de la segunda etapa de *rift* mesozoico (Titoniense-Albiense) a la sedimentación de las unidades presentes en la zona de estudio y como estas estructuras condicionaron su posterior inversión durante el Cenozoico.

7.1. Extensión mesozoica

La segunda etapa extensiva mesozoica, fue la que desarrolló la Subcuenca de Morella en la Cuenca del Maestrazgo. Durante esta etapa, se desarrollaron diversas fallas normales en dos direcciones principales, NW-SE y NE-SW, las cuales modificaron la estructura previa de la zona. Estas fallas junto a las transgresiones y regresiones del nivel del mar y el eustatismo fueron los principales factores que condicionaron los ambientes sedimentarios.

Al inicio del Titoniense, la Falla de Castellote-Herbers separaba la Subcuenca de Morella de la parte norte, Subcuenca de Oliete, dejando el espacio de acomodación en el bloque superior al sur, mientras que la zona de Falla del Turmell hacia el sur-suroeste separaba la Subcuenca de Morella de la Subcuenca de la Salzadella.

El inicio de la formación de la Subcuenca de Morella viene representado por las unidades *sinrift* del Titoniense-Berriasiense, Fm. La Pleta y Fm. Ladruñán. Estas

unidades representan el primer pulso activo del *rift*, sedimentándose durante un periodo importante de subsidencia tectónica que condicionó los ambientes deposicionales de estas formaciones. A finales del Berriasiense, el *rift* tuvo un receso, con una menor actividad tectónica dejando un periodo de erosión para la Fm. Ladruñán.

En el Valanginiense se inicia el segundo pulso del *rift* concentrando la deformación extensional en diferentes fallas. Las principales fallas activas en la zona de estudio durante este periodo fueron las fallas de la zona de Ladruñán y la Falla de Dos Torres de Mercader de dirección NW-SE. Estas fallas tuvieron un importante papel en la disposición de los ambientes sedimentarios en la zona y dejando la zona este con un mayor espacio de acomodación que en la zona oeste.

Al inicio del Barremiense la Fm. Cantaperdius se sedimentó encima de la Fm. Herbers de forma concordante, los ambientes sedimentarios en esta edad fueron de tipo continental con cambios laterales de facies de ambientes lacustres a fluviales condicionados por la actividad de las mismas fallas normales de dirección NW-SE que debido a una transgresión marina pasaron a ambientes sedimentarios marinos con la sedimentación de la Fm. Artoles.

En el Barremiense inferior-superior se alcanzó la etapa de clímax del *rift* concentrándose la deformación y el crecimiento de la Falla de Dos Torres de Mercader (Falla de DTM). Esta etapa dejó un alto estructural hacia el oeste, dejando un único espacio de acomodación en el bloque superior de la Falla de DTM, de forma que las siguientes formaciones hasta el Albiense inferior (Fm. Morella, Fm. Chert, Fm. Forcall, Fm. Villarroya de los Pinares y Fm. Escucha) se depositaron únicamente en el sector este de las fallas de Ladruñán.

Los ambientes sedimentarios durante el Barremiense superior hasta el Aptiense inferior, fueron de carácter marino debido a una transgresión que alcanzó su máxima inundación en el límite superior de la Fm. Forcall, a partir de aquí hubo una regresión marina que condicionó el cambio de ambientes sedimentarios hasta unos ambientes fluviales en la etapa de sedimentación de la Fm. Escucha.

En el Albiense superior, se acaba la etapa extensiva, se produce un basculamiento de la cuenca en la zona de estudio producido por la Falla de DTM, dejando en superficie la Fm. Escucha y otras unidades *sinrift*, lo que produjo una etapa erosiva.

Discordantemente encima de las unidades del Cretácico Inferior, marcando así la discordancia *postrift* a nivel regional, se sedimentó la Fm. Utrillas, de carácter fluvio-deltaico. La etapa de *postrift* se caracteriza por no tener más extensión cortical, de forma que las cuencas pasan de tener unas condiciones dominadas por la subsidencia tectónica a tener un dominio de subsidencia térmica a nivel regional.

En este trabajo, sin embargo, se ha observado que la Falla de Dos Torres de Mercader sigue teniendo una actividad importante produciendo aún subsidencia tectónica después de la discordancia *postrift*. Esta falla sigue siendo activa hasta el final de la sedimentación de la Fm. Mosqueruela en el Cenomaniense, de forma que los espesores sedimentarios de la Fm. Utrillas y la Fm. Mosqueruela presentan diferentes espesores a ambos lados de esta falla. También destaca su disposición en *onlap* hacia el suroeste, es decir, sobre el flanco del pliegue de *roll-over* formado en el bloque superior de la falla.

A partir del Turoniense la Subcuenca de Morella se estabiliza y deja de tener subsidencia tectónica, limitándose a un predominio de la subsidencia térmica desarrollando una amplia cuenca flexural. De esta forma se instalan unas condiciones de ambientes sedimentarios de plataformas marinas carbonatadas estables.

El nivel de despegue basal que favoreció el crecimiento de las fallas normales durante el Cretácico, viene heredado probablemente de la primera etapa del *rift* mesozoico (Pérmico superior-Triásico Superior) encontrándose en el zócalo Paleozoico, aunque hubo otro nivel más superficial en las Facies Keuper y Facies Muschelkalk del Triásico (Álvaro et al., 1979; Guimerà, 1988; Liesa *et al.*, 2018).

7.2. Inversión tectónica (Cenozoico)

Las fallas y pliegues en la zona de estudio, tanto en afloramientos del Cretácico Superior en la zona de Dos Torres de Mercader y la zona del Barranco del Estrecho o en afloramientos del Cretácico Inferior en la Zona de Ladruñán, se dividen en dos grupos principales, las estructuras de dirección NW-SE y las NE-SW.

Las fallas inversas NW-SE al igual que el pliegue laxo de Ladruñán probablemente se formaron durante el Eoceno-Oligoceno, cuando los esfuerzos intraplaca en la zona del Maestrazgo tenían una dirección principal NE-SW y NNE-SSW (Liesa y Simón, 2009). Las fallas mesozoicas preexistentes de dirección NW-SE que se reactivaron durante la compresión probablemente lo hicieron durante este periodo. Por otro lado las estructuras

compresivas, tanto fallas y pliegues de dirección NE-SW, ENE-WSW coinciden con el campo de esfuerzos principal durante el Oligoceno-Mioceno (Liesa y Simón, 2007; 2009).

Durante el Oligoceno-Mioceno las estructuras principales ENE-WSW tuvieron un levantamiento importante, como el Cabalgamiento de Utrillas (Casas *et al.*, 2000) y estas coinciden con la dirección de las fallas principales que dividen la Subcuenca de Morella.

La situación de los niveles de despegue en la Cuenca del Maestrazgo fue clave a la hora de la inversión cenozoica. El nivel de despegue basal se encuentra en el zócalo Paleozoico (Nebot y Guimerà, 2016) y, a aparte de este nivel principal, durante la etapa compresiva tuvieron mucha importancia los niveles de despegue situados en el Triásico salino (Facies Keuper y Facies Muschelkalk II) pudiendo propagar fallas de atajo o *short-cut* que produjeron los cabalgamientos principales de la zona (Falla de Bordón, Falla de Castellote, Cabalgamiento de Utrillas) (Nebot y Guimerà, 2016; Liesa *et al.*, 2018).

Las estructuras producidas durante la etapa compresiva, están condicionadas por las estructuras mesozoicas previas que formaron la Subcuenca de Morella y la Cuenca del Maestrazgo. La disposición de las fallas ya sea las NE-SW, NW-SE o las ENE-WNW tuvieron, en diferentes edades, campos de esfuerzos perpendiculares que favorecieron su inversión (Liesa y Simón 2009; Liesta *et al.*, 2018) ya sea moderada o completa. Por ejemplo el favorecimiento de cabalgamientos según las fallas principales previas (Falla de Castellote).

8. Conclusiones

A partir del estudio de las fallas, plegamientos, disposición geométrica de las capas y la sedimentología de la zona de Ladruñán y Castellote, se ha podido caracterizar qué factores actuaron durante la segunda etapa del *rift* mesozoico (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y establecer un modelo de evolución de la Subcuenca de Morella.

El estudio de campo a nivel cartográfico y a nivel de afloramiento ha permitido reconocer las estructuras presentes en la zona, identificando las fallas principales, de escala cartográfica y las fallas menores así como la relación geométrica entre las

formaciones sedimentadas durante la etapa de extensión, la etapa de post-extensión y la etapa compresiva.

Las fallas que actuaron en la zona durante la etapa extensiva presentan una dirección principal NW-SE y ENE-WSW y fueron las que condicionaron la evolución vertical y lateral de las unidades sedimentarias.

La falla que tuvo un mayor desplazamiento durante la etapa extensiva fue la Falla de Dos Torres de Mercader (Falla de DTM), la cual estuvo activa durante toda la etapa *sinrift* y parte de la etapa *postrift*. También actuaron las fallas de la zona de Ladruñán, las cuales dejaron de ser activas en el Barremiense concentrándose la deformación en la Falla de DTM y alcanzando así la etapa de clímax del *rift*. De esta forma la Falla de DTM formó un semigraben en el bloque superior y la zona de Ladruñán quedó en un alto relativo donde no hubo sedimentación hasta el Albiense superior. La actividad de la Falla de DTM durante el Albiense y Cenomaniense, dio lugar a un basculamiento de toda la serie sin-extensiva produciendo así un periodo de erosión, especialmente sobre el pliegue de *roll-over* del semigraben dónde posteriormente se sedimentaron discordantemente y con una disposición en *onlap* las unidades post-extendivas.

Debido a la etapa de compresión cenozoica, la orogenia Alpina, la Subcuenca de Morella al igual que otras cuencas cretácicas de Iberia, sufrió un periodo de inversión positiva. La disposición de fallas inversas, cabalgamientos y pliegues presentes en la zona vino condicionado por la disposición de las estructuras extensionales previas dando así diferentes direcciones de las estructuras compresivas.

El Anticlinal de Ladruñán es una buena representación de una estructura producida durante el periodo compresivo que presenta una traza axial de dirección principal NW-SE en la zona, la misma dirección que las fallas mesozoicas. También se encuentran estructuras perpendiculares a esta, como pliegues o fallas inversas a escala de afloramiento, como las fallas en la Fm. Mosqueruela ENE-WSW, NW-SE y NE-SW.

Durante la etapa de inversión se formaron diversas fallas de atajo gracias a los niveles de despegue del Triásico Medio y Superior que dieron lugar a cabalgamientos que produjeron un levantamiento de las series mesozoicas y formaron cuencas sin-orogénicas, dejando la sedimentación de materiales terrígenos oligocenos-miocenos que aparecen discordantemente por encima de las series mesozoicas.

9. Referencias

- Álvaro, M., del Villar, R.C., y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14(1): 172-177.
- Antolín-Tomás, B., Liesa, C. L., Casas, A. M., y Gil-Peña, I. (2007): Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo basin (Eastern Iberian Chain, Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20(3-4): 351-365
- Aurell, M. (1990): *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica central: provincias de Zaragoza y Teruel: análisis de cuenca*. Tesis Doctoral. Secretariado de Publicaciones Universidad de Zaragoza.
- Bover-Arnal, T., Moreno-Bedmar, J.A., Salas, R., Skelton, P. W., Bitzer, K., y Gili, E. (2010): Sedimentary evolution of an Aptian syn-rift carbonate system (Maestrat Basin, E Spain): effects of accommodation and environmental change. *Geologica Acta*, 8(3): 249-280.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Guimerà, J., y Moreno-Bedmar, J.A. (2014): Deep incision in an Aptian carbonate succession indicates major sea-level fall in the Cretaceous. *Sedimentology*, 61(6): 1558-1593.
- Bover-Arnal, T., Moreno-Bedmar, J.A., Frijia, G., Pascual-Cebrian, E., y Salas, R. (2016): Chronostratigraphy of the Barremian–Early Albian of the Maestrat Basin (E Iberian Peninsula): integrating strontium-isotope stratigraphy and ammonoid biostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy* 49(1): 41-68.
- Canerot, J. (1982): Ibérica central-Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 273-344.
- Canerot, J., Pignatelli, R., Fernández-Luanco, M. C. y Pan Arana, T. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 519 (Aguaviva) y memoria*. IGME, Madrid. 38 p.

- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. In: Gibbons, W., Moreno, T., (Eds.), *Geology of Spain*. The Geological Society, London. pp. 367-400.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., y Nalpas, T. (2000): Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*. 13(1): 1-17.
- Climent Domènech, H., Bover, T., y Caja, M. Á. (2007): Evolución sedimentaria y estructural del Cretácico inferior en el sector Benicàssim-Orpesa, Cadena Ibérica oriental. *Geogaceta*: 47 (1), 47-50
- Crespo Zamorano, A., Navarro-Vázquez, D., y Canerot, J., Pan Arana, T., Fernández-Luanco, M.C., y Leyva Cabello, F. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 518 (Montalbán) y memoria*. IGME, Madrid. 31 p.
- Fallot, P., y Bataller, J.R. (1927): Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo. *Memoria de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, 20: 1-143.
- Gasca, J.M., Moreno-Azanza, M., Bádenas, B., Díaz-Martínez, I., Castanera, D., Canudo, J.I., y Aurell, M. (2017): Integrated overview of the vertebrate fossil record of the Ladruñán anticline (Spain): evidence of a Barremian alluvial-lacustrine system in NE Iberia frequented by dinosaurs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 472: 192-202.
- Ipas, J., Aurell, M., y Bádenas, B. (2005). Las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico del Maestrazgo septentrional (NE de Teruel). *Geogaceta*, 38: 7-10.
- Liesa, C.L. (2011): Fracturación extensional cretácica en la sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24: 23-40.
- Liesa, C.L., y Simón, J.L. (2007): A probabilistic approach for identifying independent remote compressions in an intraplate region: the Iberian Chain (Spain). *Mathematical Geology*, 39(3): 337-348.

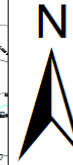
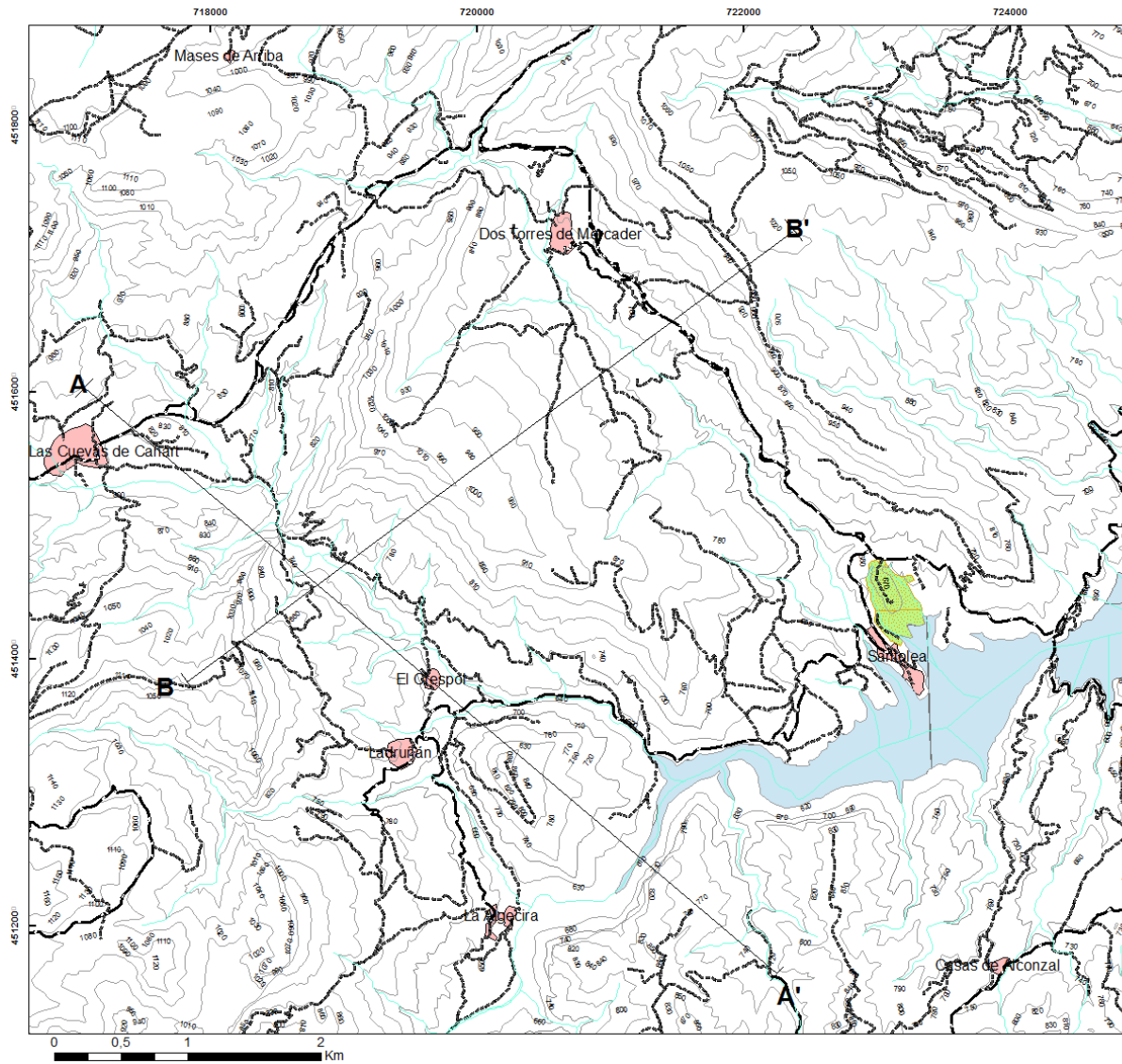
- Liesa, C.L., y Simón, J.L. (2009). Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474(1-2): 144-159.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., & Simón, J.L. (2018): La tectónica de inversión en una región intraplaca: la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2): 23-50.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., Ezquerro, L., Arlegui, L.E., y Luzón, A. (2019): Stress evolution and structural inheritance controlling an intracontinental extensional basin: The central-northern sector of the Neogene Teruel Basin. *Journal of Structural Geology*, 118, 362-376.
- Meléndez, G., Aurell, M., y Atrops, F. (1990): Las unidades del Jurásico Superior en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica: nuevas subdivisiones litoestratigráficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14(2): 225-245.
- Meléndez, A. (1996): Reconstrucción de la historia sedimentaria de la Cuenca Ibérica durante el Mesozoico. En: *30ºCurso de Geología práctica*. Universidad de verano de Teruel, pp. 157-175.
- Moreno-Bedmar, J.A. (2010): *Ammonites de l'Aptià inferior de la península Ibèrica. Bioestatigrafia i aportacions a l'estudi del Oceanic Anoxic Event 1a*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- Nebot Miralles, M., y Guimerà i Rosso, J. (2016): Structure of an inverted basin from subsurface and field data: the Late Jurassic-Early Cretaceous Maestrat Basin (Iberian Chain). *Geologica Acta*, 14(2): 155-177.
- Pérez-Arlucea, M. (1991): Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4(1-2): 143-164.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Meléndez, N., y Soria, A.R. (2006): Tectónica extensiva sinsedimentaria de la Fm. Escucha en el sector meridional de la Subcuenca Cretácica de Oliete (cadena ibérica oriental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19, (1-2): 99-112.

- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R., y de Boer, P.L. (2009): Reinterpretación estratigráfica y sedimentológica de las formaciones Escucha y Utrillas de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22(3-4): 163-219.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massisde Garraf i de la Serra d'Espada*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 345 p.
- Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 121-157.
- Salas, R., y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228(1-2): 33-55.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Peri-Tethys Memoir*, 6, 145-185.
- Salas, R., Martín-Closas, C., Delclòs, X., Guimerà, J., Caja, M.Á., y Mas, R. (2005): Factores principales de control de la sedimentación y los cambios bióticos durante el tránsito Jurásico-Cretácico en la Cadena Ibérica. *Geogaceta*, 38: 15-18.
- Soria, A.R; Meléndez, A. y Liesa, C.L. (2018): El Cretácico Superior carbonatado marino en Aliaga. En: 52º Curso de Geología práctica. Universidad de Verano de Teruel, pp. 63-68.

Anexos

Anexo 1:

Mapa topográfico de la zona de estudio

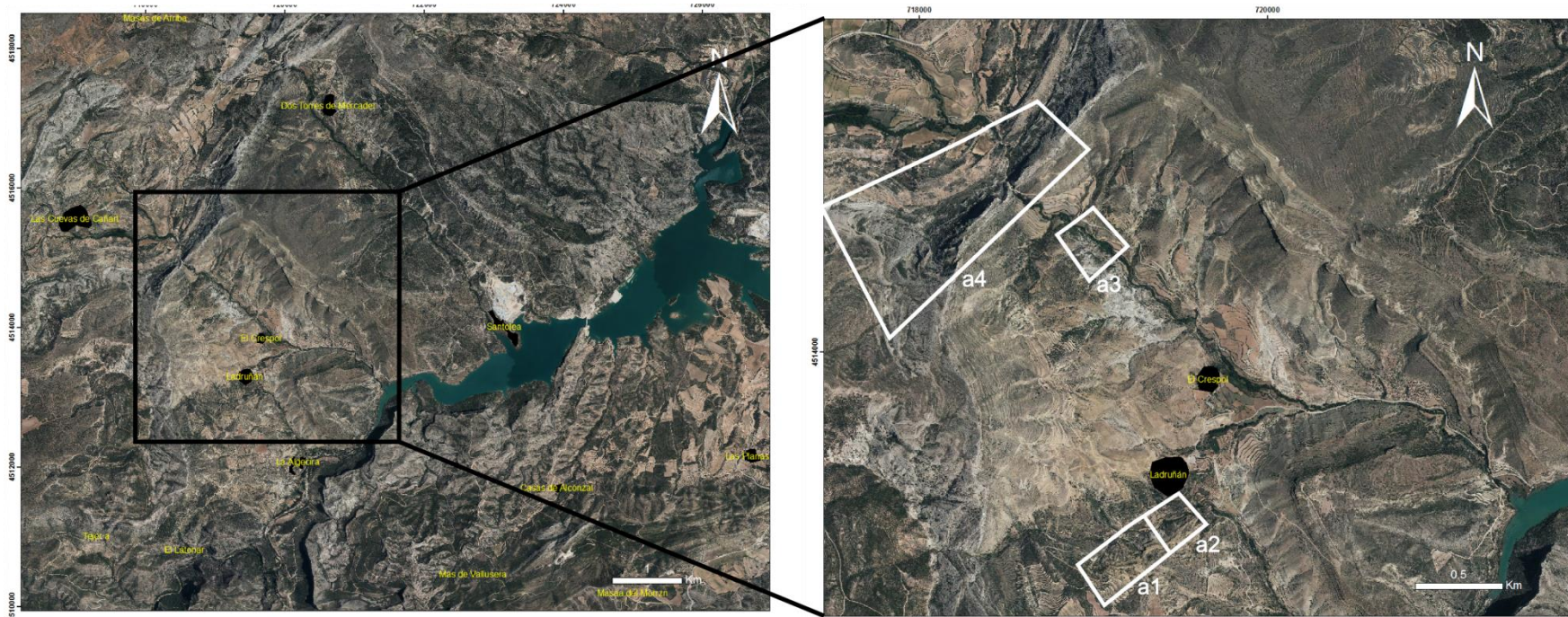


Leyenda

- Embalse de Santolea
- Rios y barrancos
- Caminos y sendas
- Carreteres principales
- Curvas de nivel
- Mina
- Pueblo
- Corte Geológico

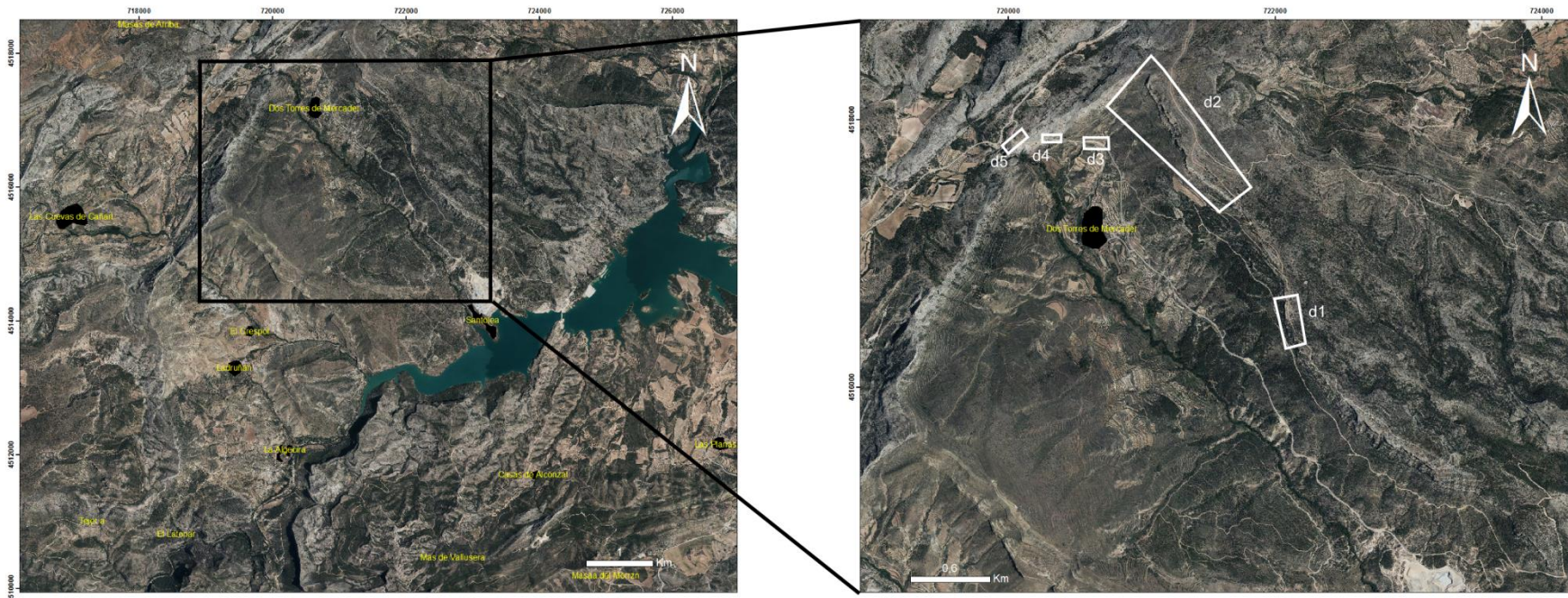
Anexo 2:

Situación de los afloramientos en la zona de Ladruñán. a1: Graben barranco Ladruñán, a2: Fallas normales Barranco de Ladruñán. a3: Anticlinal en el Estrecho de Ladruñán a4: Fallas inversas Estrecho de Ladruñán. (Ortofotos extraídas del centro de descargas del IGN)



Anexo 3:

Situación de los afloramientos en la zona de Dos Torres de Mercader. d1: Sinclinal y fallas normales en Fm. Mosqueruela. d2: Fallas strike slip. a3: Fallas inversas en la Carretera de Dos Torres de Mercader (Fm. Utrillas). d4: Fallas inversas Carretera Dos Torres de Mercader (Fm. Mosqueruela) d5: Discordancia Cenozoico-Cretácico Superior (Ortofotos extraídas del centro de descargas del IGN)



Anexo 4:

Situación de los afloramientos en la zona de Santolea. S1: Discordancia Fm. Utrillas-Fm. Escucha. S2: Falla normal en la mina de Santolea. (Ortofotos extraídas del centro de descargas del IGN)

