

Trabajo Fin de Máster

Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones

El cabalgamiento de Utrillas en el sector Montalbán-Castel de Cabra: geometría, relaciones tectónica-sedimentación y cinemática del emplazamiento



Marc Guardia Alen

Director: Carlos Luis Liesa Carrera

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

Zaragoza, Septiembre de 2018



Universidad
Zaragoza

INDICE

Resumen/Abstract	i
1. Introducción	1
2. Contexto geológico	3
3. Metodología	5
4. Materiales	7
5. Macroestructura	14
5.1 Introducción	14
5.2 Estructura general	15
6. Mesoestructura y direcciones de transporte	21
6.1 Introducción	21
6.2 Estación Río Ancho	24
6.3 Estación Cerro Onzil	27
6.4 Estación Río Palomar	29
6.5 Estación Fuente de la Cascada	33
7. Discusión	35
8. Conclusiones	43
9. Agradecimientos	43
10. Bibliografía	44
Anexos	48

Resumen

El cabalgamiento de Utrillas, de vergencia N y cuyo trazo es WNW–ESE, es la estructura más occidental del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio–Vandellós (Cordillera Ibérica). Constituye el límite entre las cuencas de Aliaga (*piggy-back*) y Montalbán (antepaís) y tiene su origen en la inversión positiva de la cuenca Mesozoica Ibérica. Dicha inversión, estuvo fuertemente condicionada por las fracturas normales del periodo de *rifting* mesozoico, que limitaban el margen N de la subcuenca de Las Parras, facilitando la deformación en dos orientaciones preferentes: NW–SE y NE–SW, respectivamente. El desplazamiento general del cabalgamiento es hacia el N y se desarrolló entre el Oligoceno Inferior y el Mioceno Inferior, quedando registrado en los depósitos sin-sedimentarios (unidades tecto-sedimentarias o UTS) de relleno de la cuenca Cenozoica de Montalbán (M₁–M₅). Las estructuras frágiles desarrolladas en los planos de cabalgamiento (estrías y estructuras S–C) indican tres direcciones de transporte preferentes independientemente de las orientaciones de los planos que las contienen: NNE (030–040°), N (010–020°) y NNW (340–350°) respectivamente, cuyas relaciones cronológicas muestran un giro antihorario de las direcciones de transporte.

Palabras clave: Cuenca de Montalbán, inversión, Cenozoico, cabalgamiento de Utrillas, Tectónica, Cordillera Ibérica.

Abstract

The N-verging and WNW–ESE striking Utrillas thrust, is the westernmost structure in the Portalrubio–Vandellós thrust and fold belt (Iberian Range). It constitutes the boundary between the Aliaga piggy-back basin and Montalbán foreland basin. It has its origin due to the positive inversion of the extensional Iberian Mesozoic basin, and normal faults developed during Mesozoic rifting period (which limited the N margin of Las Parras sub-basin) strongly conditioned its inversion with two main directions: NW–SE and NE–SW, respectively. The northward displacement of the Utrillas thrust started at Lower Oligocene and finished at Lower Miocene. It has been recorded by the sedimentary continental infill (tectono-sedimentary units or UTS) of the Montalbán Cenozoic basin (M₁–M₅). Brittle structures developed on thrust planes (striae and S–C structures) shows three independent transport directions with no relationships over the strike of the planes

that contain it: NNE (030–040°), N (010–020°) and NNW (340–350°) respectively. Striae chronological relationships show an anti-clockwise rotation of the transport directions.

Key words: Montalbán basin, inversion, Cenozoic, Utrillas thrust, Tectonics, Iberian Range.

1. Introducción

Las cuencas sedimentarias intra-montañosas se desarrollan como consecuencia de la propagación de la deformación desde los márgenes de placa hacia el interior del continente, a través de cabalgamientos y pliegues de gran longitud de onda causados por la carga litostática durante un proceso de compresión en el límite (Casas *et al.*, 2000). No obstante, el estado de esfuerzos registrado es la resultante de los procesos que ocurren en todos los márgenes de placa (escala litosférica) y de aspectos locales de la región, combinándose para obtener un vector de esfuerzo concreto para una área determinada. Existen, por tanto, multitud de factores, tanto locales (e.g heterogeneidades de las rocas; estructuras previas; anisotropías) como regionales (e.g., diversos campos de esfuerzo en los límites de placa), que pueden afectar a la cinemática de emplazamiento de los cabalgamientos y al registro de las estructuras frágiles contenidas en las rocas (Liesa y Simón, 2009). La reconstrucción de la historia cinemática en este tipo de cuencas a partir de datos estructurales puntuales de superficie, por tanto, se convierte en una tarea compleja debido a la variabilidad de los campos de esfuerzo que pueden superponerse en una región.

El estudio del relleno sin-tectónico y la definición de unidades tecto-sedimentarias constituye una gran herramienta de ayuda para determinar la evolución de la cuenca en relación con las estructuras que la limitan, ya que los pulsos de movimiento en los márgenes se traducen frecuentemente en rupturas sedimentarias que se pueden reconocer en el registro sedimentario. Este tipo de trabajos, además, permiten establecer una cronología relativa de los movimientos, y absoluta si se dispone de una buena datación de las diferentes unidades que conforman el relleno de la cuenca.

A lo largo de la Cordillera Ibérica (y en general en el norte de la Península Ibérica) (Fig. 1a) existen multitud de pequeñas cuencas intra-montañosas de drenaje interno y edad Cenozoica (e.g., Cuenca de Calatayud, Cuenca de Montalbán; Cuenca de Aliaga) desarrolladas sincrónicamente a la compresión Alpina, sobre las que se puede correlacionar la dinámica de sedimentación con los movimientos tectónicos de sus márgenes para establecer una cronología relativa de emplazamiento (Casas *et al.*, 2000). Son especialmente relevantes como consecuencia de su posición en el interior del continente, ya que registran los movimientos resultantes de los límites de placa en un espacio relativamente pequeño (en comparación con la Cuenca del Ebro, por ejemplo).

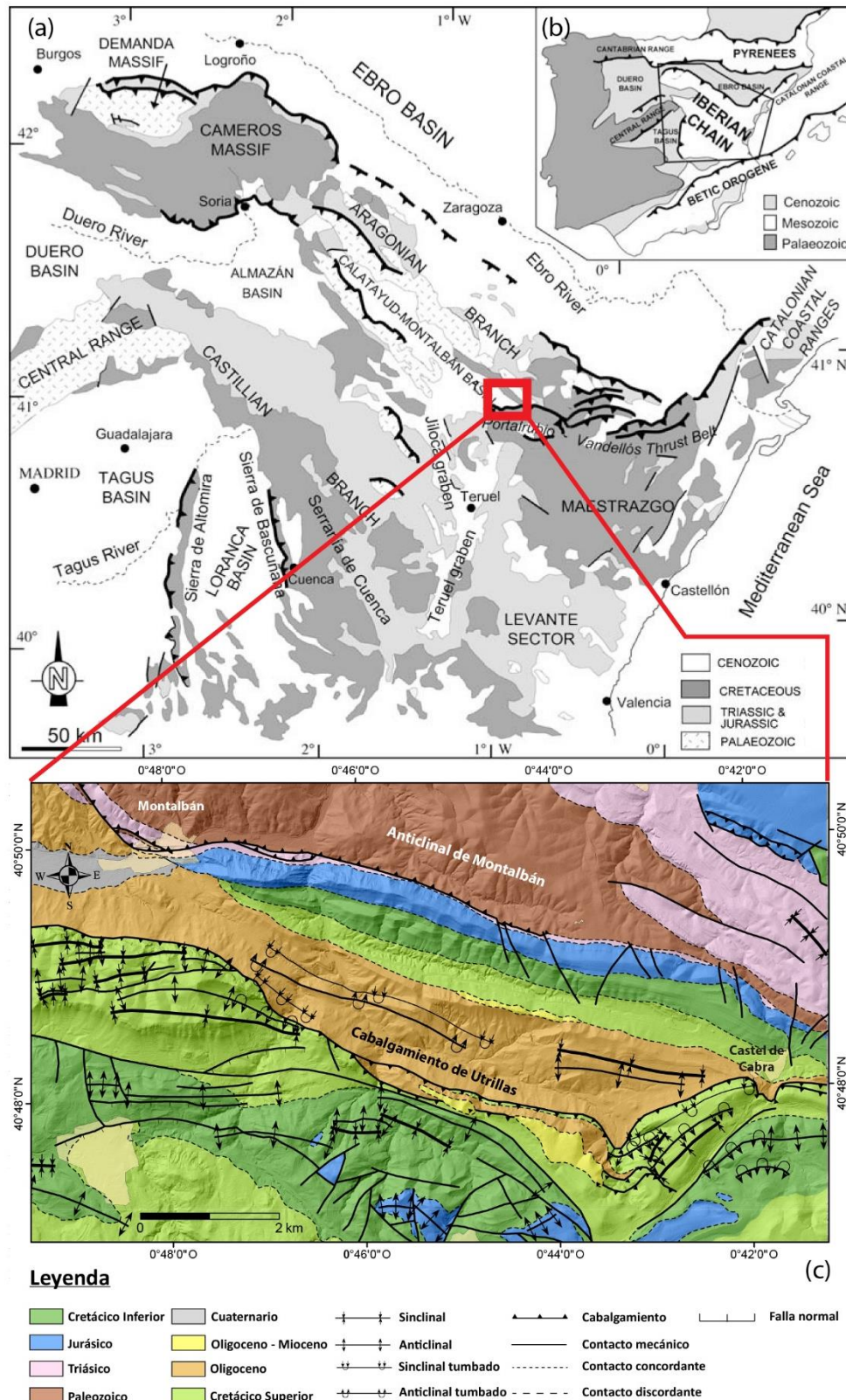


Figura 1: (a) Mapa esquemático de la Cordillera Ibérica (b) Localización de la Cordillera Ibérica en el contexto de la Península Ibérica (c) Mapa geológico del sector oriental de la cuenca de Montalbán, limitada al S por el cabalgamiento de Utrillas y al N por los materiales Paleozoicos del anticlinal de Montalbán. (a) y (b) modificado de Simón y Liesa (2011); (c) Basado en la cartografía geológica de la hoja 518 de la serie MAGNA (Canérot et al., 1977)

La mayor de todas ellas es la Cuenca de Calatayud–Montalbán (NE Península Ibérica; Fig. 1a y c), que constituye un buen ejemplo donde realizar estudios integrados de tectónica–sedimentación debido especialmente a sus condiciones excepcionales de afloramiento, que permiten observar tanto las principales estructuras a diferentes escalas (mesoescala; macroescala), como su relación con las unidades tecto-sedimentarias de relleno de la cuenca. Prueba de ello son los numerosos trabajos estructurales, sedimentológicos o de integración entre ambas disciplinas realizados en el área de estudio y en sus inmediaciones (Pérez *et al.*, 1983; Pardo *et al.*, 1984; Guimerà, 1988; Pérez, 1989; Guimerà *et al.*, 1990; González y Guimerà, 1993; Salas y Guimerà, 1996; Casas *et al.*, 2000; Salas *et al.*, 2001; Antolín-Tomás *et al.*, 2007; Liesa y Simón, 2009; Simón y Liesa, 2011).

El presente trabajo resulta de especial interés ya que pretende seguir con el avance del conocimiento en la Cordillera Ibérica de las direcciones de transporte de los cabalgamientos, así como su cinemática, deformación interna y sus posibles causas, siguiendo la línea de los autores previos que han trabajado en este sector y sus alrededores (e.g., Casas *et al.*, 2000; Simón y Liesa, 2011).

Teniendo en cuenta todo ello, el objetivo principal de este trabajo es proponer la geometría y evolución cinemática para el cabalgamiento de Utrillas entre Montalbán y Castel de Cabra dentro del contexto de las interpretaciones ya realizadas a mayor escala. Para ello, se estudia la relación entre los sedimentos sin–orogénicos cenozoicos y los cabalgamientos, y se aportan nuevos datos cinemáticos en afloramiento de algunos de los cabalgamientos estudiados para engrosar la información disponible de direcciones de transporte y aumentar su resolución.

2. Contexto geológico

El cabalgamiento de Utrillas se sitúa en la parte centro–occidental de la Cordillera Ibérica (NE Península Ibérica), que es una cadena montañosa intra-placa. Ésta última se desarrolló durante el ciclo Alpino (Eoceno Superior–Mioceno Inferior), como resultado de la inversión positiva de la Cuenca Mesozoica Ibérica, que se encontraba conectada al mar del Tethys (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerà y Álvaro, 1990; Salas y Casas, 1993; Capote *et al.*, 2002). Se trata de un cinturón de pliegues y cabalgamientos con una orientación

general que varía entre NW–SE en su parte central, a E–W en su parte noroeste (unidad de Cameros) y sureste (Zona de Enlace) (Fig. 1a y b) (Casas *et al.*, 2000).

A lo largo del Mesozoico (y Paleozoico terminal), el sector noreste de la placa Ibérica estuvo sometido a un contexto de extensión, con dos etapas principales de *rifting* continental independientes entre sí: Pérmico Superior–Jurásico Inferior (asociado a la expansión del Tethys hacia el este) y Jurásico Superior–Cretácico Inferior (ligado a la apertura del Atlántico central) (Salas y Casas, 1993). Ambas fueron sucedidas por amplios periodos de sedimentación marina debido a la subsidencia térmica *post-rift* (Casas *et al.*, 2000).

Las principales estructuras desarrolladas en ambos periodos son fallas normales con dos orientaciones perpendiculares entre sí: NW–SE (paralela a la cuenca) y NE–SW (perpendicular a la cuenca) (Guimerà y Álvaro, 1990; Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2000, 2004). Presentan geometrías lítricas y un nivel de despegue regional situado en el Triásico Medio–Superior (principalmente en las facies *Keuper*) (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993; Capote *et al.*, 2002; Casas *et al.*, 2000), y un despegue basal probablemente en el zócalo varisco (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2004; Simón y Liesa, 2011).

Ambas alineaciones condicionaron fuertemente la etapa compresiva posterior durante el Cenozoico. La Cordillera Ibérica se caracteriza por un grado de deformación moderado, con muy poco magmatismo y metamorfismo y un comportamiento contrastado entre los materiales de la cobertera mesozoica–cenozoica y el zócalo varisco, entre los que se sitúa un nivel de despegue regional (Simón y Liesa, 2011). Las estructuras compresivas en la parte oriental de la Cordillera, tienen dos alineaciones sobrepuestas de pliegues y cabalgamientos con las mismas orientaciones que las fallas mesozoicas (Guimerà, 1988; Simón, 2004), y representan la reactivación e inversión de éstas (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerà y Salas, 1996; Soria, 1997; Capote *et al.*, 2002; Salas *et al.*, 2001; Liesa y Simón, 2004; Liesa *et al.*, 2004).

Durante esta etapa, la posición de la Cuenca Ibérica entre dos márgenes activos (los Pirineos al noreste y, más tarde, las Béticas al sureste) determinó que fuera sometida a dos direcciones principales de acortamiento: NW–SE -paralela a la orientación general de la cuenca mesozoica- y NE–SW -perpendicular a la orientación de la cuenca-, dando como resultado una historia de paleoesfuerzos compleja (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002). En este sentido, Liesa y Simón (2007, 2009) proponen un modelo que engloba tres

campos de esfuerzos que actuaron independientemente. El primer campo se desarrolló durante el Eoceno medio–Oligoceno terminal con una orientación del esfuerzo principal máximo σ_1 en la dirección NE–SW y fue el más intenso; el segundo presenta dos picos de actividad: uno parcialmente coetáneo al anterior (Eoceno) orientado ESE–WNW y otro actuando entre el Oligoceno terminal–Mioceno inferior con una orientación SE–NW a SSE–NNW; el último campo actuó desde el Oligoceno final con una orientación NNE–SSW.

El cabalgamiento de Utrillas (Fig. 1c) es la estructura más occidental del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio–Vandellós. Tiene una orientación E–W y vergencia norte (Casas *et al.*, 2000; Simón y Liesa, 2011), y separa la cuenca *piggy-back* de Aliaga (al sur) y la de antepaís de Montalbán (al norte) (González y Guimerà, 1993; Simón y Liesa, 2011). Se encuentra dentro del dominio estructural de la Zona de Enlace, que pone en contacto la Cordillera Costero Catalana (NE–SW) y la Cordillera Ibérica (NW–SE) y representa la inversión de la cuenca jurásico–cretácica del Maestrazgo (Guimerà, 1988, 2004) (Fig. 1a). Está, por tanto, en una zona donde interfieren las alineaciones estructurales de ambos dominios, siguiendo el margen norte de la cuenca extensional (Liesa *et al.*, 2004; Antolín-Tomás *et al.*, 2007). En profundidad, despega en el Triásico medio–superior (facies *Muschelkalk* y *Keuper*) (Guimerà, 2004), aunque en otros sectores más meridionales y occidentales también involucra el zócalo varisco (Casas *et al.*, 2000; Liesa *et al.*, 2000; Simón y Liesa, 2011).

3. Metodología

El estudio de la geometría, relaciones tectónica–sedimentación y cinemática del emplazamiento del cabalgamiento de Utrillas en su sector oriental (Montalbán–Castel de Cabra) se ha desarrollado en cuatro fases diferentes (Tabla 1). Durante la primera fase, se realizó una búsqueda y estudio de los trabajos publicados sobre aspectos estratigráficos y tectónicos de la zona de la Cuenca de Montalbán y Cordillera Ibérica, junto con aquellos trabajos que incluían cartografías geológicas y de facies, y cualquier tipo de información respecto a las direcciones de transporte de los cabalgamientos de la zona de estudio y su entorno. Se recortó con el *software* Global Mapper la ortoimagen que engloba el área de trabajo, la hoja 518 de la cartografía geológica de la serie MAGNA (Canérot *et al.*, 1977)

y el modelo digital de terreno de la zona de estudio, y se creó un archivo GIS en ArcMap para su posterior consulta y realización de una cartografía geológica.

Durante la segunda fase, se abordó el trabajo de campo para el reconocimiento regional y local de la zona de estudio y la toma de datos. Las campañas de campo se desarrollaron haciendo cortes transversales a la estructura a lo largo de los valles que cruzan de norte a sur el cabalgamiento de Utrillas (Cerro Onzil, Río Palomar, Arroyo Callacoyazos y Fuente de la Cascada) y el de Río Ancho (valle del Río Ancho). Se recolectaron datos cinemáticos y estructurales (planos y estrías de falla; estructuras S–C) de los cabalgamientos principales en la medida de lo posible, y estratigráficos (buzamientos; reconocimiento de unidades). Además, se estudiaron las relaciones entre la tectónica y la sedimentación (discordancias; rupturas sedimentarias; unidades implicadas en el movimiento) y se realizaron fotografías de detalle y panorámicas y esquemas de campo de las estructuras para su posterior fotointerpretación. Los datos cinemáticos y estructurales fueron tomados mediante métodos analógicos (brújula de tipo Brunton) y digitales (aplicación Midland Valley FieldMove Clino para teléfono móvil y *tablet* basados en el sistema Android) y georeferenciados digitalmente con la misma aplicación. Además, el trabajo también se centró en validar los trabajos previos cartográficos para posteriores modificaciones en caso de ser necesarias.

Tabla 1: Desglose de las actividades desarrolladas para la realización del trabajo y el software usado para cada una de ellas.

Fase	Tarea	Software / Técnica
Búsqueda de información	Búsqueda y lectura de la bibliografía	
	Creación archivo GIS	Global Mapper; ArcMap
Toma de datos	Trabajo de Campo	Midland Valley FieldMove Clino; Brújula Brunton
Caracterización de la macroestructura	Realización de la cartografía	ArcMap; Global Mapper; Google Earth
	Realización e interpretación de cortes geológicos	Adobe Illustrator; Adobe Photoshop
Análisis e interpretación de datos	Análisis de datos estructurales	Proyección estereográfica (FaultKin)
	Informatización de imágenes y esquemas de campo	InkScape; Adobe Illustrator; Adobe Photoshop
	Redacción Memoria	Word; Excel

La tercera fase consistió en la caracterización de la macroestructura a partir de la realización de una cartografía geológica de la zona de estudio basada en los datos tomados

en el campo, las ortoimágenes e imágenes satélite (Google Earth) y la cartografía geológica previa de la hoja 518 de la serie MAGNA (Canérot *et al.*, 1977), mediante el programa ArcMap. Una vez realizada, se escogieron tres secciones representativas orientadas perpendicularmente a la traza de los cabalgamientos (NNE–SSW). A partir de la cartografía y los datos de campo, se dibujaron manualmente sendos cortes geológicos con Adobe Illustrator y Adobe Photoshop, previa extracción de los perfiles topográficos con Global Mapper.

Finalmente, durante la cuarta y última fase se realizó el análisis e interpretación de las macro y mesoestructuras incluyendo la realización de cortes geológicos con Adobe Illustrator y Adobe Photoshop. Asimismo, los datos estructurales tomados se representaron y analizaron en proyección estereográfica mediante el *software* FaultKin (Marrett y Allmendinger, 1990; Allmendinger *et al.*, 2012) y se procedió a la fotointerpretación e informatización los esquemas de campo mediante el *software* InkScape. Finalmente, se procedió a la redacción de la memoria del trabajo.

4. Materiales

En el sector estudiado en torno al cabalgamiento de Utrillas, tanto en el bloque superior como en el inferior, afloran materiales que engloban rocas del Paleozoico (basamiento), Mesozoico (series sin- y post-*rift*) y Cenozoico (sedimentos sin-orogénicos) (Fig. 2).

El Paleozoico aflora en el anticlinal NW–SE de Montalbán, que a su vez es el límite norte de la cuenca cenozoica de Montalbán, y está constituido por potentes series turbidíticas (areniscas y pizarras) del Carbonífero Inferior con intercalaciones de rocas volcánicas del Carbonífero Superior (Casas *et al.*, 2000) (Figs. 1 y 2).

La serie mesozoica es la que mayor espesor tiene de todas en su conjunto y se depositó en un contexto extensional (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993; Capote *et al.*, 2002), dando lugar a muchas variaciones de potencia de los sedimentos, especialmente en los depósitos sin-*rift* de las dos etapas anteriormente mencionadas (Fig. 2).

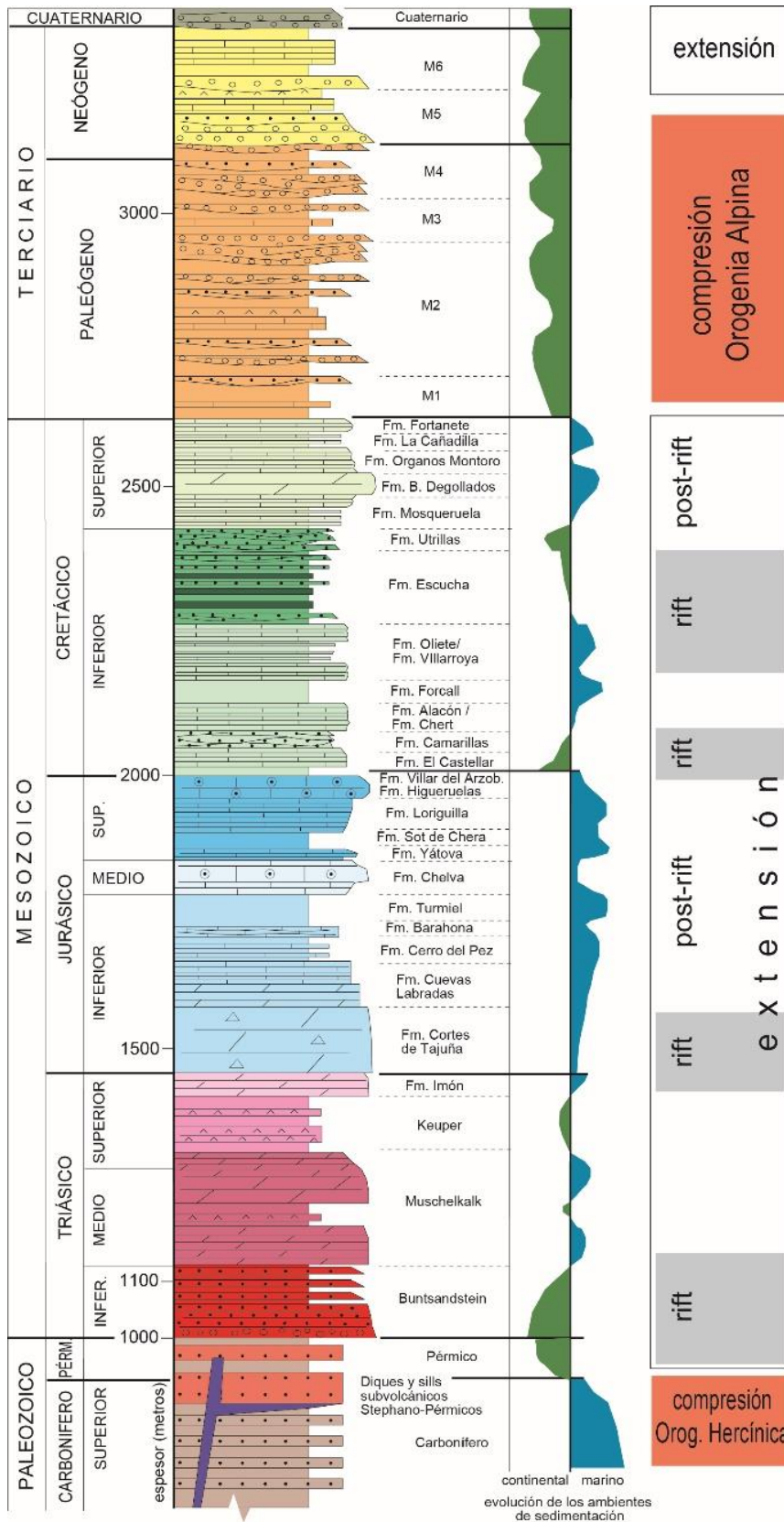


Figura 2: Columna estratigráfica sintética de la zona de estudio que recoge las unidades litoestratigráficas, sus ambientes sedimentarios (marino–continental) y los regímenes tectónicos dominantes. Modificada de Aurell et al. (2001).

Los primeros materiales mesozoicos corresponden al Triásico en sus facies germánicas (Garrido y Villena, 1977) (Fig. 2), que incluyen las areniscas y lutitas rojas del *Buntsandstein*, las calizas, dolomías y margas del *Muschelkalk* y las lutitas y evaporitas del *Keuper* (de especial importancia puesto que actúan como nivel de despegue tanto en la fase extensional como en la compresiva posterior).

Por encima de éstos se encuentran las rocas del Jurásico (Fig. 2), formadas principalmente por carbonatos y margas, y depositados en un contexto de mar epicontinental somero (Aurell *et al.*, 2002). Estos sedimentos pueden estar ausentes en varias localizaciones (especialmente en el flanco sur del anticlinal de Montalbán), ya sea por no depósito o por erosión (Casas *et al.*, 2000).

El Cretácico Inferior (Salas, 1987) yace discordantemente sobre el Jurásico, y en este sector estuvo fuertemente controlado por fracturas normales de la etapa de *rifting* continental (Soria, 1997; Casas *et al.*, 2000), que causaron sustanciales variaciones de espesor (e.g., flanco sur del anticlinal de Montalbán; Fig. 1). Engloba depósitos continentales de lutitas, areniscas, margas y carbonatos lacustres (facies *Weald*), marinos, compuestos por calizas y margas (facies *Urgon*), y todo ello culmina con las margas y calizas con lignitos transicionales de la Fm. Escucha (Fig. 2).

La sedimentación en el Cretácico Superior empieza con las areniscas eólicas de la Fm. Utrillas (Rodríguez-López *et al.*, 2008) que se depositan en discordancia sobre el Cretácico Inferior y le siguen las dolomías, calizas y margas de ambientes marinos someros y *lagoon* precompresivas (Martín-Chivelet *et al.*, 2002), que engloban las Fms. Barranco de los Degollados, Mosqueruela, Órganos de Montoro, La Cañadilla y Fortanete (Fig. 2).

Por encima de la serie mesozoica se encuentran en discordancia todas las unidades cenozoicas depositadas sincrónicamente a la etapa de inversión positiva de la Cuenca Ibérica, por lo que son de especial importancia para este estudio. Son depósitos continentales divididos en unidades tecto-sedimentarias (UTS) (M₁–M₅ en el caso de la cuenca de Montalbán; Pérez *et al.*, 1983) (Figs. 2 y 3). Abarcan un lapso de tiempo que va desde el Paleoceno hasta el Mioceno medio, determinado gracias a yacimientos de micromamíferos (Pérez *et al.*, 1983; Pardo *et al.*, 1989) (Fig. 3).

Están separadas por discordancias en la base y el techo y, de forma general, incluyen conglomerados, areniscas, lutitas, carbonatos y yesos (Villena *et al.*, 1996). Estos

depósitos son el reflejo del ambiente sedimentario en el que se depositaron, correspondiéndose a ambientes aluviales en los márgenes de la cuenca que gradan hacia el centro a ambientes lacustres.

Cada una de las UTS engloba un ciclo granodecreciente en la base y otro granocreciente hacia techo (Figs. 3 y 4), indicativos de los intervalos de actividad tectónica que han permitido registrar el avance del cabalgamiento de Utrillas a lo largo del proceso orogénico y post-orogénico (Pardo *et al.*, 1989; Simón y Liesa, 2011). Este registro se puede determinar por la evolución vertical de cada una de las unidades individuales, puesto que en los periodos de menor actividad tectónica se producirá la sedimentación de los finos, mientras que durante los pulsos de movimiento habrá depósito de groseros, definiendo roturas sedimentarias y los ciclos granodecreciente–granocreciente (Figs. 3 y 4).

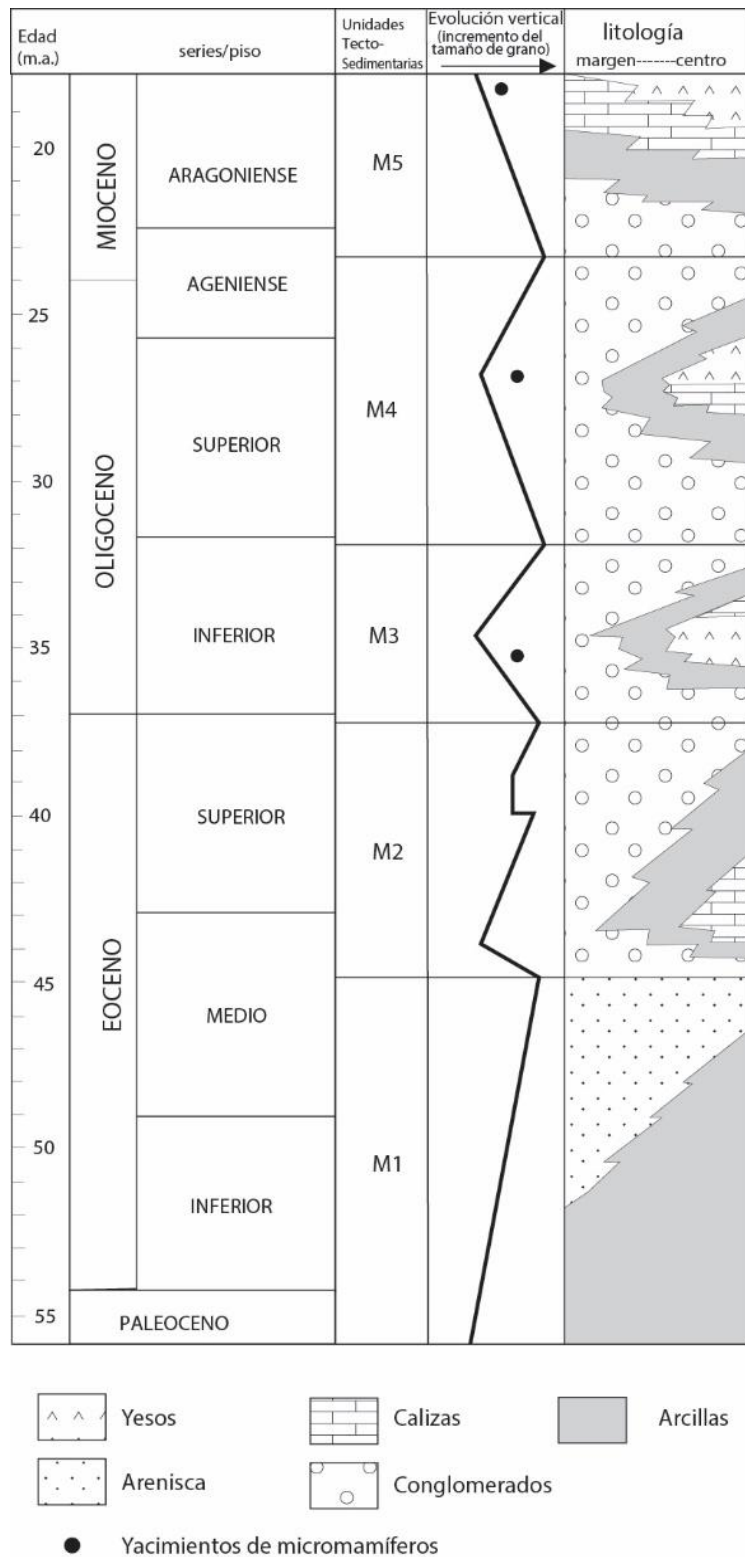


Figura 3: Perfil estratigráfico sintético con la evolución vertical y composicional de las unidades tecto-sedimentarias diferenciadas en la Cuenca de Montalbán y su edad. Modificado de Casas *et al.* (2000).

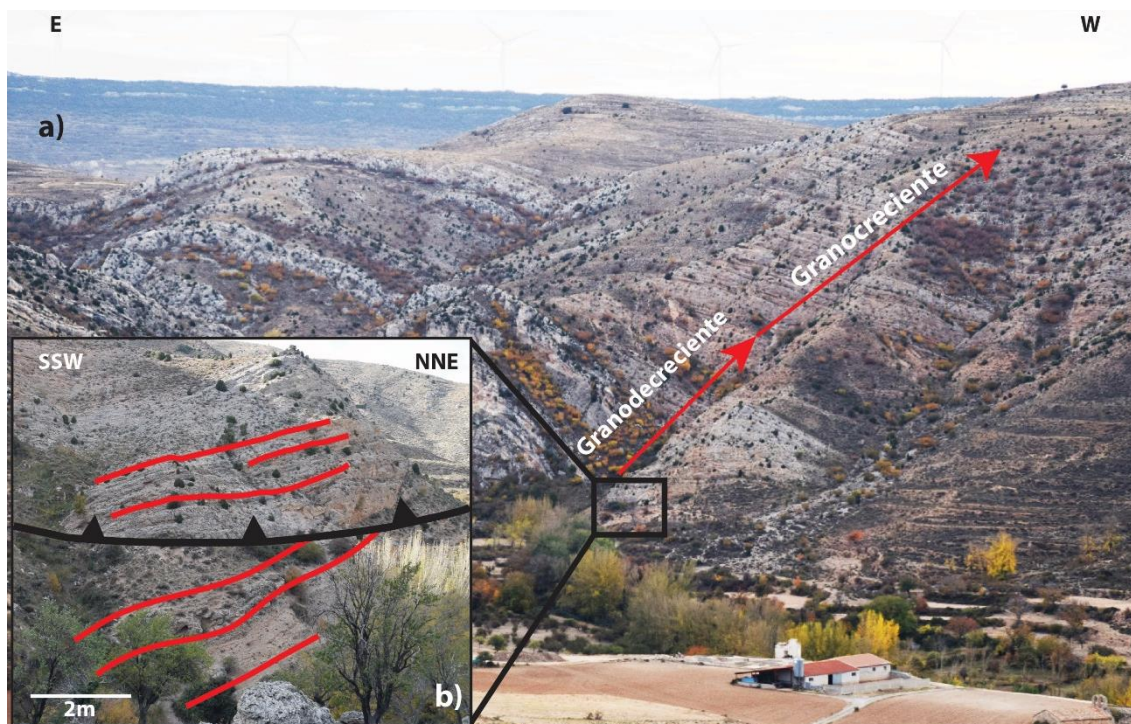


Figura 4: Vista panorámica del bloque superior del cabalgamiento de Utrillas en el sector de Castel de Cabra. **a)** Secuencia granodécree–granocreciente correspondiente a la unidad M_4 cabalgando sobre la UTS M_3 de la cuenca de Montalbán. **b)** Detalle del cabalgamiento de Utrillas poniendo en contacto la unidad M_4 sobre M_3 .

La unidad M_3 es la que aflora principalmente en la zona de estudio entre Montalbán y Castel de Cabra, tanto en el margen norte como en el sur de la Cuenca de Montalbán, mientras que las UTS M_4 y M_5 únicamente se encuentran al sur, ya sea en el bloque superior del cabalgamiento de Utrillas (M_4 y M_5) o bien adosada al bloque inferior (M_4). El resto de unidades no aparecen en superficie en el sector, lo que añade cierta complejidad a su estudio por la falta de información que permita interpretar su presencia o ausencia (Fig. 1).

La unidad M_1 (Paleoceno Superior–Eoceno Medio) está constituida por areniscas silíceas y lutitas rojas y se corresponde con depósitos medios–distales de grandes abanicos aluviales (más de 50 km de largo), de procedencia norte y noreste, donde se encontraba su área fuente (Pérez *et al.*, 1983; Pardo *et al.*, 1989). Es la unidad más expansiva de todas, superando los límites de la actual cuenca puesto que solo se encuentran facies medias y distales, y cuya evolución es granocreciente (Fig. 3; Pérez *et al.*, 1983).

La unidad M_2 (Eoceno Medio–Superior) la componen conglomerados poligénicos (excepto en la base, que son exclusivamente de caliza), lutitas rojas, areniscas silíceas y,

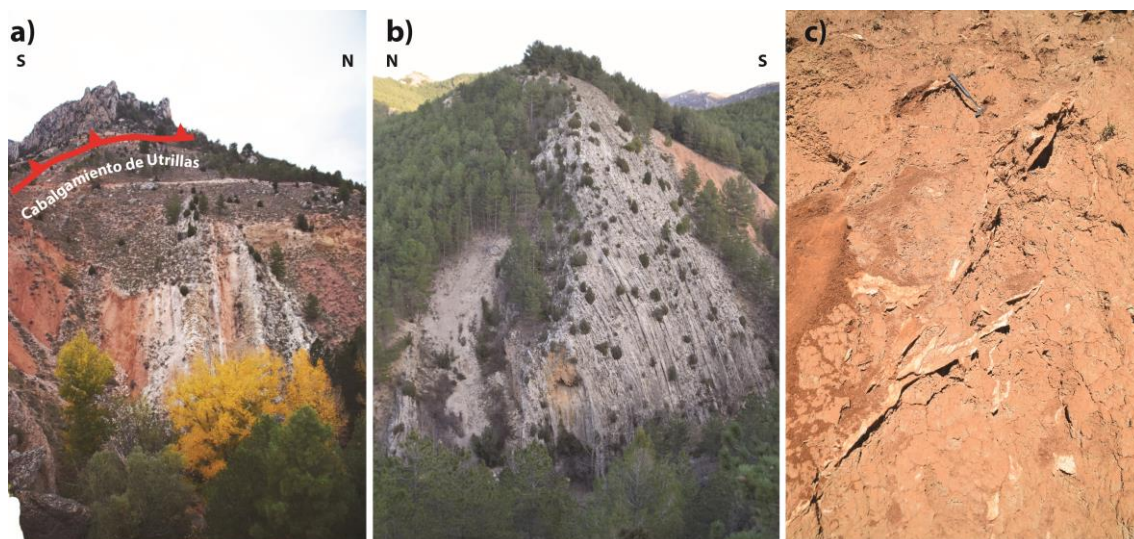


Figura 5: Detalle de las diferentes litologías contenidas en la UTS M_3 . **a)** Facies aluviales distales adosadas en el bloque inferior del cabalgamiento de Utrillas. **b)** Calizas lacustres **c)** Yesos y arcillas.

en menor medida, calizas lacustres, correspondientes a depósitos de una red entrelazada de llanura aluvial de procedencia similar a M_1 (Pérez *et al.*, 1983). La evolución de la unidad indica que hacia la base el área fuente es el Mesozoico, mientras que hacia techo es tanto el Paleozoico como el Mesozoico (Casas *et al.*, 2000), lo que indicaría un levantamiento del margen norte de la cuenca que llega a exponer rocas del Paleozoico. El contacto con M_1 es concordante, definido por una ruptura sedimentaria (Fig. 3).

La tercera unidad, M_3 (Oligoceno Inferior), aflora en superficie ampliamente en todo el sector de estudio (Figs. 1c y 3). Está formada por conglomerados monogénicos de cantos de caliza y lutitas rojas en el margen norte y sur, que hacia el centro de la cuenca cambia lateralmente a calizas con gasterópodos y algas y lutitas rojas con yesos (Figs. 3 y 5). La unidad se ha dividido en este trabajo en cinco subunidades (ver apartado de macroestructura). Los depósitos de esta unidad se corresponden a abanicos aluviales de procedencia norte y sur, con un sistema lacustre instalado en el centro de la cuenca, lo que indica a un levantamiento en ambos límites. El contacto con M_2 es concordante (definido por una ruptura sedimentaria) y puede yacer discordante sobre M_1 (Pérez *et al.*, 1983).

La unidad M_4 (Oligoceno Superior–Mioceno Inferior) aflora puntualmente en el margen sur adosada al bloque inferior del cabalgamiento de Utrillas (Fig. 6b), y en el bloque superior (Fig. 4). Está constituida por conglomerados polimícticos de cantos de caliza (predominantes) y arenisca, y por lutitas (Fig. 6a). El ambiente deposicional se



Figura 6: *a) Detalle de la unidad tecto-sedimentaria M₄, con cantos predominantes de caliza y alguno de arenisca en la parte inferior de la imagen. b) Panorámica de los depósitos proximales de la unidad M₄ en el bloque inferior del cabalgamiento de Utrillas. c-f) Conglomerados de cantos de caliza heterométricos de la unidad M₅.*

corresponde con abanicos aluviales, cuya procedencia es tanto del margen norte como del sur, indicando actividad tectónica en ambos márgenes, aunque en el sector de estudio no existen afloramientos proximales en el límite septentrional (Fig. 1).

Finalmente, la unidad M₅ (Mioceno Inferior) se encuentra representada únicamente y de forma escasa en el bloque superior del cabalgamiento de Utrillas en este sector. La forman conglomerados poligénicos con grandes cantos heterométricos de caliza, cuarzo y arenisca (Pérez, *et al.*, 1983). No obstante, al encontrarse en el borde sur, no hay representación de cantos de cuarzo ya que no existe un área fuente con esta litología (Fig. 6c-f).

5. Macroestructura

5.1 Introducción

El cabalgamiento de Utrillas, con una serie mesozoica–cenozoica en su bloque superior, cabalga en el sector de estudio sobre los materiales cenozoicos de las unidades tecto-sedimentarias M₃ y M₄, que constituyen el relleno superficial de la Cuenca de Montalbán (Fig. 7 y Anexo 1). Representa el límite, además, entre la cuenca *piggy-back* de Aliaga y la de antepaís de Montalbán.

La Cuenca de Montalbán en este sector está limitada al norte por el anticlinal NW–SE de Montalbán, al sur por el cabalgamiento cenozoico de Utrillas y a este y oeste por las poblaciones de Castel de Cabra y Montalbán (Fig. 7 y Anexo 1). Tiene forma alargada, con unas dimensiones máximas de 9.5 km de largo por 1.9 km de ancho y una orientación WNW–ESE. Hacia el este (Castel de Cabra), la cuenca se estrecha hasta desaparecer ahí donde el cabalgamiento de Utrillas se superpone sobre el anticlinal de Montalbán, mientras que al oeste adquiere mayor anchura, especialmente pasada la población de Montalbán. La geometría de la cuenca dibuja un monoclinal en términos generales, con un flanco norte invertido y subvertical y un flanco meridional con un ligero buzamiento hacia el sur y cortado en rampa de bloque inferior por el cabalgamiento de Utrillas, que despega a nivel del Paleozoico más al sur, involucrando el zócalo varisco (Fig. 8).

Su relleno sedimentario en superficie corresponde principalmente a la unidad tecto-sedimentaria M₃, aunque la UTS M₄ aflora puntualmente en su límite sur, tanto en el bloque inferior del cabalgamiento como en el superior. Además de estas dos unidades, la UTS M₅ también se encuentra mínimamente representada en el margen meridional, siendo transportada en el bloque superior (Fig. 7 y Anexo 1).

La principal diferencia entre la cartografía presentada en este trabajo respecto a las anteriores en lo que al relleno se refiere (e.g., hoja 518 de la serie MAGNA; Canérot *et al.*, 1977), es que la UTS M₃ ha sido subdividida en cinco paquetes litológicos que son de alto valor cartográfico y permiten deducir con mayor precisión la estructura general. Estos paquetes de base a techo son: M₃–inferior, en contacto con la Fm. Utrillas al norte; M₃–calizas inferiores; M₃–arcillas; M₃–calizas superiores; M₃–superior (Figs. 7 y 9). Estas unidades son el reflejo de los diferentes ambientes sedimentarios durante la sedimentación de la unidad, con depósitos groseros aluviales en los márgenes norte y sur (donde había actividad tectónica), y un sistema lacustre instalado en el centro de la cuenca

en el que se depositaron los carbonatos, yesos y arcillas, que han permitido tanto la diferenciación de las unidades, como facilitado la deformación intra-cuenca, especialmente los yesos y arcillas. Los contactos entre ellas representan normalmente cambios laterales y verticales de facies.

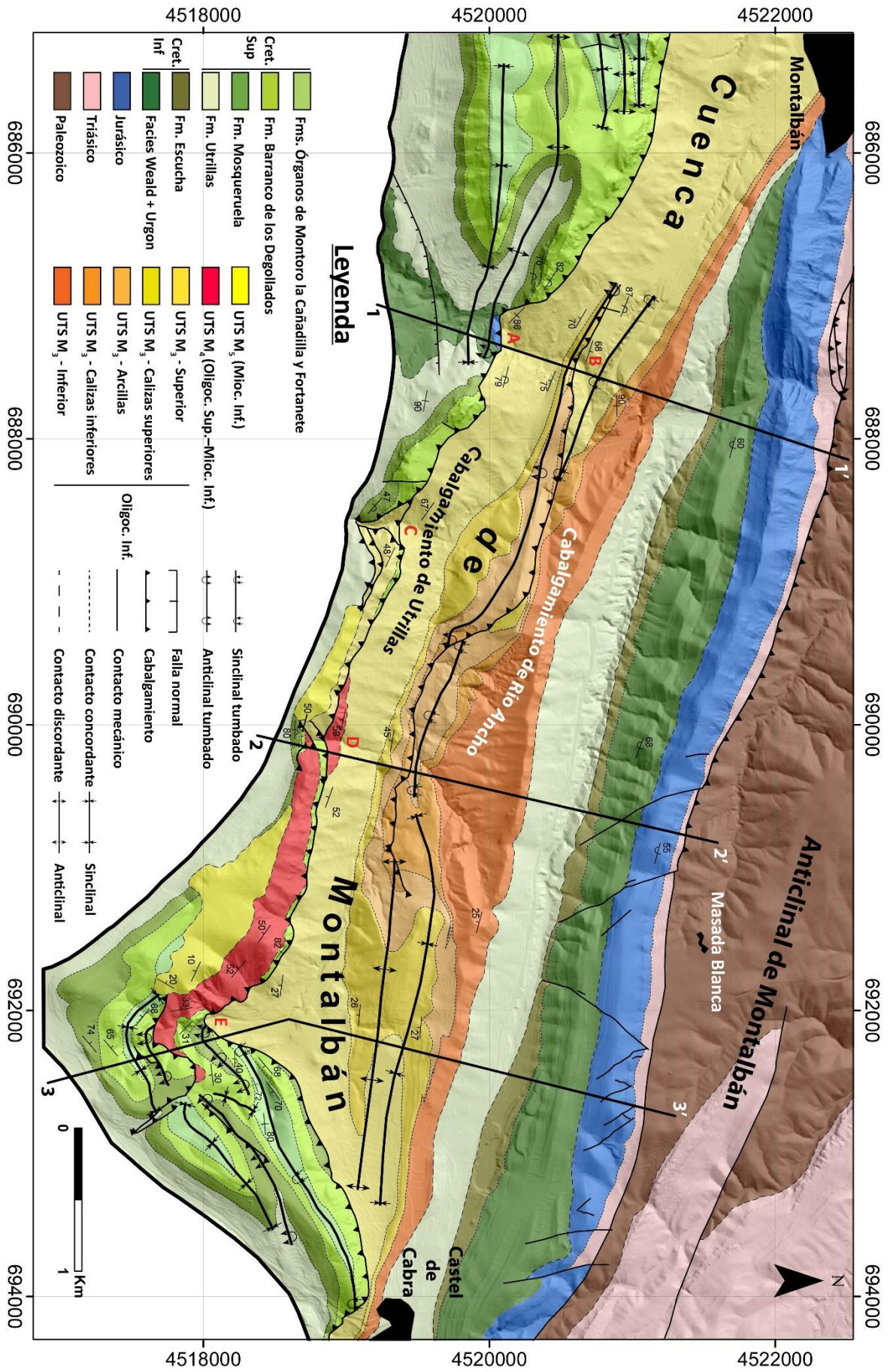
Desde el punto de vista estructural, la cartografía también presenta algunas diferencias respecto a trabajos previos, sobre todo en la traza del cabalgamiento de Utrillas, de orientación WNW–ESE a NE–SW y vergencia norte. Allí se han encontrado nuevos planos cabalgantes que han podido ser cartografiados a lo largo de cuatro valles, que son de oeste a este: Cerro Onzil, Río Palomar, Arrollo Callacoyazos y Fuente de la Cascada (ver puntos A; C; D; E en la Fig. 7; Fig. 8). La distribución de las subunidades antes descritas, ha permitido mejorar la cartografía en la cuenca de Montalbán incluyendo el cabalgamiento denominado aquí de Río Ancho y los pliegues relacionados con éste.

5.2 Estructura general

En el sector oeste (corte 1–1'; Fig. 8a), el plano de cabalgamiento principal se dispone con buzamientos laxos hacia el sur, en torno a los 25-30°, que se mantienen en profundidad a lo largo de la rampa (Simón y Liesa., 2011). A su vez, éste tiene planos menores asociados, que se disponen bien con mayores buzamientos (70-80°) (Fig. 10a), o subparalelos al principal (Fig. 10b). No obstante, en el frente de cabalgamiento, el plano se verticaliza un poco, hecho por el cual el cabalgamiento se propaga al sector de cuenca rompiendo una pequeña cuña (Figs. 8a y 10b).

Un poco al este, en el valle del Río Palomar (ver figura 7 para ubicación; Fig. 10a), se puede observar la misma relación, donde el plano de menor buzamiento (30°) tiene asociados otros menores, ya sea de buzamiento mayor (parte sur de la Fig. 10a) o menor (parte norte de la Fig. 10a). Igual que en el caso anterior, el cabalgamiento propaga la deformación hacia el área superficial de la cuenca, cosa que en el sector oriental de la

Figura 7: Cartografía geológica del área de estudio entre Montalbán y Castel de Cabra (ver situación Fig. 1a). En el sector central se encuentra la cuenca cenozoica de Montalbán, limitada al norte por los materiales del Cretácico Inferior y Jurásico y el anticlinal de Montalbán, y al sur por el Cabalgamiento de Utrillas, que transporta a espaldas las rocas del Cretácico Superior de la Cubeta de Aliaga. Leyenda: **A)** Estación Cerro Onzil. **B)** Estación Río Ancho. **C)** Estación Río Palomar. **D)** Valle del Arrollo Callacoyazos. **E)** Estación Fuente de la Cascada.



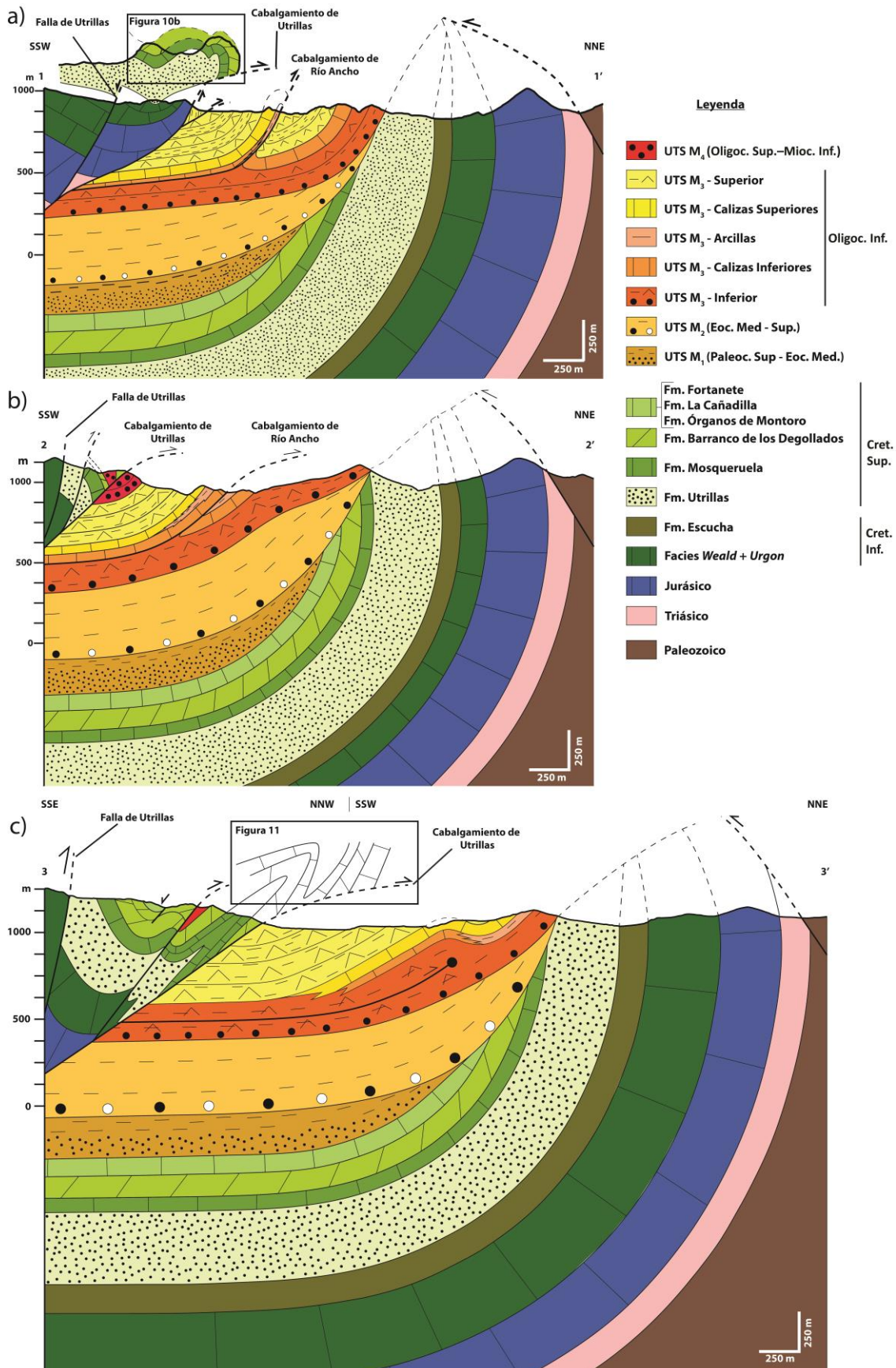


Figura 8: Cortes geológicos realizados en la zona de estudio (consultar figura 7 para ubicación): **a)** Corte del Cerro Onzil, **b)** Corte del Arroyo Callacoyazos y **c)** Corte de la fuente de la Cascada.

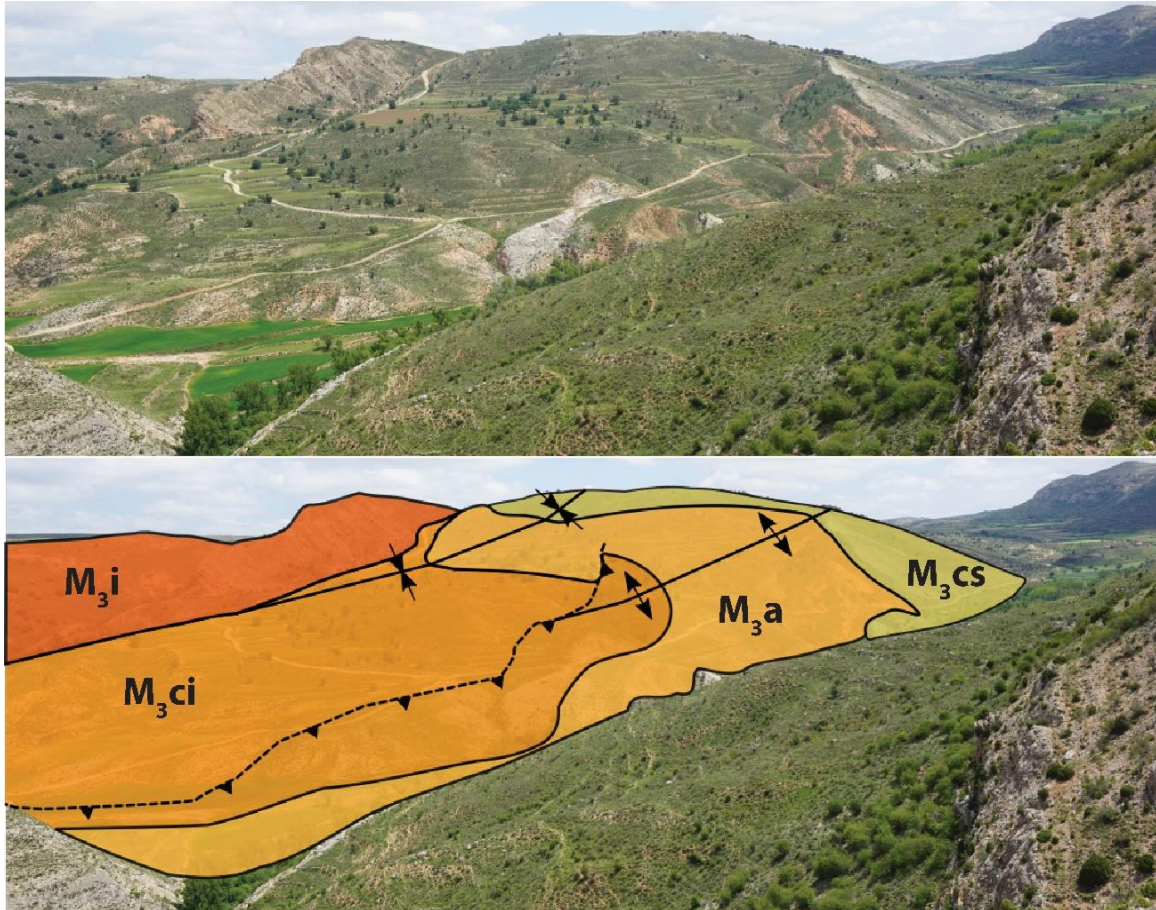


Figura 9: Vista panorámica desde el Arrollo Callacoyazos de las distintas unidades diferenciadas dentro de la M_3 en el sector central de la cuenca de Montalbán. Leyenda: M_{3i} : M_3 inferior; M_{3ci} : M_3 -calizas inferiores; M_{3a} : M_3 -arcillas; M_{3cs} : M_3 -calizas superiores.

estructura no ocurre (corte 3-3'; Fig. 8c). En este caso, la expresión superficial sería la de un anticlinal de propagación de falla (corte 3-3'; Fig. 8c).

La deformación interna de la lámina de bloque superior es notable y aumenta ligeramente hacia el este. Dentro de ésta, se pueden observar dos familias de pliegues con orientaciones perpendiculares entre sí, asociados a la rampa de cabalgamiento. La primera familia se orienta WNW-ESE, siendo dominantes en el sector oeste y central de la lámina (Fig. 7 y Anexo 1), con geometrías poco apretadas y repliegues menores reflejo de cambios de buzamiento de la rampa del cabalgamiento de Utrillas (Figs. 8a y 10b). La segunda familia se orienta NE-SW y se encuentran al este de la zona de estudio, donde además muestran una interferencia de pliegues de tipo 2b según Simón (2004), condicionado por un cambio de dirección de la rampa. Son muy apretados y se encuentran tumbados (Figs. 8c y 11), debido a un menor buzamiento de la rampa del cabalgamiento. En ambas orientaciones, el Cretácico Superior se dispone verticalizado e incluso

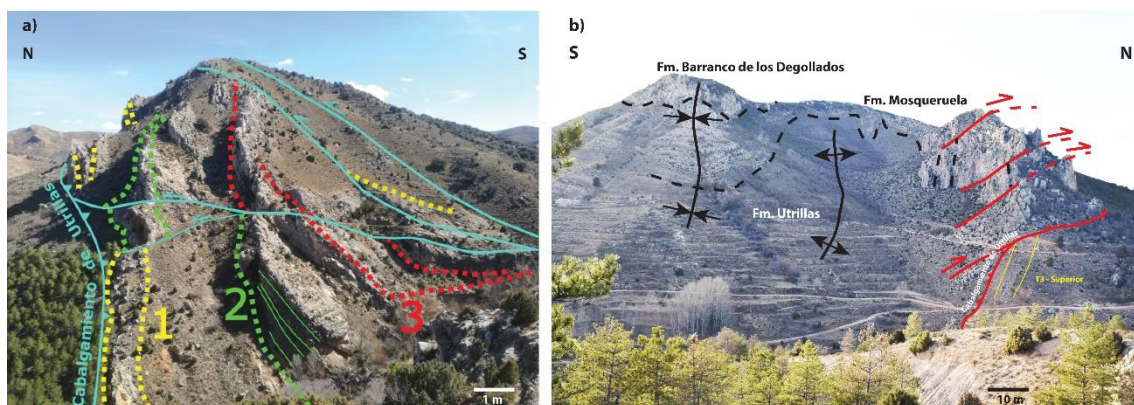


Figura 10: Vista panorámica de los afloramientos del Río Palomar y Cerro Onzil. **a)** Cabalgamiento de Utrillas en el corte del Río Palomar donde se puede ver un plano de cabalgamiento buzando hacia el S (unos 25°) que lleva asociados planos con mayores buzamientos en el bloque superior. **b)** Vista panorámica al W del Cerro Onzil, en el sector occidental del área de estudio. El Cretácico Superior se dispone subvertical e invertido y es cortado por planos asociados al cabalgamiento principal, que en este área propaga la deformación al sector de la cuenca de Montalbán.

invertido, tal y como se puede observar en los cortes 1–1', 2–2', 3–3' y en general en los afloramientos puntuales del frente de cabalgamiento (Figs. 7 y 8; Anexo 1).

En la parte más meridional de la estructura, tanto en las partes centrales como orientales de la lámina, existen otros planos de cabalgamiento que son importantes en el bloque superior, puesto que acomodan deformación. En general, tanto el plano principal como éstos, enlazarían en profundidad con una falla heredada del periodo extensional mesozoico (falla de Utrillas), que discurre paralela al cabalgamiento de Utrillas por todo el margen meridional del sector de estudio (Fig. 8), y que sería una de las fallas que limitaban el margen septentrional de la subcuenca de Las Parras, situada al sur del área de estudio (Liesa *et al.*, 2000, 2004). Esta cuenca invertida positivamente, constituye la cuenca *piggy-back* de Aliaga.

El cabalgamiento de Utrillas involucra toda la serie mesozoica y parte del Cenozoico (UTS M₃, M₄ y M₅), haciendo aflorar en superficie al Jurásico en el margen oeste, que se superpone a los materiales cenozoicos de la UTS M₃–superior, cortados en rampa a lo largo de todo el trazo. Estos mismos sedimentos, en el bloque inferior, adquieren buzamientos sub-horizontales o ligeramente inclinados hacia el sur a lo largo de toda la cuenca (Fig. 8).

El sector central de la cuenca cenozoica de Montalbán es el que mayor variabilidad en la deformación contiene. En el margen oeste, es donde mayor grado adquiere, ya que la unidad M₃ se encuentra cabalgada sobre sí misma (cabalgamiento de Río Ancho) y dibuja

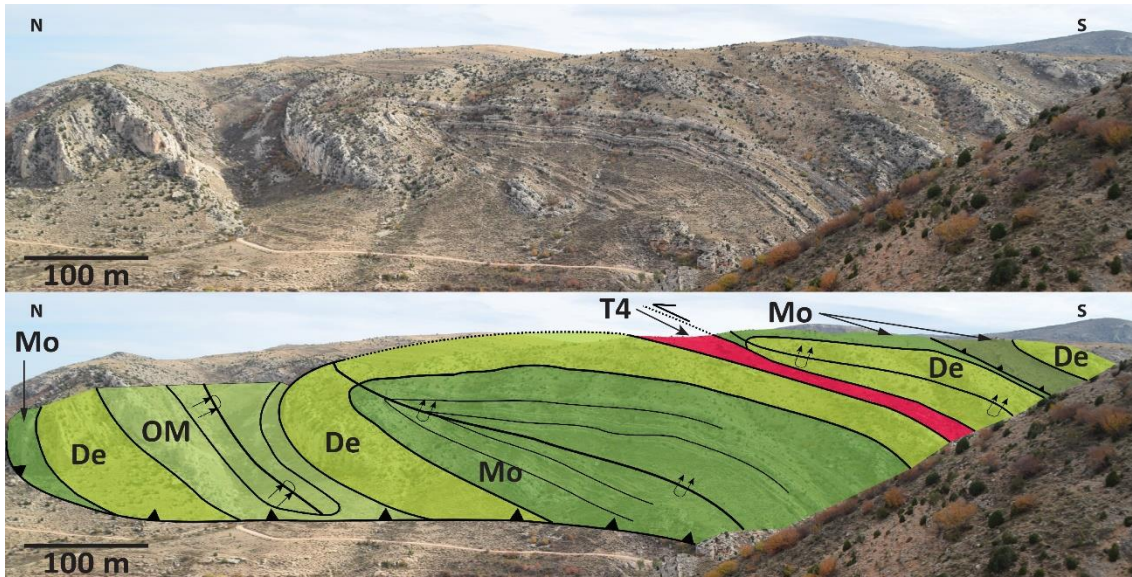


Figura 11: Cabalgamiento de Utrillas en el corte de la Fuente de la Cascada, con los materiales del Cretácico Superior dibujando un anticlinal y sinclinal tumbados. Al sur, parece M_4 discordante que es cabalgada por el Cretácico Superior. Leyenda: **Mo:** Fm. Mosqueruela; **De:** Fm. Barranco de los Degollados; **OM:** Fm. Órganos de Montoro.

un pliegue sinclinal bastante apretado en el bloque inferior, absorbiendo parte de la deformación (corte 1–1'; Fig. 8a). En este caso, el plano de cabalgamiento también tiene estructuras asociadas, ya que las calizas superiores (M_3 –calizas superiores) y la unidad arcillosa (M_3 –arcillas) dibujan un pliegue de arrastre anticlinal de bloque superior. Ambos pliegues discurren paralelos a la traza del cabalgamiento, con una orientación WNW–ESE. En profundidad, el plano se horizontaliza hasta una situación de rellano, despegado a favor de los niveles de yeso y arcilla que contiene el relleno de la cuenca. Estas mismas estructuras se amortiguan en los sectores centrales y orientales de la cuenca. Si bien en el centro, a lo largo de la sección 2–2' (Fig. 8b), las características estructurales son parecidas a la sección 1–1' pero con un grado menor de deformación, en el corte 3–3', cercano a Castel de Cabra (Fig. 8c), el cabalgamiento se vuelve ciego adquiriendo una expresión en superficie de pliegue anticlinal laxo (*fault propagation folding*), seguido de un sinclinal con la misma geometría (Figs. 8c y 9).

En el margen norte de la cuenca también se observa una cierta variabilidad, ya que cerca de Montalbán, la unidad M_3 presenta buzamientos subverticales, mientras las capas van perdiendo buzamiento hacia el este donde los máximos buzamientos son de 25° hacia el sur (Figs. 7 y 8).

Más al norte, la parte inferior de la UTS M_3 (M_3 –inferior) está en contacto discordante sobre el Mesozoico, que aparece verticalizado o invertido en superficie. En la parte más

septentrional del corte aparece el flanco sur subvertical e invertido del anticlinal de núcleo paleozoico de Montalbán, que cabalga a lo largo de todo el sector cartografiado a todas las unidades anteriores con vergencia sur, y se encuentra despegado a nivel del Triásico Superior (Figs. 7 y 8).

6. Mesoestructuras y direcciones de transporte

6.1. Introducción

El trabajo de campo a lo largo de los frentes de los cabalgamientos de Utrillas y Río Ancho se ha desarrollado en los valles y barrancos que los cruzan perpendicularmente, donde las elevadas pendientes han facilitado buenos afloramientos de los planos de cabalgamiento. Se ha establecido cuatro estaciones de medición de datos cinemáticos: Río Ancho, Cerro Onzil, Río Palomar y Fuente de la Cascada (puntos A; B; C; E; respectivamente en la Fig. 7 y Anexo 1). La primera de ellas se sitúa en el cabalgamiento de Río Ancho y las tres restantes en el cabalgamiento de Utrillas.

En estas estaciones se han encontrado algunos afloramientos excepcionales, tanto de planos principales de cabalgamiento (Fig. 12a) como otros menores (ya sean paralelos o asociados al principal) (Fig. 12b). Los datos medidos han sido, primeramente, analizados e interpretados para cada afloramiento y, posteriormente, para el conjunto de la estación. En conjunto, estos afloramientos han proporcionado un total de 42 resultados de direcciones de transporte (Tabla 2).

Las estructuras consideradas incluyen dos tipos de datos: estrías de falla (Fig. 13a–c) y estructuras S–C (Fig. 13d). Éstas últimas solo se han encontrado desarrolladas,

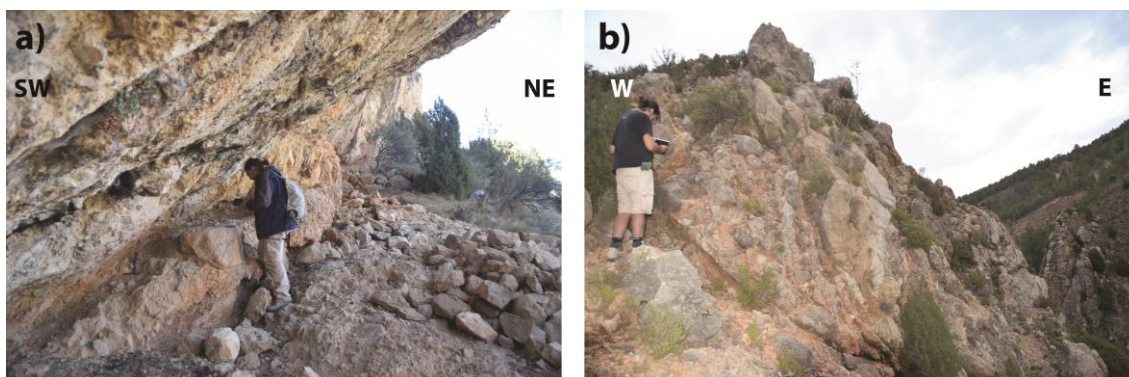


Figura 12: Ejemplos de planos donde se han tomado medidas de datos. **a)** Plano principal del cabalgamiento de Utrillas en el margen oeste del valle donde se ubica la estación Río Palomar (ver localización Figura 7). **b)** Plano menor asociado al cabalgamiento principal de Utrillas en la estación Cerro Onzil.



Figura 13: Estructuras usadas como indicadores cinemáticos. **a)** Dos familias de estrías de falla sobre el plano principal (afloramiento PAL5). La numeración indica la cronología relativa, donde la familia 1 es borrada por la 2 en algunos segmentos del plano. **b)** Dos familias de estrías de falla sobre un plano principal (afloramiento PAL5), mostrando transportes perpendiculares entre sí. **c)** Estrías de falla sobre una superficie pulida del plano principal (afloramiento PAL5). **d)** Estructura S-C sobre arcillas y yesos de la unidad tecto-sedimentaria M_3 (afloramiento PAL3).

normalmente, sobre arcillas de la unidad tecto-sedimentaria M_3 en las estaciones de Río Ancho (principalmente) y Río Palomar.

En todas las estaciones, se han hallado planos de cabalgamiento que contienen varias familias de estrías de falla superpuestas, cuya relación de corte ha sido tomada como base para poder establecer la cronología relativa del movimiento general de la estructura (Tabla 2; Fig. 13a y b). Concretamente, de los 28 planos en los que se han medido estrías, en 8 se han encontrado dos familias superpuestas (Tabla 2). En otros, solo se ha podido encontrar una, pero el análisis del transporte junto con las relaciones de corte comentadas anteriormente, han permitido relacionarla con una u otra secuencia temporal.

Por lo que respecta a las estructuras S-C (Fig. 13d), se han tomado las medidas de los planos de cizalla y foliación y proyectado estereográficamente los polos de ambos (hemisferio inferior; igual área). El plano de mayor ajuste de los polos se ha tomado como el plano de movimiento de la estructura, que indica directamente la dirección de transporte del cabalgamiento. En total, se han medido 6 planos C y 19 planos S repartidos

Tabla 2: Indicadores cinemáticos medidos en las estaciones de Río Ancho, Cerro Onzil, Río Palomar y Fuente de la Cascada. Se muestra: el tipo de estructura (**Pp**: Plano principal del cabalgamiento; **Pm**: Plano menor; **S-C**: Estructura S-C); la unidad estructural y estratigráfica que la contiene (**BS**: Bloque Superior; **BI**: Bloque Inferior; **CI**: Cretácico Inferior; **CS**: Cretácico Superior; **M₃** y **M₄**: Unidades tecto-sedimentarias M₃ y M₄); la orientación del plano de cabalgamiento (dirección y ángulo de buzamiento, siguiendo la regla de la mano derecha) y en el caso de las estructuras S-C se muestra la media de los planos C; el cabeceo de la estría sobre el plano indicando el sentido de movimiento ((**i**): Movimiento inverso; (**di**): Movimiento direccional inverso; (**n**): Movimiento normal) y cuando se ha podido establecer la relación de corte de dos familias de estrías su cronología relativa está indicada entre paréntesis ((**1**) y (**2**)), y la media de los planos de foliación si se trata de una estructura S-C; y la dirección de transporte obtenida para cada estructura.

Estación	Estructura	Unidad y posición	Plano	Estría / Plano de foliación	Dirección de transporte
Río Ancho					
C1A	Pp	M ₃ ; BS	143/72	56E (i)	348°
	Pp	M ₃ ; BS	138/50	76E (i) (1) 43E (di) (2)	025° 348°
	S-C	M ₃ ; BI	138/50	130/76	035°
	Pm	M ₃ ; BI	072/23	62W (i)	012°
	S-C	M ₃ ; BI	072/23	97/61	019°
	Pm	M ₃ ; BI	142/20	74E (i)	034°
C1B	Pp	M ₃ ; BS	137/45	64E (i)	013°
	S-C	M ₃ ; BS	137/45	121/76	025°
C1C	Pm	M ₃ ; BS	124/70	89E (i)	030°
	Pm	M ₃ ; BS	120/64	83W (i)	046°
C2	Pp	M ₃ ; BS	120/38	56E (i)	349°
	Pp	M ₃ ; BS	114/68	84E (i)	008°
Cerro Onzil					
CO1	Pm	M ₃ ; BI	103/48	76W (i)	033°
		M ₃ ; BI	103/32	80W (i)	025°
CO2	Pm	M ₃ ; BI	035/47	27W (di)	015°
CO3	Pm	CI; BS	112/88	68W (i) (1)	106°
				83E (i) (2)	310°
	Pp	CI; BS	097/58	81W (i) (1)	024°
				78E (i) (2)	345°
	Pp	CI; BS	90/58	86W (i)	009°
Pp	CI; BS	102/62	86E (i)	003°	
Río Palomar					
PAL1	Pm	M ₃ ; BI	143/36	28E (di)	346°
	Pm	CS; BS	099/72	78W (i)	043°
	Pm	CS; BS	113/82	87W (i)	042°
PAL2	Pm	M ₃ ; BI	302/12	73W (n)	048°
PAL3	Pp	M ₃ ; BI	094/17	88W (i)	007°
	S-C	M ₃ ; BI	089/21	108/54	029°
PAL4	Pp	M ₃ ; BI	146/53	78E (i) (1)	035°
				52E (i) (2)	003°
	Pp	M ₃ ; BI	150/58	63E (i) (1) 09E (di) (2)	015° 335°

Tabla 2 Continúa**

***Continuación Tabla 2*

PAL5	Pp	M ₃ ; BS	030/32	24W (di) (1)	009°
				59W (i) (2)	335°
	Pp	M ₃ ; BS	029/37	12W (di) (1)	019°
				87W (i) (2)	303°
Fuente de la Cascada					
FC1	Pp	CS; BS	97/54	73W (i) (1)	035°
				83W (i) (1)	019°
				72E (i) (2)	335°
FC2	Pm	M ₄ ; BS	140/76	87W (i)	061°
	Pm	M ₄ ; BS	155/30	86W (i)	068°
	Pm	M ₄ ; BS	140/45	80W (i)	063°

entre las estaciones de Río Ancho y Río Palomar, de los que se ha hecho la media para cada caso, que es lo que se muestra en la Tabla 2.

6.2 Estación Río Ancho

La estación Río Ancho se sitúa en la parte central de la Cuenca de Montalbán (ver Figura 7; Fig. 8a), cerca del extremo occidental del cabalgamiento de Río Ancho, que superpone las unidades M₃-calizas superiores y M₃-arcillas sobre la M₃-superior. Dentro de la estación, se han medido datos estructurales en cuatro afloramientos diferentes: C1A, C1B; C1C y C2 (Tabla 2). Los tres primeros se sitúan sobre la misma superficie del cabalgamiento inferior (C1), en distintas posiciones, mientras que el cuarto estaría ubicado en un plano de cabalgamiento superior (C2) (Figs. 14 y 15).

El plano principal del cabalgamiento C1 se dispone con una orientación NW-SE y buzamiento elevado (45-72°) hacia el suroeste y, en general, todos los planos menores asociados son paralelos o subparalelos a éste (Fig. 15a). Solo se ha encontrado uno en el afloramiento C1A con una orientación ENE-WSW (Fig. 15a). Las lecturas de las estrías son variables, y muestran un rango de direcciones de transporte que oscila entre los 348°

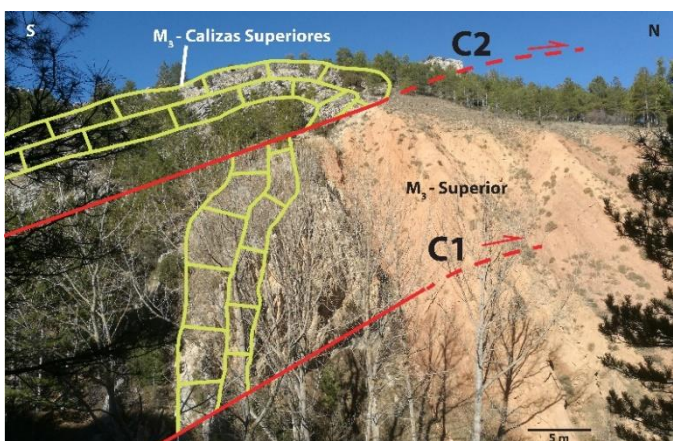


Figura 14: Vista panorámica de la estación Río Ancho, donde las calizas de la unidad M₃-calizas superiores se superpone a la unidad M₃-superior mediante dos planos de cabalgamiento (C1 y C2), sobre los que se han tomado los datos cinemáticos (ver figura 15b).

y los 046° para el conjunto de todos los afloramientos contenidos en la estación (Tabla 2).

En la parte inferior del plano C1 (afloramiento C1A; Fig. 15b) se han tomado datos cinemáticos sobre planos principales y menores. Estas lecturas, junto con las relaciones de corte de las estrías contenidas (Figs. 13a y b), indican dos direcciones de transporte diferentes que son diacrónicas (Tabla 2; Fig. 15a). La primera dirección por orden cronológico, estaría orientada hacia 025° , mientras que la segunda lo haría hacia 348° . Por otro lado, los transportes obtenidos del estudio de las estructuras S–C medidas en este afloramiento (Tabla 2; Fig. 15a) son compatibles con la primera dirección obtenida de las estrías (025°).

Unos metros más al norte, siguiendo el mismo plano (afloramiento C1B; Fig. 15b), se tomaron lecturas de estrías y estructuras S–C sobre planos principales, que encajan con una dirección de transporte entre 013° y 025° , respectivamente (Tabla 2; Fig. 15a). Finalmente, las lecturas más septentrionales sobre planos menores en el último afloramiento del plano C1 (C1C; Fig. 15b), indican un transporte medio hacia 038° .

Unos metros más arriba topográficamente se encuentra el plano de cabalgamiento C2 (Figs. 14 y 15b), de dirección WNW–ESE y buzamiento algo menor que C1 ($38\text{--}68^\circ$), también hacia el SW. Se midieron dos planos con estrías de falla que indican transportes hacia 008° y 349° , respectivamente, aunque para este caso no se dispone de relación cronológica relativa entre ellas. No obstante, la dirección que apunta hacia 349° es similar a la segunda en orden cronológico observada en el afloramiento C1A.

En general, para esta estación se han inferido dos direcciones de transporte principales cuya cronología ha podido ser establecida. Una primera estaría orientada en dirección NNE, mientras que la segunda lo estaría hacia el NNW. Existe una tercera orientada hacia el N, pero no existe información suficiente para relacionarla con las otras dos en esta estación.

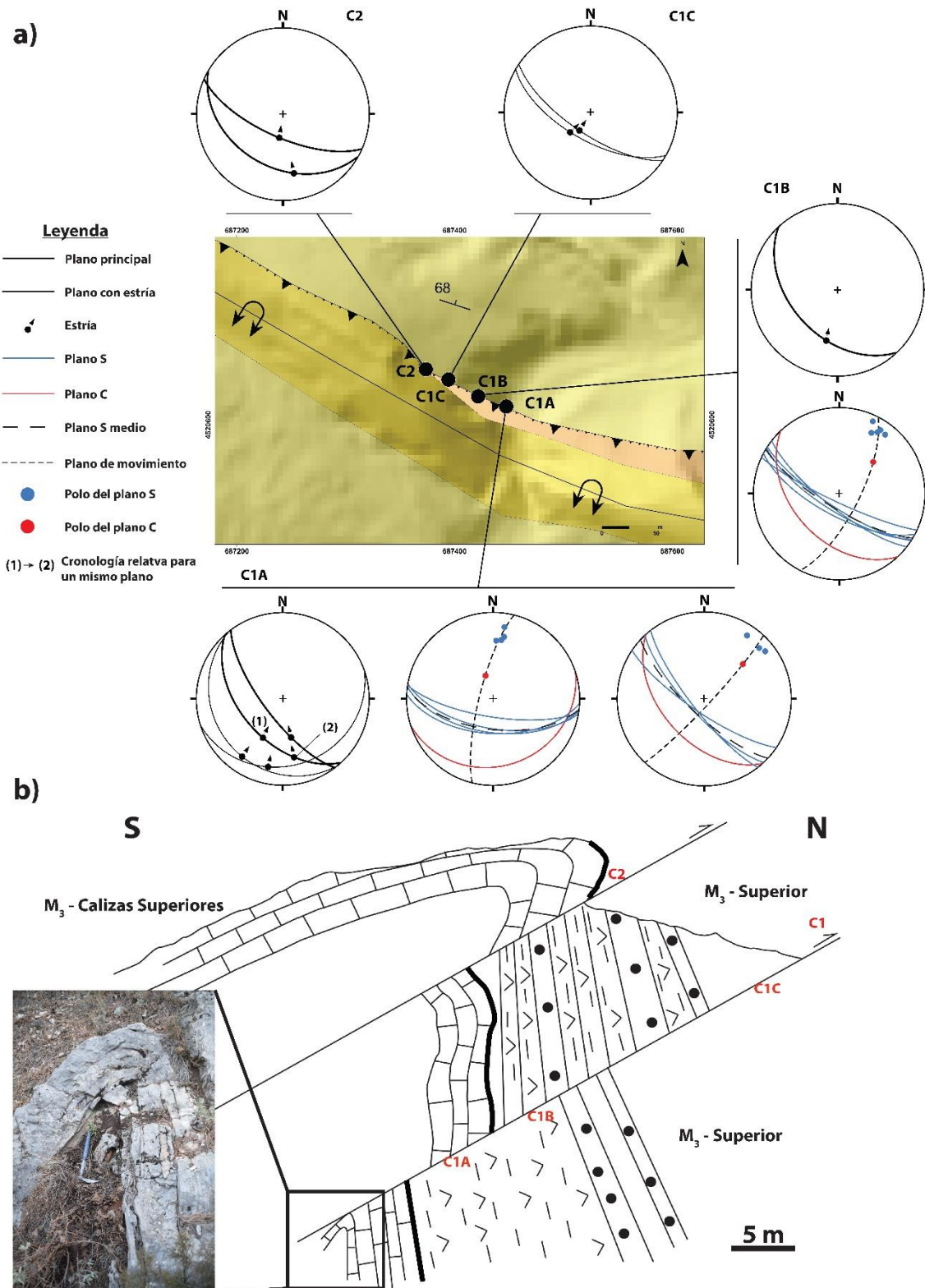


Figura 15: a) Detalle del mapa geológico con la localización de los afloramientos donde se han tomado las lecturas de los datos cinemáticos del cabalgamiento de Río Ancho dentro de la estación de Río Ancho (ver localización en figura 7) con las proyecciones estereográficas (hemisferio inferior; igual área) de los planos de movimiento y sus estrías y de las estructuras S–C. **b)** Esquema de campo de los afloramientos de la estación de Río Ancho con la localización de los afloramientos estudiados.

6.3. Estación Cerro Onzil

La estación Cerro Onzil se sitúa sobre el propio cabalgamiento principal de Utrillas en su margen más occidental, al sur de la estación Río Ancho (Figs. 7 y 16). En este sector, las series del Jurásico y del Cretácico se superponen a los materiales de la unidad M₃–superior de la Cuenca de Montalbán (Fig. 16). Esta estación cuenta con tres afloramientos diferentes (CO1; CO2; y CO3) en los que se han medido datos cinemáticos sobre planos principales y menores del cabalgamiento (Figs. 16b y 17). Los dos primeros se encuentran en el margen oeste del valle del corte del Cerro Onzil, mientras que el tercero se ubica cruzando el valle, en el margen este (Fig. 16).

En afloramiento, el plano principal del cabalgamiento tiene una orientación WNW–ESE a E–W, buzamiento hacia el sur–suroeste y movimiento inverso casi puro (Fig. 16b; afloramientos CO1 y CO3). Un plano menor tiene dirección NE–SW (perpendicular a los anteriores) y buzamiento al sureste, y la estría muestra un movimiento sinistral–inverso (Fig. 16b; afloramiento CO2). Las direcciones de transporte obtenidas de las estrías de esta estación abarcan un rango mayor que en Río Ancho, ya que en este caso oscila entre los 310° y los 106° (Tabla 2). No obstante, el conjunto de las direcciones de la estación, muestran características parecidas que las que han sido observadas en Río Ancho.

Las medidas en el primer afloramiento (CO1; Figs. 16b y 17c; Tabla 2) han sido tomadas sobre planos menores subparalelos al principal, sin que se haya encontrado ninguna relación de corte. Las direcciones de transporte obtenidas del análisis de las estrías son 033° y 025° respectivamente, resultados muy parecidos entre ellos.

Unos metros hacia el sureste se encuentra el segundo afloramiento (CO2; Fig. 16b; Tabla 2) en el que únicamente se ha encontrado un plano menor asociado al principal que se dispone perpendicular a éste (Fig. 12b). El análisis de los datos obtenidos de las estrías indica una dirección de transporte hacia 015° (Fig. 16b; Tabla 2).

Finalmente, el afloramiento CO3 se encuentra unos metros al este del anterior, cruzando el valle del corte del Cerro Onzil (Figs. 7, 16 y 17a y b; Tabla 2). Se han tomado medidas tanto en planos principales como en planos menores asociados, obteniendo distintas direcciones de transporte. Por un lado, se ha encontrado un plano con dos familias de estrías superpuestas cuya relación indica un transporte hacia 024°, primero, y hacia 345°, después. Existen dos planos cuyas estrías indican un transporte dirigido hacia 003°–009°. Finalmente, hay dos estrías sobre un plano subvertical que indican una

dirección de transporte hacia 106° en un primer estadio y hacia 310° en un estadio posterior. Estas últimas direcciones resultan un poco anómalas respecto a los valores globales obtenidos del resto en el total de las estaciones, implicando un desplazamiento

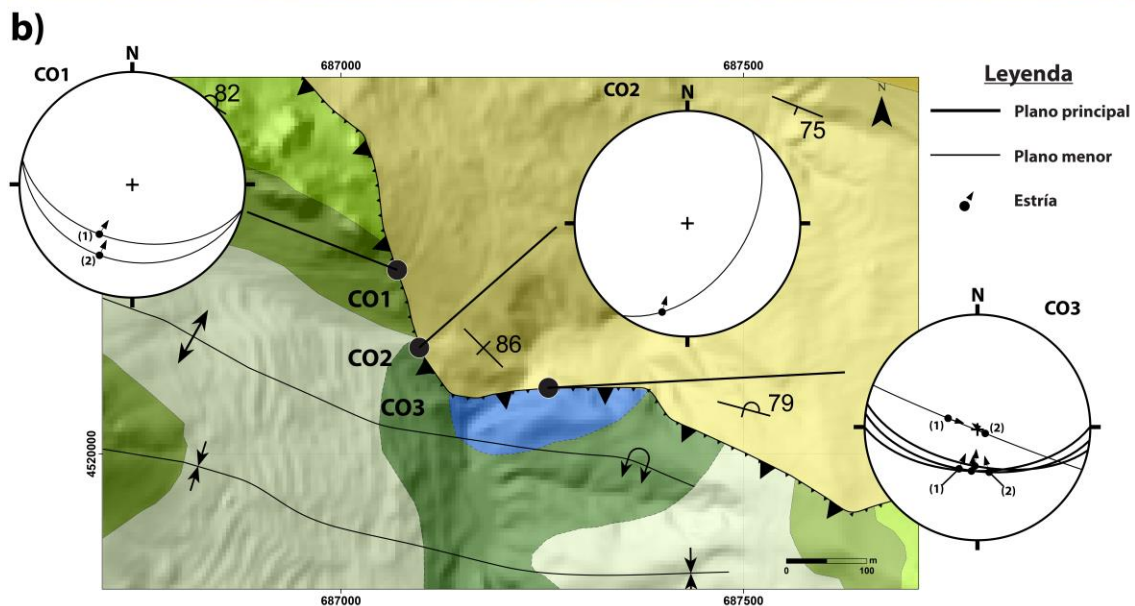
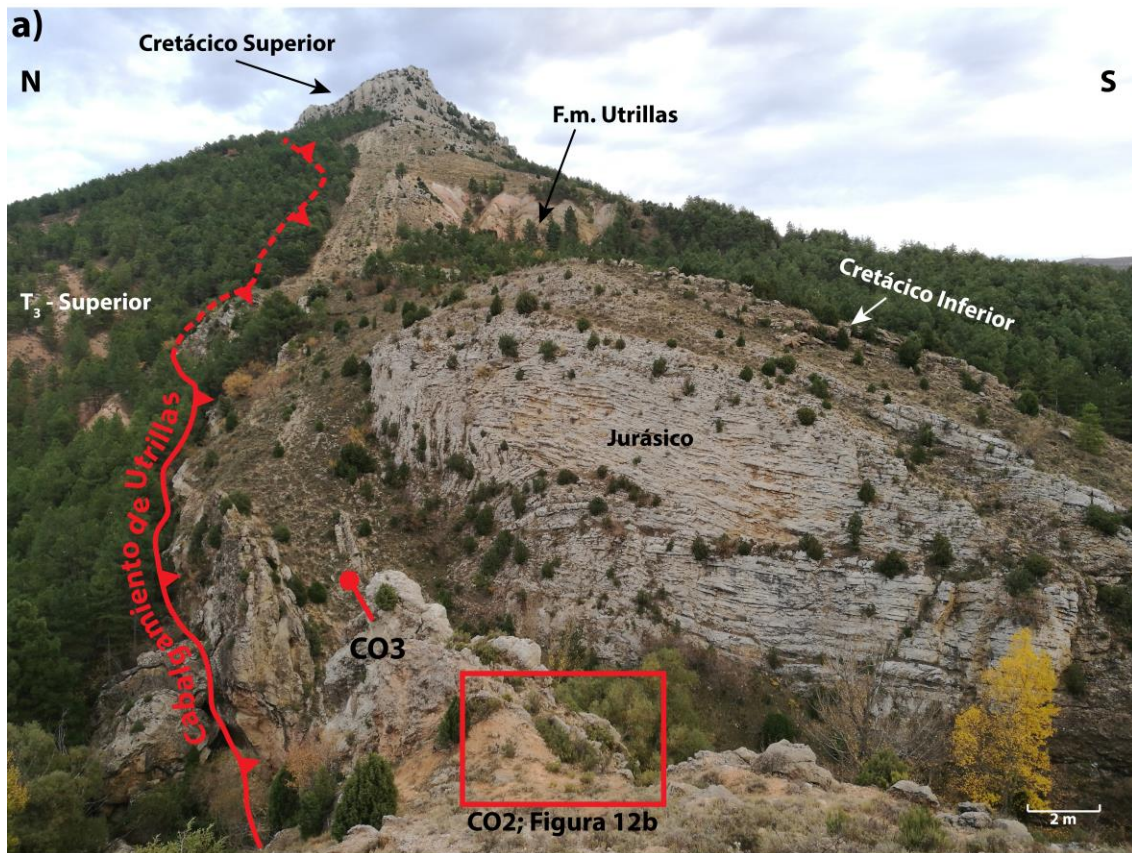


Figura 16: a) Vista panorámica de los afloramientos CO2 y CO3 en la estación del Cerro Onzil (ver Figura 7) b) Detalle del mapa geológico con la localización de los afloramientos donde se han tomado las lecturas de los datos cinemáticos dentro de la estación de Cerro Onzil (ver localización figura 7) con las proyecciones estereográficas (hemisferio inferior; igual área) de los planos de movimiento y sus estrias con la cronología relativa si se ha podido establecer.

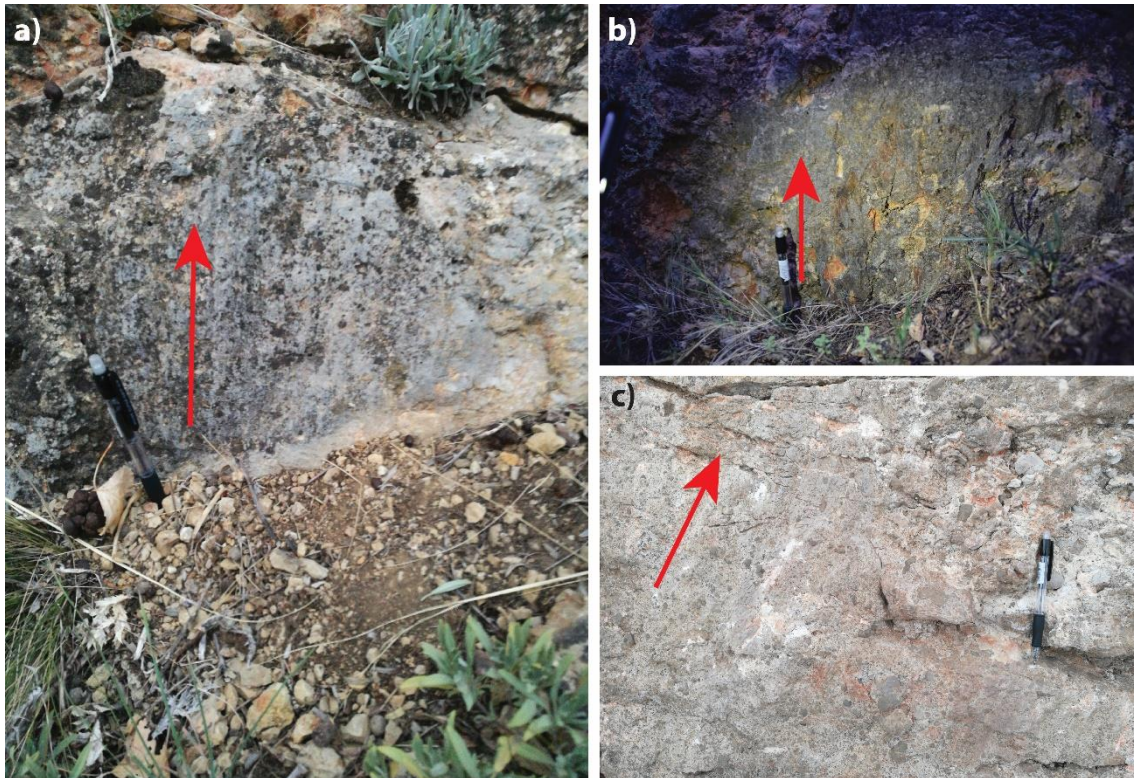


Figura 17: Ejemplos de planos de medición de estrías de falla. **a)** Afloramiento CO3. **b)** Afloramiento CO3. **c)** Afloramiento CO1, donde además se puede apreciar que el plano de medición se encuentra sobre una brecha de falla.

directional, and could be treated as a movement conducted or the result of a process of partitioning of the deformation. Notwithstanding, the relative chronology presents the same characteristics as the rest, with a movement oriented towards E first and towards the NW afterwards.

In general, therefore, from the station Cerro Onzil three main directions of transport have been obtained: NNE, NNW and N (Table 2; Fig. 16b). From these, it has been possible to establish the relative chronology between the first two, being coincident with the station of Río Ancho. It has not been possible to obtain a relationship for the third direction.

6.4. Estación Río Palomar

The station Río Palomar is situated in the central-western part of the outcrop of Utrillas, in the cut of the Río Palomar (Figs. 7 and 18a). In this location, the outcrop superposes the Cenozoic materials of the unit M₃-superior and of the Cretaceous Superior (Fms. Utrillas, Mosqueruela and Barranco de los Degollados) over the unit M₃-superior of the Cuenca de Montalbán (Figs. 7 and 18). Measurements were taken in

un total de cinco afloramientos denominados PAL1, PAL2, PAL3, PAL4, y PAL5 (Figs. 18a, 19c y d), lo que hace que sea la estación con mayor resolución de todas. Los cuatro primeros (PAL1, PAL2, PAL3, PAL4) se encuentran sobre un mismo plano en el margen oeste del valle (Fig. 19c), mientras que el último (PAL5) está en el margen este (Figs. 18a y 19d).

Esta estación es bastante compleja ya que presenta multitud de planos diferentes con distintas orientaciones. Un hecho destacable es que el plano principal muestra un cambio de dirección en el valle, ya que en el margen oeste se orienta NW–SE buzando hacia el suroeste mientras que en el este lo hace NE–SW con un buzamiento hacia el sureste (Figs. 18a, d y e). Es decir, la imagen cartográfica de los planos de cabalgamiento, dibujando una “V” hacia el sur, no se debe interpretar como la traza de un plano de cabalgamiento simple con buzamiento sur, sino probablemente por la conexión de varios de ellos, o quizás, de su plegamiento. Las lecturas de las estrías muestran una variabilidad parecida a las anteriores, con un rango de direcciones de transporte obtenidas que abarca entre N303°E y N048°E para toda la estación (Tabla 2).

En el afloramiento PAL1 únicamente se han encontrado planos menores de medición sin cronología relativa (Tabla 2; Fig. 18a). Los datos obtenidos indican direcciones de transporte hacia 043°, 042° y 346°, respectivamente (Tabla 2).

Cerca de PAL1 se encuentra el afloramiento PAL2, donde únicamente se ha encontrado un plano que está fuera de la tendencia general (Figs. 18a y 19a y c). Si bien el trazo del mismo cumple con la orientación NW–SE característica del margen donde se encuentra (Fig. 18a), el buzamiento es suave hacia el NE y la estría muestra un sentido de movimiento de normal. Esto ha sido interpretado como que fue probablemente basculado posteriormente (Fig. 18b). No obstante, la dirección de transporte obtenida es hacia 048°, similar al primer grupo de lecturas de PAL1.

Unos metros al sureste se encuentra el afloramiento PAL3, donde se midieron estrías en un plano principal y estructuras S–C (Fig. 18c) por primera y única vez en todo el frente del cabalgamiento de Utrillas en este trabajo. De las primeras estructuras se ha obtenido un transporte hacia 007°, mientras que de las segundas hacia 029°.

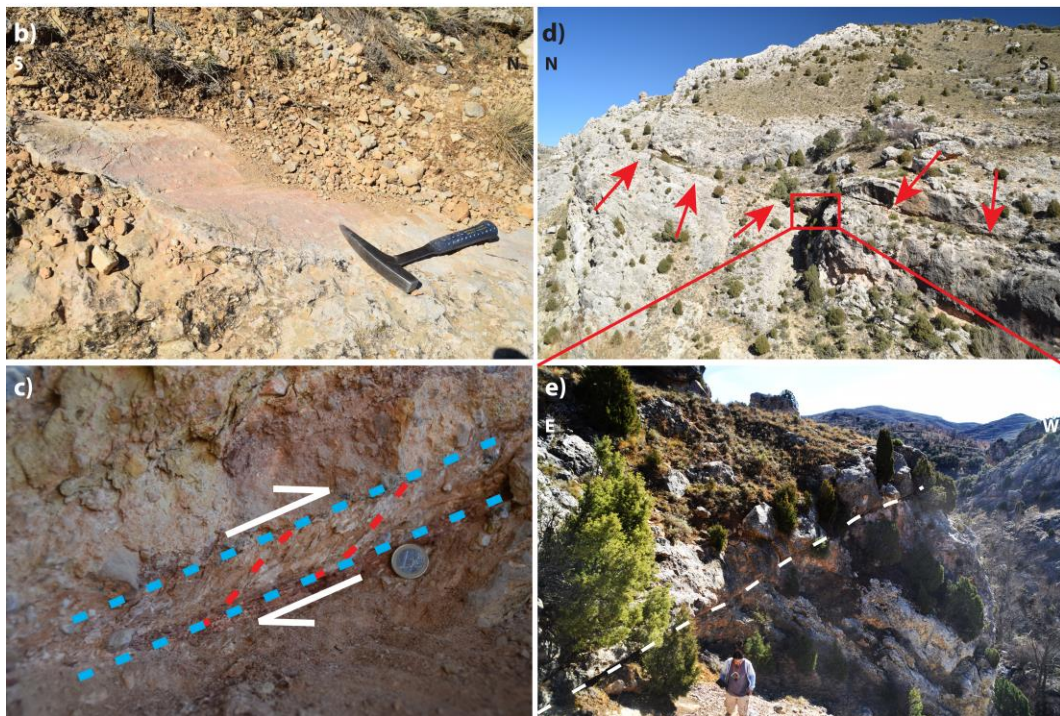
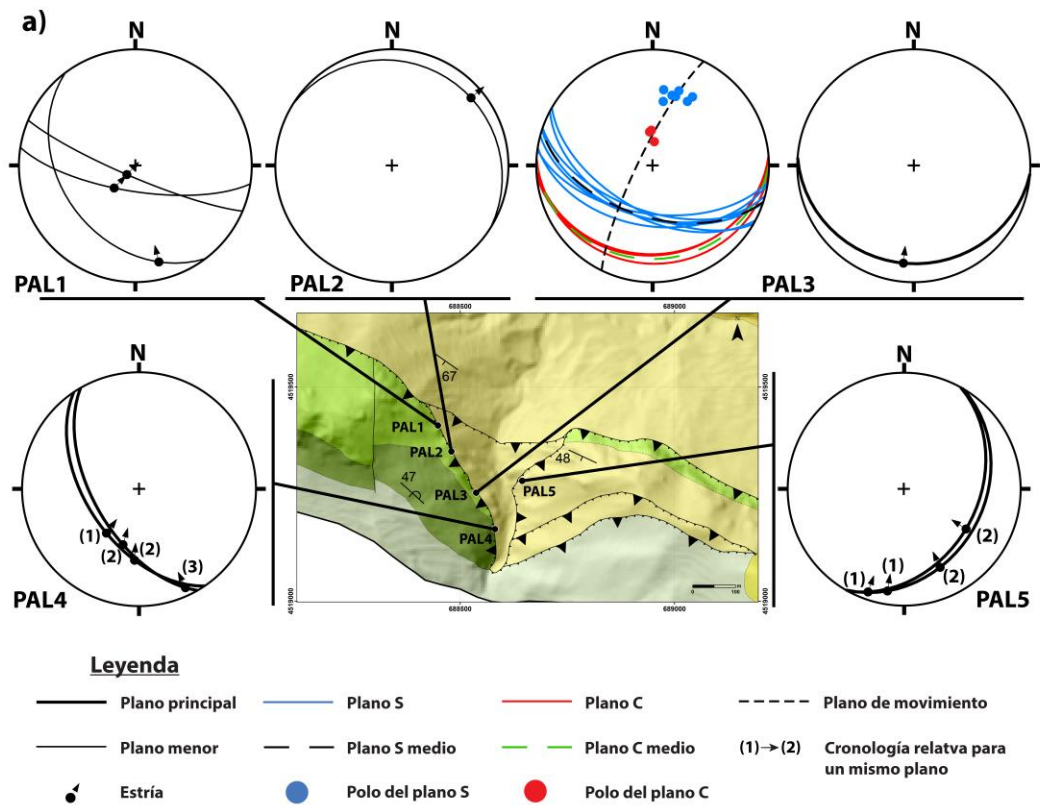


Figura 18: Detalle del mapa geológico con los afloramientos donde se han tomado los datos cinemáticos dentro de la estación del Río Palomar (ver localización figura 7) con la proyección estereográfica (hemisferio inferior; igual área) para cada uno de ellos con los datos de las estrías y estructuras S–C. **b)** Pequeño afloramiento del plano principal basculado hacia el norte (afloramiento PAL2). **c)** Estructuras S–C en el afloramiento PAL3. **d)** Plano de cabalgamiento principal en el margen este del valle (afloramiento PAL5). **e)** Detalle del anterior donde se observa el plano de cabalgamiento con un buzamiento hacia el sureste.

Ya en el fondo del valle está el afloramiento más meridional del margen oeste, PAL4 (Figs. 18a y 19c). Es el único en esta ubicación donde se ha podido obtener una cronología relativa, pero que adquiere un alto valor debido a que existen relaciones de corte de estrías en dos planos principales que comparten una dirección, y permiten establecer tres movimientos diacrónicos (Tabla 2). De esta forma, la primera dirección de transporte sería la que se orienta hacia 035° , seguida de otra dirigida hacia un valor medio de $003-015^\circ$ y una tercera orientada en dirección 335° (Tabla 2).

Finalmente, en el afloramiento PAL5, ya en el margen este del valle, aflora excepcionalmente un plano de cabalgamiento, como se ha dicho, de dirección NE-SW y buzamiento SE (Figs. 13a-c, 18a, d y e). En dos puntos, se hicieron medidas de su orientación y de las dos familias de estrías superpuestas que fueron reconocidas. Éstas últimas indican transportes hacia 009° , 335° , en el primer plano, y 019° y 303° en el segundo plano (Tabla 2). Se han encontrado también relaciones de corte, que permiten establecer la cronología relativa entre las dos primeras y las dos segundas por separado. De esta forma, para el primer grupo el transporte se produjo primero hacia 009° y después

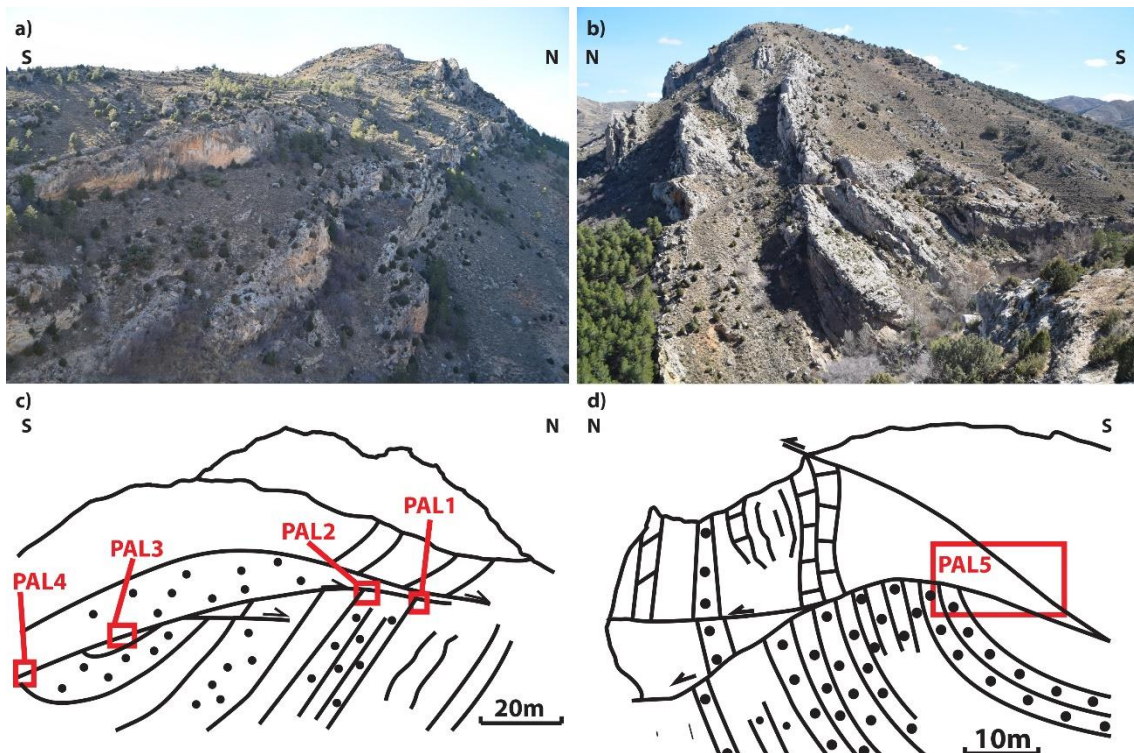


Figura 19: Afloramientos en la estación de Río Palomar. *a)* Margen oeste del valle *b)* Margen este del valle *c)* Esquema de campo del margen oeste del valle, con la ubicación de los afloramientos contenidos en éste. *d)* Esquema de campo del margen este del valle, con la ubicación de los afloramientos contenidos en éste.

hacia 335°, mientras que para el segundo, en un primer momento fue hacia 019° y después hacia 303° (Tabla 2; Fig. 18a).

En resumen, en esta estación se han determinado tres direcciones de transporte principales que, por orden cronológico son: NE, N a NNE y NNW.

6.5. Estación Fuente de la Cascada

La estación Fuente la Cascada se ubica en la parte más oriental del cabalgamiento de Utrillas, cerca de Castel de Cabra (Figs. 7 y 20). En este sector, el cabalgamiento de Utrillas superpone el Cretácico Superior y la unidad M₄ sobre la unidad M₃–superior de la cuenca (Figs. 7 y 20). Es la que menor número de datos y afloramientos contiene, sólo dos (FC1; FC2; Fig. 20a), y se sitúan en el margen occidental del corte de Fuente de la Cascada (Fig. 8c), ya que en el margen oriental no se han encontrado buenos planos de medición. No obstante, la información que aportan se asemeja, como veremos, a las de las demás estaciones.

El trazo del cabalgamiento principal donde se han tomado medidas, se dispone con una orientación NW–SE (Figs. 7 y 20), mientras que la de los planos es NW–SE a casi W–E, y presentan buzamientos hacia el sur–suroeste.

El afloramiento FC1 es el único donde se ha podido realizar una toma de datos que incluye una cronología relativa. Se han medido estrías de falla sobre el plano principal (Fig. 20c), cuyas direcciones de transporte obtenidas son 035°, 019° y 335° (Tabla 2). Las relaciones de corte indican que en un primer momento el transporte fue hacia 035° y 019° y después hacia 335°.

Por otro lado, el afloramiento FC2 es el único que se sitúa sobre la unidad M₄, sobre la que se han medido estrías de falla en planos menores (Fig. 20a, b, d y e). No se ha podido establecer una cronología y los transportes inferidos son 061°, 068° y 063°, muy similares entre ellos.

Por tanto, en esta estación se han obtenido resultados parecidos al resto de las estaciones, con un primer movimiento hacia el NNE, seguido de otro hacia el NNW, poniendo de manifiesto el giro antihorario de la dirección de movimiento que se ha podido ir observando en todos los afloramientos donde se dispone de una cronología relativa.

Existe un tercer grupo de medidas que indican un transporte hacia el NE, de las que no se ha podido obtener una cronología relativa en ninguna estación.

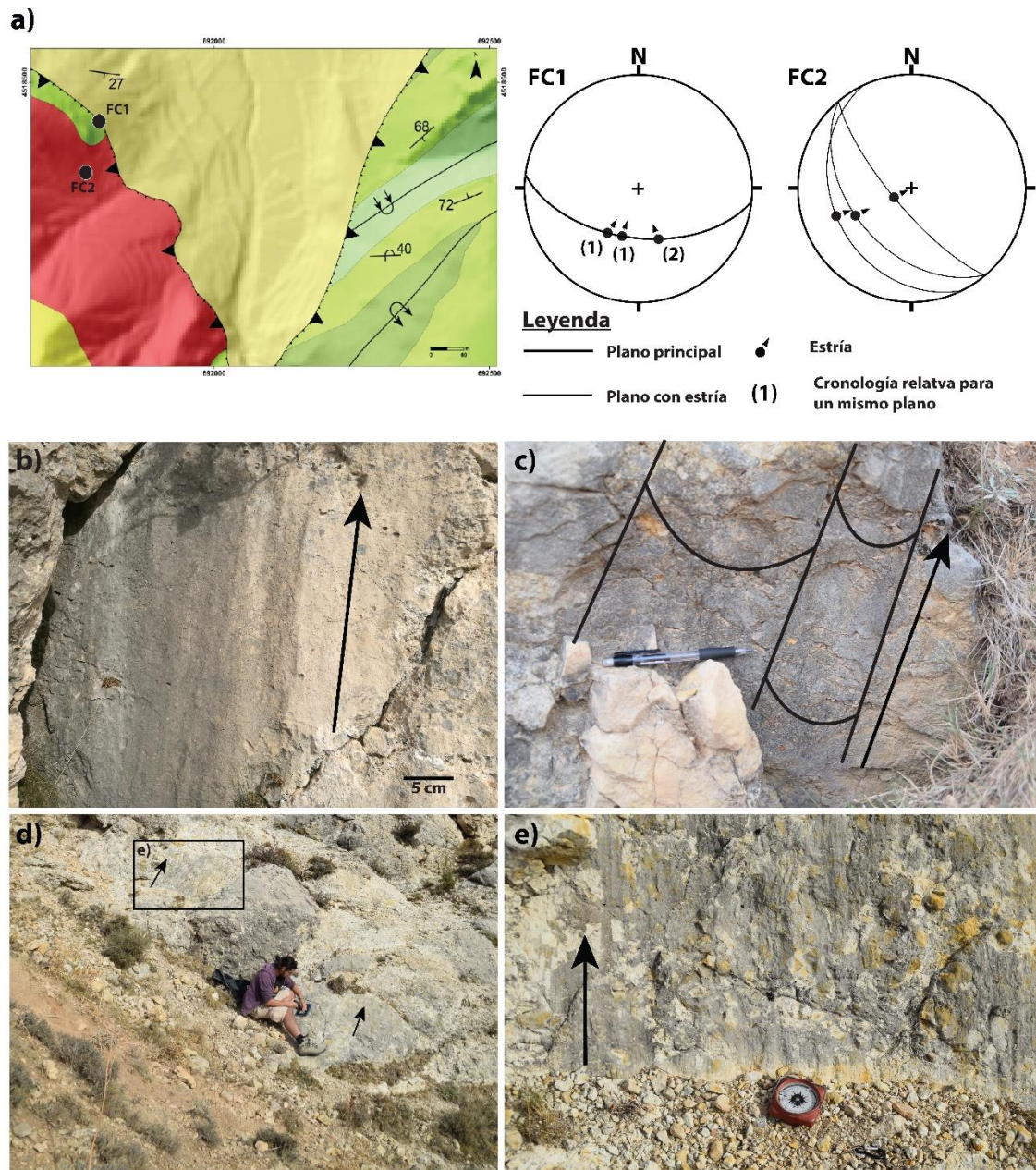


Figura 20: **a)** Detalle del mapa geológico con la localización de los afloramientos de toma de datos cinemáticos en la estación de la Fuente de la Cascada (ver localización figura 7) y con la proyección estereográfica (hemisferio inferior; igual área) para cada uno de ellos de los datos de las estrías y su cronología relativa si existe. **b)** Plano de medición en la estación FC2. **c)** Plano de medición en la estación FC1 donde se pueden apreciar acanaladuras sobre el plano objeto de lectura. **d)** Vista general del afloramiento FC2. **e)** Detalle de uno de los planos de medición en el afloramiento FC2.

7. Discusión

La reconstrucción de la historia evolutiva del cabalgamiento de Utrillas es compleja debido probablemente a su posición en el interior de la placa Ibérica, que hace que intervengan multitud de factores que condicionan su evolución cinemática. No obstante, la relación entre las estructuras a diferentes escalas (macroestructura; mesoestructura) y los depósitos sin-sedimentarios, permiten hacer una reconstrucción aproximada tanto de la cronología del movimiento como de la geometría del cabalgamiento en términos generales.

El trazo del cabalgamiento principal se dispone con una orientación general WNW–ESE, pero a través de las secciones de los valles estudiados se puede observar que: 1) no se trata de un cabalgamiento simple, reconociéndose, en ocasiones, 2 o 3 láminas superpuestas (e.g., sección 3 – 3'; Fig. 8c) y 2) que las “V” que muestra la estructura en dichos valles son realmente el reflejo de cabalgamientos con distintas direcciones (e.g., estación de Río Palomar; Figs. 7 y 18).

En los sectores central y oriental del cabalgamiento de Utrillas (Arrollo Callacoyazos y Fuente de la Cascada), se han observado hasta tres láminas imbricadas de cabalgamiento principales. En estos puntos se observa como los diferentes planos de cabalgamiento cortan series más modernas conforme más al sur, es decir sobre las láminas superiores. Esta relación indicaría que el desarrollo del cabalgamiento probablemente siguió una secuencia de bloque superior (Figs. 4b, 7, 8b y c). Esta situación es la misma que ha sido interpretada en otros sectores más occidentales del cabalgamiento de Utrillas (e.g., garganta del río Mena en Utrillas) por Liesa *et al.* (2004).

Por otro lado, a lo largo de las secciones de Río Palomar y Fuente de la Cascada la traza del cabalgamiento de Utrillas muestra cambios de orientación entre WNW–ESE y NE–SW, siendo el más notorio el que se puede observar en la segunda sección (Figs. 7, 18, 20 y 21). El hecho que el plano de cabalgamiento cambie la dirección y el sentido de buzamiento, indica que la geometría del mismo no es uniforme, descartando que se trate de “V” cartográficas. Posiblemente, tenga su razón de ser debido a la intersección de diferentes planos heredados de las fallas extensionales del periodo de *rifting* continental cretácico (Fig. 22; Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2000), ya que presentan las mismas orientaciones. La inversión positiva de las cuencas generadas en este periodo, por tanto, estuvo altamente condicionada por las orientaciones de las fracturas extensionales

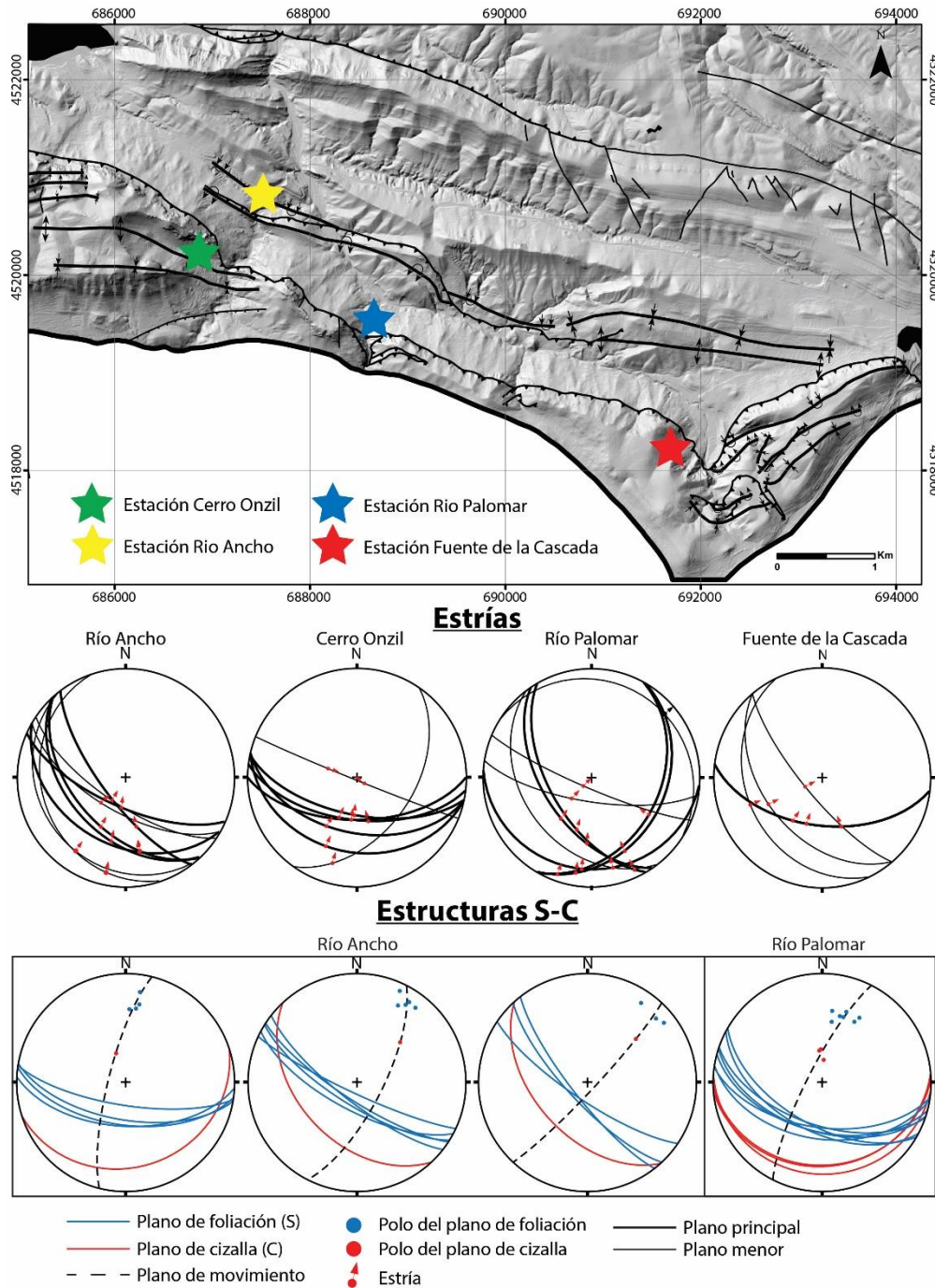


Figura 21: Proyecciones estereográficas (hemisferio inferior; igual área) de los datos cinemáticos para las diferentes estaciones de medición en los cabalgamientos de Utrillas y Río Ancho.

mesozoicas (Salas y Guimerà, 1996; Casas *et al.*, 2000; Liesa y Simón, 2004; Liesa *et al.*, 2004; Simón y Liesa, 2011) que además, actúan como núcleo de la deformación como se puede observar en el sector meridional de la zona de estudio (Simón y Liesa, 2011; Fig. 8c). Concretamente, el cabalgamiento de Utrillas representa la inversión de la falla extensional conocida, por unos, como falla de la Muela de Montalbán–Herbers–Llavería



Espesor de materiales en facies Weald

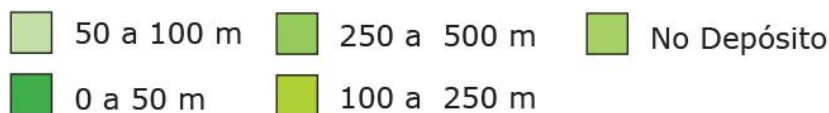


Figura 22: Esquema estructural de la Subcuenca de Las Parras durante el depósito de las series sedimentarias del Cretácico Inferior en un contexto extensional. Modificada de Liesa et al. (2004).

(Salas y Guimerà, 1996) y, por otros, como falla de Utrillas (Fig. 22; Casas et al., 2000; Simón y Liesa, 2011). Además, el actual frente de cabalgamiento se desarrolla como consecuencia de una estructura de tipo *short cut*, que afecta a la falla extensional de Utrillas la cual recorre todo el margen meridional del sector de estudio paralela al trazo del cabalgamiento y transportada en su bloque superior (Simón y Liesa, 2011) (Figs. 7 y 8).

De acuerdo con las interpretaciones de autores previos, cuyos trabajos engloban un área mucho más extensa (e.g., Casas et al., 2000; Simón y Liesa, 2011), el bloque superior del cabalgamiento tiene una geometría general que dibuja un monoclinial hacia el sur, que es el reflejo de la rampa en profundidad. Ésta se dispondría con buzamientos de entorno a los 25–30° en la misma dirección que el pliegue monoclinial. No obstante, las estructuras del frente a lo largo del sector de estudio indican que se producen cambios locales en el buzamiento de la rampa del cabalgamiento (Fig. 8).

Estos cambios en la geometría de la rampa, condicionan probablemente la transmisión de la deformación al antepaís, la zona ocupada por la Cuenca de Montalbán. Como se puede observar a lo largo de esta cuenca, la deformación interna del bloque inferior

decrece de oeste a este. En el corte del Cerro Onzil (sección 1–1'; Fig. 8a) se observa en superficie la formación de pequeños repliegues orientados NW–SE en el bloque superior y muy apretados que puede ser el reflejo de un incremento del buzamiento de la rampa (Fig. 10b). Esta situación pudo generar un bloqueo en el frente de cabalgamiento dificultando el transporte de la lámina, hecho que pudo favorecer, por un lado, el desarrollo de un pequeño *short cut* sobre la unidad M₃–superior y, por otro, el desarrollo en su bloque inferior del cabalgamiento de Río Ancho, con la misma orientación que los pliegues del bloque superior (Fig. 8a). Por el contrario, en la mitad oriental de la cuenca, el buzamiento de la rampa se mantiene, permitiendo su transporte, facilitando formación de pliegues tumbados orientados NE–SW en el bloque superior, y evitando una mayor deformación del bloque inferior (Figs. 8c y 11).

Casas *et al.* (2000) y Simón y Liesa (2011) calculan un desplazamiento para el cabalgamiento de Utrillas de entre 6 y 8 km entre el Eoceno terminal y el Mioceno Superior. Durante este periodo se depositaron las unidades que rellenan la cuenca cenozoica de Montalbán (Fig. 3). Para las unidades M₁ y M₂ no existen afloramientos disponibles ni información geofísica (e.g., sísmica; pozos) en el sector de estudio pero, siguiendo con las interpretaciones previas (e.g., Casas *et al.*, 2000; Simón y Liesa, 2011), se ha asumido que existen en profundidad en el sector de estudio (Figs. 7 y 8). No obstante, la intersección del cabalgamiento de Utrillas con el anticlinal de Montalbán en el margen oriental podría ser indicativo de su no presencia en profundidad por falta de espacio. Ambas unidades son de procedencia N y NE (Pérez *et al.*, 1983) y denotan que durante su depósito la cuenca era mucho más amplia que lo que se observa actualmente. Aun así, la unidad M₂ registra un levantamiento intenso del margen norte de la cuenca, que provoca que la cobertera mesozoica se desmantele parcialmente, llegando a exponer el Paleozoico del anticlinal de Montalbán (Casas *et al.*, 2000).

La unidad M₃ es la que aflora principalmente en el sector de estudio. La procedencia de sus depósitos es tanto norte como sur, por lo que registra el comienzo del movimiento del cabalgamiento de Utrillas en el margen sur (Simón y Liesa, 2011), ya que los depósitos de las dos anteriores unidades son únicamente de procedencia norte. No obstante también sigue el levantamiento del margen norte como se puede deducir por la presencia de depósitos groseros de la unidad M₃–inferior adosados a este margen (Pérez *et al.*, 1983). En el límite meridional, únicamente existen los depósitos distales de M₃ adosados al frente de cabalgamiento en el bloque inferior, lo que indicaría por un lado

que el cabalgamiento estaría situado más al sur durante el Oligoceno Inferior, y por el otro que durante el depósito de la unidad el levantamiento se vio sustancialmente reducido, permitiendo la erosión del relieve generado que separaba las cuencas de Aliaga y Montalbán (Simón y Liesa, 2011).

La unidad M₄ (Oligoceno Superior) vuelve a registrar un aumento de la actividad tectónica (Fig. 3). Los depósitos de esta unidad son mucho más proximales que los de la unidad anterior (Figs. 4a, 6a y b), por lo que la distancia al área fuente es mucho menor, indicando que el cabalgamiento se siguió desplazando hacia el norte (Fig. 7). El hecho de que esta unidad se encuentre tanto en el bloque superior como en el inferior estaría causado por un pequeño desplazamiento posterior ya que el cabalgamiento superpone los depósitos proximales de M₄ sobre ellos mismos, además del Cretácico Superior (Figs. 4b, 7 y 8).

Finalmente, se produce un episodio final de movimiento que registra el final del desplazamiento del cabalgamiento de Utrillas durante M₅ (Mioceno Inferior–Superior) cuyos depósitos de cantos de caliza heterométricos y angulosos (alguno de más de 2 m de tamaño; Fig. 6c-f) se sitúan muy próximos al frente de cabalgamiento y fosilizan estructuras contenidas en el bloque superior (e.g., afloramientos de Fuente de la Cascada y Arrollo Callacoyazos; Fig. 7).

Por otro lado, la distribución de los datos de las direcciones de transporte muestra un carácter polimodal, con tres direcciones de transporte principales actuando diacrónicamente: NNE (030–040°), N (010–020°) y NNW (340–350°) (Fig. 23). Existe una cuarta dirección de transporte registrada en la estación Fuente de la Cascada hacia el ENE (064°) de la que no se dispone de cronología relativa. Las relaciones de corte de las estrías medidas en los afloramientos, muestran un giro antihorario de la dirección de transporte (Fig. 23b). De esta manera, el orden cronológico del movimiento sería NNE → N → NNW, lo que está en consonancia con las interpretaciones realizadas por Simón y Liesa (2011).

Un hecho destacable en este trabajo respecto a las direcciones obtenidas por Simón y Liesa (2011) es el diferente peso relativo encontrado de las direcciones de transporte hacia el NE y hacia el NNW (Fig. 23). Esta diferencia probablemente tiene relación con la orientación general ibérica que muestra el sector estudiado del cabalgamiento de Utrillas entre Montalbán y Castel de Cabra (Figs. 7 y 23a). El hecho de que la traza del

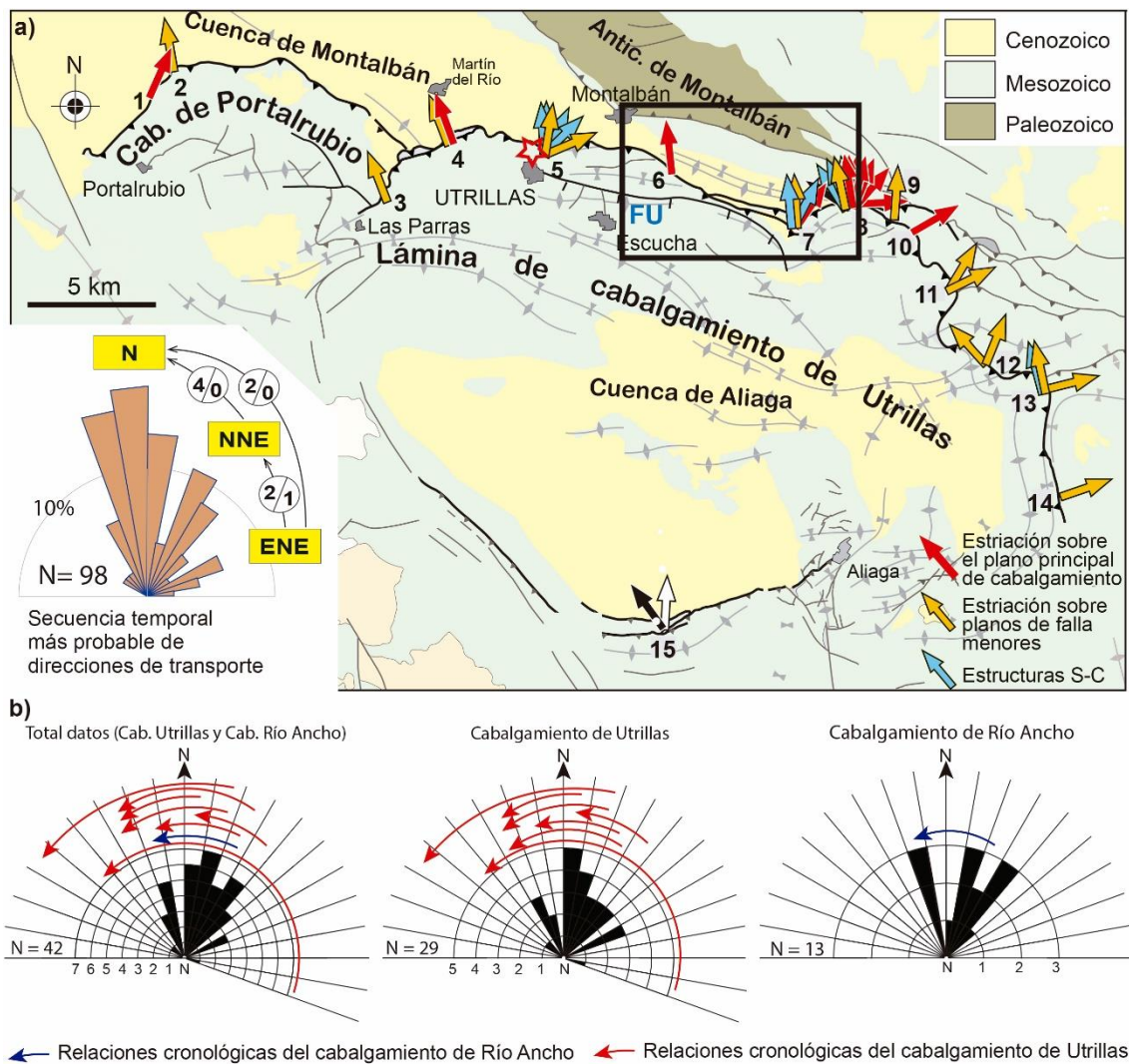


Figura 23: a) Resultados de las direcciones de transporte obtenidas por Simón y Liesa (2011) para el cabalgamiento de Utrillas en los diferentes segmentos de la traza del mismo. El recuadro negro muestra el sector estudiado en este trabajo. Modificada de Simón y Liesa (2011). b) Resultados de las direcciones de transporte de los cabalgamientos de Utrillas y Río Ancho obtenidas en este trabajo y sus relaciones cronológicas, mostrando un claro movimiento antihorario en la distribución temporal de los transportes.

cabalgamiento esté orientada WNW–ESE, junto con el campo de esfuerzos NE–SW, facilita el transporte hacia el NE. Por el contrario, los datos presentados por Simón y Liesa (2011) engloban trazos con diferentes orientaciones que no incluyen el sector estudiado aquí, por lo que el transporte hacia el NE queda algo enmascarado. Además, se da la particularidad que el transporte hacia ENE (060°) interpretado en el afloramiento FC2 (estación Fuente de la Cascada) ha sido registrado en un plano de cabalgamiento orientado NW–SE y localizado en el extremo sureste del cabalgamiento. Esto sugiere que esta dirección de transporte anómala puede ser una dirección de transporte local relacionada con un movimiento conducido o con una perturbación o desviación local del campo de esfuerzos NE–SW en respuesta a la orientación del plano (Figs. 22 y 23). Nótese como

las direcciones de transporte hacia ENE obtenidas por Simón y Liesa (2011) también están preferentemente localizadas en segmentos del cabalgamiento con direcciones NW-SE a NNW-SSE (ver Fig. 23).

Otro aspecto a resaltar es que en diversas estaciones se han observado planos con distintas orientaciones (NW-SE a E-W y NE-SW) que tenían superpuestas, al menos, dos familias de estrías. Independientemente de cómo estaban orientados, todos ellos mostraban direcciones de transporte y relaciones cronológicas similares que indican un giro antihorario en la dirección de transporte, desde 030-040 hasta 330-340 (Tabla 2 y Fig. 23). Esto sugiere, por un lado, que las orientaciones de los planos de cabalgamiento no parecen haber influido en el registro de las direcciones de transporte y, por otro, que la traza del cabalgamiento une estructuras que tienen distintas orientaciones pero que probablemente se movieron de manera simultánea. Esto apoya la interpretación de que durante la compresión se reactivan estructuras previas (fallas normales cretácicas) que tenían distintas orientaciones.

La relación de corte de las estrías junto con la deformación de las unidades del bloque superior y tecto-sedimentarias del bloque inferior permiten establecer una cronología para el movimiento de las estructuras. Los pliegues orientados WNW-ESE predominantes en el sector oeste son deformados por los pliegues tumbados NE-SW del bloque superior cerca de la estación Fuente de la Cascada (Fig. 7), por lo que se produjeron primero. En el fondo del valle de Fuente de la Cascada ambas orientaciones combinadas definen una superposición de pliegues de tipo 2b de Simón (2004), influenciados probablemente por la orientación original de las fracturas mesozoicas (Figs. 7 y 22). Además, en el Arrollo Callacoyazos, los planos del cabalgamiento orientados WNW-ESE también son cortados por planos NE-SW, por lo que también apunta a que durante el movimiento más reciente hacia el NNW el bloque superior del cabalgamiento orientado NE-SW se superpuso sobre el cabalgamiento de dirección WNW-ESE.

Por todo ello y teniendo en cuenta los campos de esfuerzo intraplaca definidos por Liesa y Simón (2007, 2009) y la interpretación de la estructura (Simón y Liesa, 2011), los primeros pliegues NW-SE, así como las dos secuencias de transporte hacia N (030-040°) y N (010-020°), se tuvieron que desarrollar con el campo de esfuerzos NE-SW, que actuó entre el Eoceno y el Oligoceno terminal. Durante este periodo, se estaba depositando la unidad M₃ de la que no se han encontrado los depósitos proximales en el

margen meridional de la cuenca de Montalbán, por lo que en este tuvo que haber un descenso de actividad que permitiera la erosión de estos depósitos.

No obstante, el cabalgamiento de Río Ancho, así como la deformación intra-cuenca, se empezó a formar probablemente en este periodo, ya que existen registros de un transporte NNE a NE (030–040°) en la estación Río Ancho y, además, las estructuras presentan orientaciones favorables, aproximadamente perpendiculares al campo NE–SW.

Por otro lado, la unidad M₄ vuelve a registrar un aumento de la actividad tectónica durante el Oligoceno Superior, probablemente con un transporte dirigido hacia NNE (010–020°) atendiendo al giro antihorario observado con los datos cinemáticos (Fig. 23b). Durante esta etapa los pliegues NW–SE en el margen oeste del bloque superior probablemente se amplificaron y se siguió desarrollando el cabalgamiento de Río Ancho, ya que estas estructuras son aproximadamente perpendiculares a la trayectoria del esfuerzo principal. Además, el hecho de encontrar los depósitos proximales de M₄ adosados al frente de cabalgamiento, indica que el cabalgamiento se había desplazado hacia el norte respecto al episodio anterior.

Finalmente, el transporte hacia NNW (340–350°) encaja con el campo de esfuerzos NNW–SSE definido por Liesa y Simón (2009), cuya edad es Mioceno Inferior y que coincide con los primeros depósitos de la unidad M₅. Este último movimiento registrado en este sector, sería el responsable de que el Cretácico Superior cabalgue sobre M₄ en el corte del Arrollo Callacoyazos y en Fuente de la Cascada favorecido por las orientaciones transversales de las fallas mesozoicas (Figs. 7, 8b y c), así como de los pliegues tumbados NE–SW (Fig. 7). Además, el hecho que M₄ se encuentre cabalgada, permite establecer que el cabalgamiento de Utrillas se desarrolló siguiendo una secuencia de bloque superior, ya que los cabalgamientos cortan serie cada vez más moderna. Esta última unidad, fosiliza las estructuras de los sectores centrales (Fig. 7) por lo que el cabalgamiento dejó de ser activo en el Mioceno Inferior.

8. Conclusiones

- Las estructuras extensionales mesozoicas con orientaciones NE–SW y NW–SE condicionaron fuertemente la inversión positiva del cabalgamiento de Utrillas, actuando como núcleo de la deformación y segmentando el cabalgamiento en tramos con distinta orientación.
- El cabalgamiento de Utrillas se desarrolló conforme a una secuencia de bloque superior, ya que los planos de cabalgamiento cortan series más modernas conforme se avanza en el tiempo.
- El cabalgamiento de Utrillas empezó su movimiento en el Oligoceno Inferior y fue activo hasta el Mioceno Inferior, ya que la unidad M₃ es la primera que registra una procedencia del margen meridional de la cuenca de Montalbán y la unidad M₅ fosiliza las estructuras en los sectores centrales.
- Los cambios en el buzamiento de la rampa del cabalgamiento de Utrillas en la zona de Cerro Onzil, probablemente provocaron la transmisión de la deformación a la zona de cuenca, deformando intensamente el sector oeste y ocasionando la formación del cabalgamiento de Río Ancho.
- Las orientaciones generales propiamente ibéricas de la traza del cabalgamiento de Utrillas entre Montalbán y Castel de Cabra, han favorecido el amplio reconocimiento de una dirección de transporte hacia el NE.
- La secuencia de direcciones de transporte del cabalgamiento de Utrillas obtenida a partir de las relaciones de corte de las estrías (mesoestructura) y de la propia estructura general (macroestructura) muestra un giro antihorario en el que se distinguen tres estadios principales: NE (030–040°) → N (010–020°) → NNW (340–350°).

9. Agradecimientos

A Carlos Luis Liesa de la Universidad de Zaragoza por su ayuda, consejos y salidas de campo a lo largo de toda la realización del trabajo.

Al estudiante de Máster Fernando Ari Ferratges por su consejo, ayuda para la realización de las campañas de campo y obtención de material fotográfico.

A la Universidad de Zaragoza por prestar sus recursos para poder hacer el trabajo.

10. Bibliografía

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., y Fisher, D. (2012): *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England, 289.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 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., Bádenas, B., Casas, A. y Alberto, S. (2001): *La Geología del Parque Cultural del Río Martín*. Asociación Parque Cultural del Río Martín, Zaragoza, 170.
- Aurell, M., Meléndez, G., Olóriz, F., Bádenas, B., Caracuel, J. E., García-Ramos, J. C., Goy, A., Linares, A., Quesada, S., Robles, S., Rodríguez-Tovar, F. J., Rosales, I., Sandoval, J., Suárez, C., Tavera, J. M. y Valenzuela, M. (2002): Jurassic. En: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. y Moreno, T., eds.). Geological Society, London, 213-253.
- Canérot, J., Crespo, A. y Navarro, D. (1977): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 518 (Montalbán) y memoria*. IGME, Madrid, 31.
- Capote, R., Muñoz, J. A., Simón, J. L., Liesa, C. L. y Arlegui, L. E. (2002): Alpine tectonics I: The Alpine system north of Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. y Moreno, T., eds.). Geological Society, Londres, 367-400.
- Casas, A. M., Casa, 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*, 1: 1-17.
- Garrido, A. y Villena, J. (1977): El Trías Germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 37-56.
- González, A. y Guimerà, J. (1993): Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 6 (1-2): 151-165.

- Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 600.
- Guimerà, J. (2004): La Zona de Enlace. En: *Geología de España* (Vera, J. A., ed.). Sociedad Geológica de España–IGME, Madrid, 605-606.
- Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chain Côtière Catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6 (2): 339-348.
- Guimerà, J. y Salas, R. (1996): Inversión terciaria de la falla normal mesozoica que limitaba la subcuenca de Galve (cuenca del Maestrazgo). *Geogaceta*, 20: 1701-1703.
- Guimerà, J., González, A. y Pérez, A. (1990): Evolución del cabalgamiento de la Muela de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geogaceta*, 8: 47-49.
- 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.
- Liesa, C. L. y Simón, J. L. (2004): Modelos de inversión positiva en sistemas de fallas normales en graderío: los márgenes de las cuencas extensionales cretácicas en la Cordillera Ibérica centro-oriental. *Geotemas*, 6: 229-232.
- 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: 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: 144-159.
- Liesa, C.L., Soria, A. R. y Meléndez, A. (2000): Estructura extensiva cretácica e inversión terciaria del margen noroccidental de la subcuenca de Las Parras (Cordillera Ibérica, España). *Geotemas*, 1: 231-234.
- Liesa, C. L., Casas, A. M., Soria, A. R., Simón, J. L. y Meléndez, A. (2004): Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga–Montalbán (Cordillera Ibérica). *Geo-guias*, 1: 151-180.

- Marrett, R. A., y Allmendinger, R. W. (1990): Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12: 973-986.
- Martín-Chivelet, J., Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J. A., Caus, E., Grôfe, K-U., Mas, R., Puig, C., Segura, M., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-Ortiz, P. A., Fregenal-Martínez, M. A., Salas, R., Arias, C., García, A., Martín-Algarra, A., Meléndez, M. A., Chacón, B., Molina, J. M., Sanz, J. L., Castro, J. M., García-Hernández, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J. y Ortega, F. (2002): Cretaceous. En: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. y Moreno, T., eds.). Geological Society, London, 255-292.
- Pardo, G., Villena, J., Pérez, A. y González, A. (1984): El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montalbán: Relación tectónica-sedimentación. *Publicaciones de Geología, Univ. Autónoma de Barcelona*, 20: 355-563.
- Pardo, G., Villena, J., Pérez, A. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tecto-sedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 199-219.
- 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.
- Pérez, A., Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1983): Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de la cubeta de Montalbán (prov. de Teruel, España). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*, 81(3-4): 197-223.
- Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N., De Boer, P. L. y Soria, A. R. (2008): Aeolian sand sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain): erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology*, 55: 1253-1292.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís del Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 345.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy, and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.

- Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20 (7): 1704-1706.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversión (Iberian chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. F. H. y Crasquin-Soleau, S., eds.). Muséum national d'Histoire naturelle, París, 145–185.
- Simón, J. L. (2004): Superposed buckle folding in the eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26: 1447–1464.
- 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: 77-97.
- Soria, A. R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 363.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. (1996): The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: sequence stratigraphy. En: *Tertiary basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (Friend, P. F. y Dabrio, C. J., eds.). Cambridge University Press, 77-82.

Anexos

