



**Universidad**  
Zaragoza

*Grado en Geología*

# Trabajo Fin de Grado

Diciembre 2017

Tectónica extensional triásica en el  
flanco norte del anticlinal de Montalbán  
*(Cordillera Ibérica)*



Autor: Elena Urdániz Atrián

Director: Carlos Luis Liesa Carrera

## ÍNDICE

Resumen.....	2
Abstract .....	3
1. Introducción .....	4
1.1. Objetivos y planteamientos .....	4
1.2. Situación geográfica y geológica .....	4
1.3. Metodología .....	6
1.4. La serie estratigráfica local.....	7
2. Macroestructura.....	8
3. Estructuras a escala de afloramiento.....	14
3.1. Afloramiento 1 .....	16
3.2. Afloramiento 2 .....	17
3.3. Afloramiento 3 .....	18
3.4. Afloramiento 4 .....	19
3.5. Afloramiento 5 .....	20
4. Discusión e interpretación .....	21
5. Conclusiones.....	24
6. Bibliografía.....	25

## Resumen

En este trabajo se ha realizado un estudio de las estructuras tectónicas que afectan principalmente a los materiales triásicos del flanco norte del anticlinal de Montalbán (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica Central), en las proximidades de la localidad de La Hoz de la Vieja (Comarca de las Cuencas Mineras, Teruel). El objetivo de este trabajo ha sido profundizar en el conocimiento de la tectónica de la región y analizar su relación con la tectónica extensional que afectó a la Cuenca Ibérica durante la etapa de *rift* triásica.

El estudio a escala macroestructural ha consistido en la elaboración e interpretación de una cartografía y dos cortes geológicos, y a escala microestructural, en la realización de esquemas y en un análisis geométrico, cinemático y dinámico de las fallas medidas en varios afloramientos.

A partir de la cartografía y los cortes geológicos se han interpretado las estructuras más importantes de la zona reconocidas en este flanco del anticlinal. En concreto, hemos interpretado dos cabalgamientos principales, cada uno con un sinclinal invertido asociado en su bloque inferior, de orientación E-W a NW-SE y transporte hacia el N o NNE que afectan fundamentalmente a las unidades triásicas, y que representan la inversión de fallas normales triásicas originalmente con buzamiento hacia el norte. Estas fallas normales, y otras de menor escala (hectométrica a centimétrica) con orientaciones variadas, tienen asociados cambios de espesor en las unidades triásicas, con engrosamiento de las unidades en el bloque hundido normalmente al norte, que demuestran su actividad sinsedimentaria. Al norte de dichos cabalgamientos se han reconocido fallas normales de orientación NW-SE, con la falla principal buzando al NE, que afectan a los materiales jurásicos y cretácicos y que se han relacionado con la etapa extensional del inicio del Jurásico y del Cretácico inferior.

El estudio en afloramiento de la fracturación de las unidades triásicas (areniscas del Buntsandstein y dolomías del Muschelkalk), ha permitido reconocer sistemas de fallas normales conjugadas, de direcciones en torno a NE-SW, formadas durante la extensión triásica. A partir de dichos sistemas conjugados de fallas se ha interpretado una dirección de extensión principal triásica NW-SE que tuvo lugar en un régimen general de extensión y localmente en trastensión.

El estudio realizado ha permitido finalmente proponer una evolución tectónica para la región, que incluye una etapa de extensión que afectó a la Cuenca Ibérica durante el Triásico y, en general, durante el Mesozoico; y una segunda etapa de inversión Alpina, que probablemente, tiene un episodio inicial durante el que se plegaron las estructuras extensionales mesozoicas, y posteriormente, cuando su orientación fue favorable, su reactivación como cabalgamientos.

## **Title: Triassic extensional tectonics in the northern limb of the Montalbán anticline (Iberian Range).**

### **Abstract**

In this project, I have carried out a study about the tectonic structures that affect mainly the triassic materials in the north limb of Montalban anticline (Aragonese Branch of the Iberian Range), near La Hoz de la Vieja, village (in the mining area of Teruel). The objective of this project is to help us to understand the tectonics of the region, and to analyse its relationship with the extensional tectonics that affected the Iberian Basin during the Triassic *rift* stage.

On a macrostructural scale, this study has consisted in the production and interpretation of the geological map and two geological cross sections, and, on a microstructural scale, in drawing diagrams and in a geometrical, kinematic and dynamic study of the faults measured in several outcrops.

From the geological map and the cross sections, we have interpreted the most important structures known on this anticlinal limb. In fact, we have interpreted two principal thrusts, with E-W to NW-SE orientation and transport direction to the N or NNE. They mainly affect the Triassic units, and they have associated and inverted syncline in their lower block. The thrust represent the inversion of Triassic normal faults, originally with northwards dip. These normal faults, and others on a smaller scale (hectometric to centimetric) with different orientations, have associated changes of thickness in the Triassic units (roughly thickening northwards). Which proves the synsedimentary activity of these faults. To the north of these thrusts there are NW-SE normal faults, the principal one dipping to NE, which affect the Jurassic and Cretaceous materials, and, in my opinion, they are associated with the extensional period at the beginning of the Jurassic and the Early Cretaceous.

The study in the outcrop of the fractures affecting the triassic units (Buntsandstein sandstones and Muschelkalk dolomites) has allowed us to recognize decimetric- to metric-scale conjugate normal fault systems with NE-SW direction. These systems were formed during the triassic extension. From these conjugate fault systems, we have interpreted a principal Triassic extension direction NW-SE, which took place in a general extensional regime but locally in transtension.

Finally, this project has allowed us to propose a tectonic evolution to the region that includes an extensional period that affected the Iberian Basin during the Triassic and Mesozoic; and a second period of Alpine inversion, which probably had an initial stage, during which the extensional Mesozoic structures folded, and a second period, when their orientation were more favourable, where turned into thrusts.

# 1. Introducción

## 1.1. Objetivos y planteamientos

El presente trabajo pretende avanzar en el conocimiento de la tectónica extensional que afectó a la Cuenca Ibérica durante la etapa de *rift* triásica. El planteamiento del trabajo ha sido por ello el estudio de las estructuras tectónicas que afectan a los materiales triásicos del flanco norte del anticlinal de Montalbán (Cordillera Ibérica). Se ha prestado especial interés, por un lado, al análisis de la macroestructura de la zona de estudio a partir de la realización de la cartografía geológica, cortes geológicos y de observaciones de campo y, por otro, a la fracturación observada a escala de afloramiento en las facies Buntsandstein y Muschelkalk, que incluye el análisis de pequeñas fallas sinsedimentarias. Todo ello va a permitir profundizar en el conocimiento de la tectónica de la región y alcanzar el objetivo final de analizar su relación con la tectónica extensional triásica que afectó a la Cuenca Ibérica.

## 1.2. Situación geográfica y geológica

El estudio se ha llevado a cabo al norte de la provincia de Teruel, en una zona localizada en la hoja nº 493 (Oliete) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Almela *et al.*, 1975). Concretamente el área de estudio se localiza en los alrededores del municipio de Hoz de la Vieja, situado en la Sierra de Cucalón, (Comarca de las Cuencas Mineras), en la parte más septentrional del flanco norte del anticlinal de Montalbán, dentro de la Rama Aragonesa (NW-SE) de la Cordillera Ibérica Central (Fig. 1A).

Desde el punto de vista estructural, la Cordillera Ibérica es una zona de gran interés, ya que constituye la zona de mayor concentración de deformación en el interior de la Placa Ibérica durante el Mesozoico y Terciario (Capote *et al.*, 2002), y presenta estructuras relacionadas con las orogenias Hercínica y Alpina.

Durante la Orogenia Hercínica, los materiales paleozoicos se plegaron dando lugar a pliegues y cabalgamientos con direcciones NW-SE y N-S con vergencia hacia el ENE (Almela *et al.*, 1975; Ferreiro *et al.*, 1990; Liesa, 1999). Antes del depósito de los materiales mesozoicos, el macizo Hercínico estuvo sometido a una tectónica de desgarre y se formaron fallas direccionales conjugadas tardihercínicas de dirección NW-SE (dextrales) y NNE-SSW (sinestrales) (Alvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993). Posteriormente, estos relieves fueron erosionados y los materiales triásicos de la facies Buntsandstein se depositaron en discordancia angular con el Paleozoico. Los materiales triásicos representan el inicio de la secuencia mesozoica de la Cordillera Ibérica.

La Cordillera Ibérica se ha producido en un marco intracratónico, y su evolución durante el Mesozoico y Cenozoico es compleja y se realiza en varias etapas.

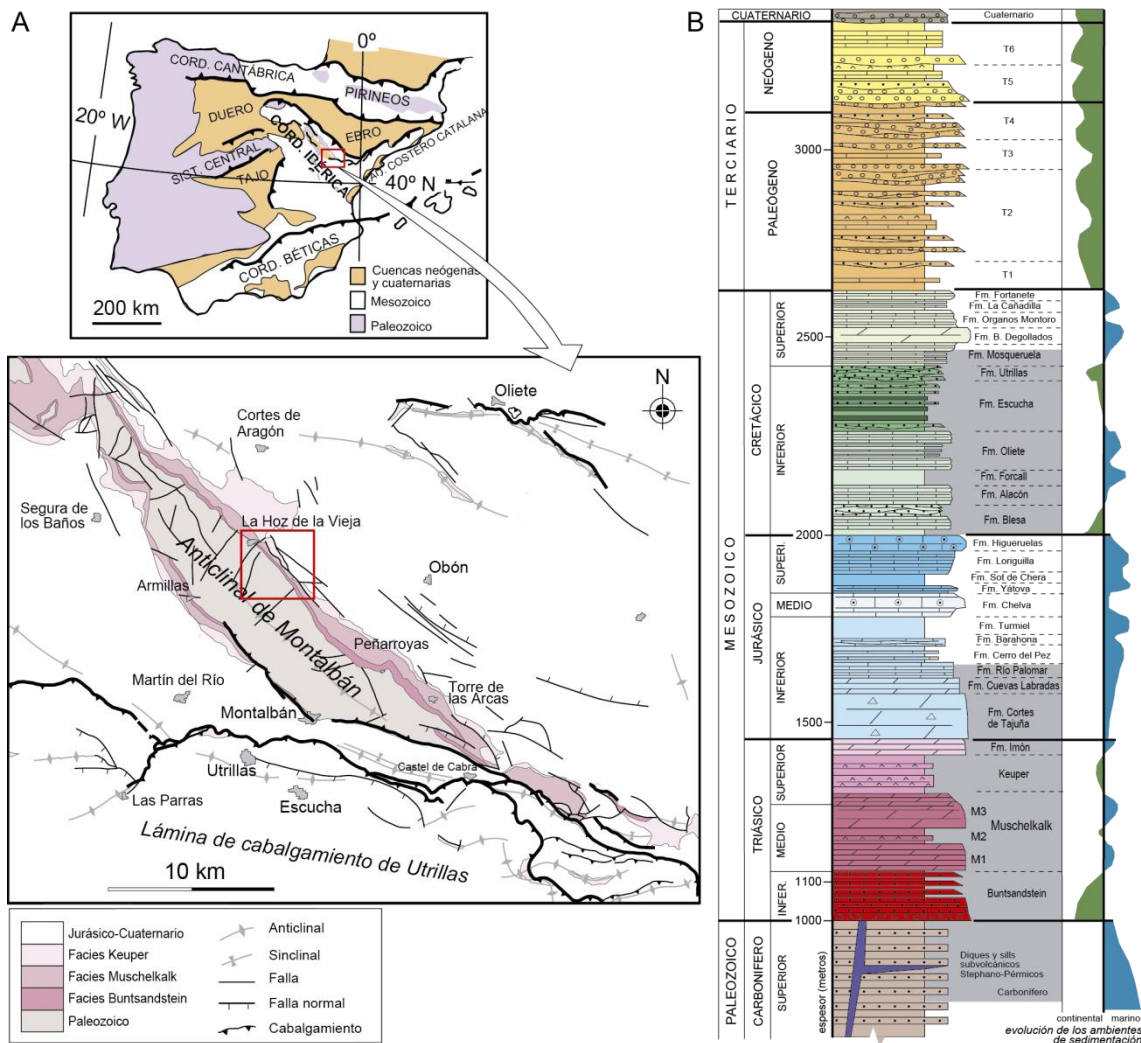


Fig. 1. A) Situación geográfica y geológica del área de estudio (cuadro rojo) (modificada de Soria et al., 2011). B) Serie estratigráfica regional (modificada de Aurell et al., 2001) en la que se indican (con fondo gris) las unidades reconocidas en la zona de estudio.

Durante el Mesozoico tuvo lugar la formación y el relleno sedimentario de la Cuenca Ibérica, que se produjo en dos periodos de *rifting* (Triásico y Cretácico inferior) durante los que se depositaron materiales de ambientes marinos someros y continentales, y dos de *postrift* (Jurásico y Cretácico superior) con expansión de plataformas marinas someras (Alvaro et al., 1979; Salas y Casas, 1993).

A finales del Cretácico se produce un cambio en el estado de esfuerzos de la Placa Ibérica. Tanto el margen norte (Pirineos) como el sur (Béticas) se van acercando sufriendo colisión y subducción (Orogenia Alpina). Este acercamiento provocó la formación de estructuras compresivas y la inversión de la Cuenca Ibérica. (Alvaro et al., 1979). Debido a esta inversión, los pliegues y cabalgamientos que encontramos son, muchas veces, el resultado de la reactivación de fallas normales formadas durante la etapa extensional mesozoica.

### 1.3. Metodología

Además de una revisión de la bibliografía de la zona de estudio referente principalmente a la cartografía, estratigrafía, estructura y evolución tectónica, la metodología utilizada en este trabajo ha integrado un trabajo de campo, con el estudio estructural de la zona de interés llevado a cabo a partir de observaciones a escala macro-, meso- y microestructural y un trabajo de gabinete.

#### *El trabajo de campo*

Basándonos en la cartografía geológica de la hoja nº 493 (Oliete) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Almela *et al.*, 1975) y sobre todo en las observaciones de campo realizadas en el transcurso de este trabajo, se ha reconocido la serie estratigráfica local y se ha elaborado una nueva cartografía geológica de detalle de la zona de estudio. La elaboración de la cartografía también ha estado basada en el estudio de ortoimágenes a escala 1:5000 obtenidas del Servicio de Investigación Territorial del Gobierno de Aragón (SITAR).

Las observaciones a escala macroestructural en campo se han basado en el reconocimiento de los contactos de las distintas unidades que afloran, la toma de datos de la dirección y buzamiento de los mismos (incluida la polaridad de la serie), el reconocimiento y medida de las fallas principales reconocidas, así como el estudio de algunos afloramientos concretos que han permitido reconocer y describir con detalle las estructuras principales en la región.

A escalas meso- y microestructurales se han hecho observaciones y mediciones de pequeñas fallas, algunas claramente sinsedimentarias, con un desplazamiento pequeño de 10-15 cm. Estas estructuras han sido fotografiadas y se han elaborado esquemas de campo claves para su análisis e interpretación en gabinete.

#### *El trabajo de gabinete*

Ha consistido en realizar la cartografía geológica final del área de estudio, plasmando en ella todos los datos y observaciones recogidos en campo con ayuda de programas como *Adobe Illustrator* y *Arcgis*. Con éste último, se han incluido en la cartografía las curvas de nivel que nos han servido posteriormente para realizar el perfil topográfico de los cortes geológicos.

Basándonos en esta nueva cartografía y en los datos estructurales se han elaborado dos cortes geológicos con los que finalmente se ha podido establecer un modelo geométrico general de la estructura.

Además, se ha realizado el análisis en proyección estereográfica, empleando el *software Stereonet* (Allmendinger, 2012), de todos los datos estructurales recogidos en los

distintos afloramientos, y que han servido para interpretar la geometría, cinemática y dinámica de los sistemas de fracturas y, en algún caso, la evolución estructural.

Por último, se ha elaborado la presente memoria donde se muestran todos los resultados y se realiza una interpretación general y una discusión final.

#### 1.4. La serie estratigráfica local

Además de los depósitos cuaternarios, los materiales que afloran en la zona de estudio abarcan desde el Paleozoico superior hasta el Cretácico inferior (Almela *et al.*, 1975). La serie estratigráfica está compuesta por las siguientes unidades (Fig. 1B):

**Paleozoico:** se compone de distintas formaciones del Carbonífero (ver Almela *et al.*, 1975 y Ferreiro *et al.*, 1990) y está formado por pizarras negras con intercalaciones de areniscas y cuarcitas; dentro de ella encontramos diques volcánicos formados por andesitas, basaltos y riolitas que cortan la serie sedimentaria.

**Triásico:** Se divide en tres facies (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper) que a *grosso modo* coinciden con el Triásico inferior, medio y superior, respectivamente. La *facies Buntsandstein* (Triásico inferior) está constituida por areniscas con una característica tonalidad rojiza y conglomerados cuarcíticos con presencia de estratificación cruzada y ripples. Estudios sedimentológicos recientes en este sector de la cadena (Soria *et al.*, 2011; Vicente, 2014) han interpretado una evolución retrogradante-progradante de un sistema erg, con wadis y cambios laterales de facies, desarrollado durante un periodo de clima desértico en Iberia.

Las *facies Muschelkalk* (Triásico medio) presentan tres tramos bien diferenciados: dos tramos calizo-dolomíticos blanquecinos (M1 y M3) representados por bancos muy potentes (sobre todo en M3) que resaltan en el relieve, y un nivel intermedio (M2), arcilloso, yesífero y con dolomías intercaladas de tonos blanquecinos y verdosos.

La *facies Keuper* (Triásico superior) con unos típicos colores verdosos y rojizos (según tramos) está formado por margas, arcillas y niveles yesíferos.

Sobre el Keuper aparece localmente una última unidad triásica, la *Fm. Imón*, constituida por calizas y dolomías blancas en estratos tabulares de espesor variable.

**Jurásico:** Está compuesto únicamente por las tres formaciones basales del Jurásico inferior, que de base a techo son (Bordonaba, 1999; Aurell *et al.*, 2001):

La *Fm. Cortes de Tajuña*, constituida por brechas calcáreas y carniolas así como por niveles evaporíticos de yesos intercalados entre lutitas y dolomías con laminación algal.

La *Fm. Cuevas Labradas*, formada por calizas y dolomías estratificadas con intercalaciones ocasionales de margas.

La *Fm. Rio Palomar*, antes integrada dentro en la *Fm. Cuevas Labradas* (Gómez, 1991), es un conjunto carbonatado, de aspecto noduloso, con bastantes intercalaciones de margas y margocalizas (Aurell *et al.*, 2001).



**Cretácico:** El Cretácico inferior se apoya discordantemente sobre las unidades jurásicas y sus primeras unidades se depositaron en una cuenca de sedimentación aislada, la subcuenca de Oliete (Salas y Guimerà, 1997; Soria, 1997; Capote *et al.*, 2002), considerada el dominio de sedimentación más septentrional de la cuenca del Maestrazgo. En el sector estudiado, la sedimentación cretácica de base a techo está constituida por las siguientes formaciones (Canerot, 1982):

La *Fm. Blesa*, comprende un conjunto heterolítico caracterizado por lutitas, margas, calizas y areniscas.

La *Fm. Alacón* es una unidad constituida por calizas y margas con abundante fauna marina.

La *Fm. Forcall* es una unidad marina esencialmente margosa entre la que se intercalan niveles calcáreos con ferruginización (Vennin *et al.*, 1993).

La *Fm. Oliete* se trata de una unidad de calizas y margas.

La *Fm. Escucha* formada por arenas y arcillas de color negro, con niveles de carbón intercalados.

La *Fm. Utrillas* constituida por arenas blancas y arcillas versicolores.

La *Fm. Mosqueruela* constituida por bancos decimétricos de dolomías y calizas blancas.

## 2. Macroestructura

El estudio y descripción de la macroestructura de la zona se ha basado en la realización y posterior interpretación de la cartografía de la zona de estudio (Fig. 2), así como de dos cortes geológicos realizados a partir de ella y de las observaciones de las estructuras principales realizadas en algunos afloramientos.

Desde el punto de vista estructural, la cartografía de la zona de estudio recoge claramente su localización en el flanco noreste del anticlinal de Montalbán de núcleo paleozoico (Fig. 2). Así, se puede apreciar que los materiales de edad Paleozoico, Triásico, Jurásico y Cretácico tienen una orientación NW-SE y forman bandas de afloramiento de manera que son más modernos hacia el NE, es decir, hacia el flanco del anticlinal. La única excepción es una banda central donde aparecen materiales cretácicos, entre triásicos y jurásicos, limitados por fallas.

Además, también destaca la presencia de fallas, tanto normales como inversas, con orientación general NW-SE, paralelas al flanco, que afectan principalmente a los materiales mesozoicos. Hay dos planos de cabalgamiento principales, el primero afecta fundamentalmente a materiales triásicos y el segundo, al noreste del anterior, superpone materiales triásicos y jurásicos sobre el Cretácico inferior. Ambos cabalgamientos tienen en sus bloques inferiores un sinclinal volcado con la facies Keuper en su núcleo.

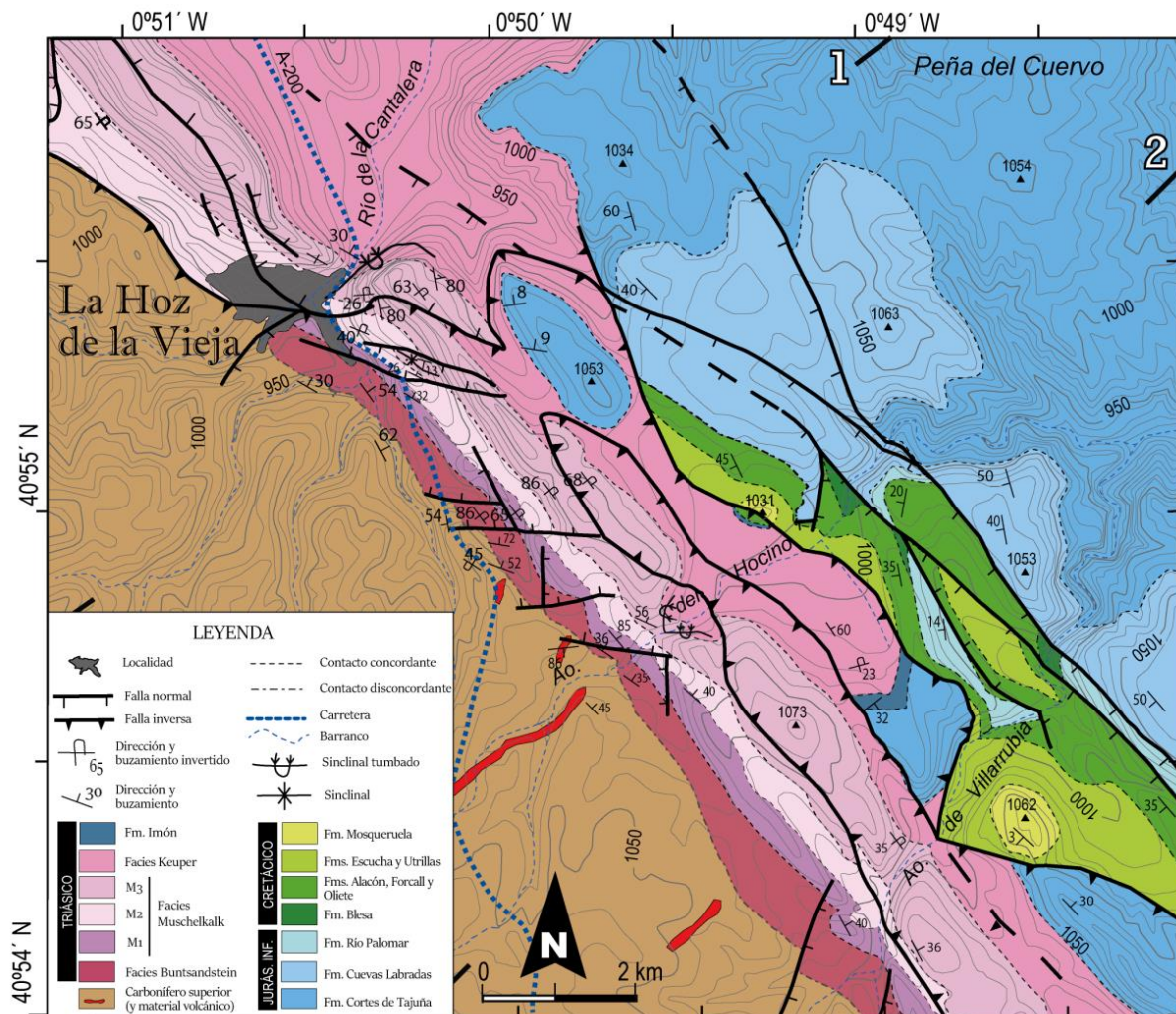


Fig. 2. Cartografía geológica realizada a escala 1: 5.000 para la zona de estudio (ver situación en Fig. 1A) en la que se indica la localización de los cortes geológicos realizados (1 y 2).

En cambio, la banda de materiales cretácicos está limitada al noreste, por fallas normales de orientación NW-SE y normalmente con el bloque suroeste hundido, que los separa del Jurásico. También destaca la presencia de una serie de fallas normales, de orientaciones más variadas, afectando al Paleozoico y a las unidades triásicas más antiguas.

Para mostrar más en detalle la estructura del sector estudiado se han elaborado, a partir de la cartografía y de los datos estructurales recopilados en el campo, dos cortes geológicos perpendiculares a estas estructuras (Fig. 3).

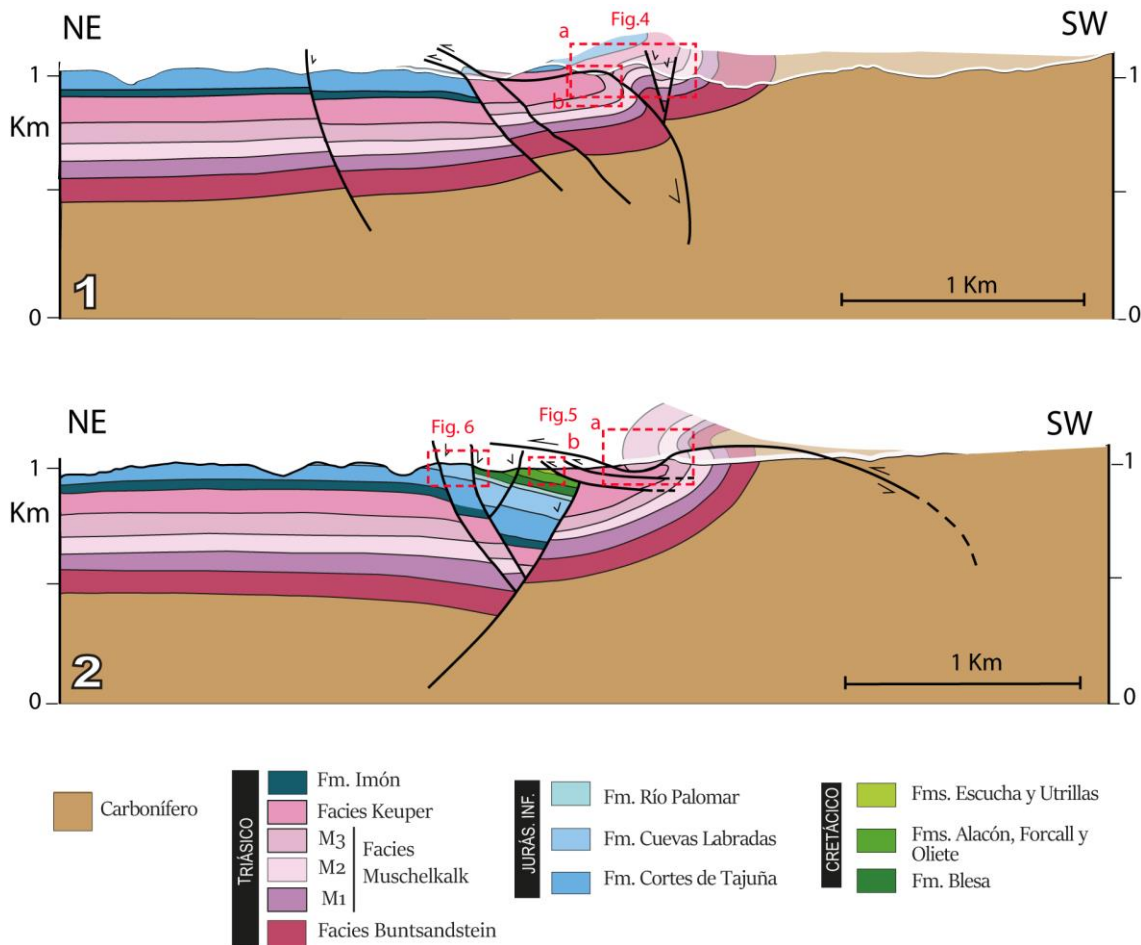


Fig. 3. Cortes geológicos 1 y 2 de la zona de estudio (ver localización en Fig. 2).

El corte 1 (Fig. 3) cruza la población de La Hoz de la Vieja con una dirección SW-NE. En él destacan, además del sinclinal tumbado de La Hoz de la Vieja, dos tipos de estructuras principales, cabalgamientos dirigidos hacia el NE y fallas normales de mayor buzamiento. En la parte sur del corte, se observan dos fallas normales que definen una estructura en *graben* que forma un pequeño sinclinal de menor escala cuyos materiales presentan buzamientos muy suaves (pueden verse en la Fig. 4a). Hacia el norte, destaca el cabalgamiento principal, con una dirección aproximada ENE-WSW y un buzamiento variable; se horizontaliza hacia el norte y gana buzamiento hasta hacerse subvertical hacia el sur (Figs. 3 y 4). En detalle, el cabalgamiento principal tiene asociado en su bloque inferior un sinclinal tumbado (Fig. 4a-b), donde las capas de la unidad M3 aparecen invertidas, y en el bloque superior aparecen completamente verticales. Además, también aparece una lentícula de gran tamaño sobre el bloque superior que pinza materiales de M2 y M3 invertidos.

Visto más en detalle el sinclinal de bloque inferior representado principalmente por la unidad de M3 (Fig. 4b y b'), se puede apreciar que está afectado por pequeñas fallas normales que están plegadas, y que tienen asociados cambios de espesor. Esto nos

indica que se trata de fallas sinsedimentarias, y que a la vez que se depositaba M3, el área estaba afectada por fuerzas distensivas. Para comprender bien el movimiento de las fallas normales, la disposición de los materiales y las estructuras que forman actualmente, se ha hecho una reconstrucción de su disposición original (Fig. 4d). Esta permite interpretar que los materiales triásicos fueron afectados mientras se depositaban por fallas normales con buzamiento hacia el norte y sur, y que posteriormente sufrieron plegamiento, de manera que algunas de éstas fallas se reactivaron como inversas sin llegar a recuperar el salto inicial.

Más hacia el noreste, se siguen observando este tipo de estructuras aunque menos deformadas. Por debajo del cabalgamiento principal hay una falla normal con buzamiento al sur que desplaza los materiales. Unos cientos de metros al norte aparece otro cabalgamiento de menor tamaño al anterior que pone en contacto las facies Keuper con las facies Imón y con la Fm Cortes de Tajuña. Finalmente hacia la parte situada más al norte del corte, los materiales van aumentando su espesor y son afectados por una falla normal con pequeño desplazamiento y bloque suroeste hundido.

El corte 2 (Fig. 3), también de dirección SW-NE y situado al sureste del anterior, muestra la estructura en la zona del Barranco del Hocino (Fig. 2). En él destacan dos estructuras principales; al suroeste, unos cabalgamientos dirigidos hacia el NE (uno principal de mayor tamaño y otros dos más pequeños) que afectan a materiales Triásicos y Paleozoicos, y en la parte central un conjunto de fallas normales con buzamientos tanto a NE como al SW y de buzamientos altos, que afectan a toda la serie desde el Paleozoico hasta el Cretácico inferior.

En la parte sur del corte se observa en superficie y paulatinamente como las capas del Buntsandstein, y las unidades M1, M2 y M3 del Muschelkalk y del Keuper van ganando buzamiento, hasta disponerse invertidas, constituyendo el flanco invertido del bloque inferior del cabalgamiento suroccidental. Este cabalgamiento aflora en los márgenes del Barranco del Hocino (Fig. 5a), con una estructura muy tumbada y un buzamiento bajo de unos 20° al NE, que le da una apariencia de falla normal. Se puede apreciar la facies Keuper y Muschelkalk M3 formando un sinclinal de bloque inferior, y un anticlinal de rampa de bloque superior y quizás un mayor espesor de M3 en el bloque inferior del cabalgamiento. Se puede interpretar como una falla normal que ha sido reactivada y al plegarse ha formado un cabalgamiento. En esta zona se han podido medir los datos de estratificación normal de las unidades M1 y M2 y la estratificación invertida de la unidad M3 que se ve afectada por un conjunto de fallas conjugadas que se analizarán más adelante a escala de afloramiento. En profundidad, estas capas van perdiendo buzamiento y representan el flanco norte de la gran estructura del anticlinal de Montalbán y tienen asociados probablemente cabalgamientos de menor tamaño (Fig. 3). Uno de estos cabalgamientos es el cabalgamiento septentrional (de La Hoz de la Vieja) que, en este sector pone en contacto, en superficie, los materiales triásicos con el Cretácico superior (Fig. 5b). Este cabalgamiento cortó, o quizás reactivó, una falla

normal que buza hacia el N y desplaza el bloque superior con las formaciones del Triásico superior, Jurásico y Cretácico inferior haciendo aumentar su buzamiento. Esta falla normal probablemente supone el límite de afloramiento por el suroeste de las unidades jurásicas y cretácicas en este sector.

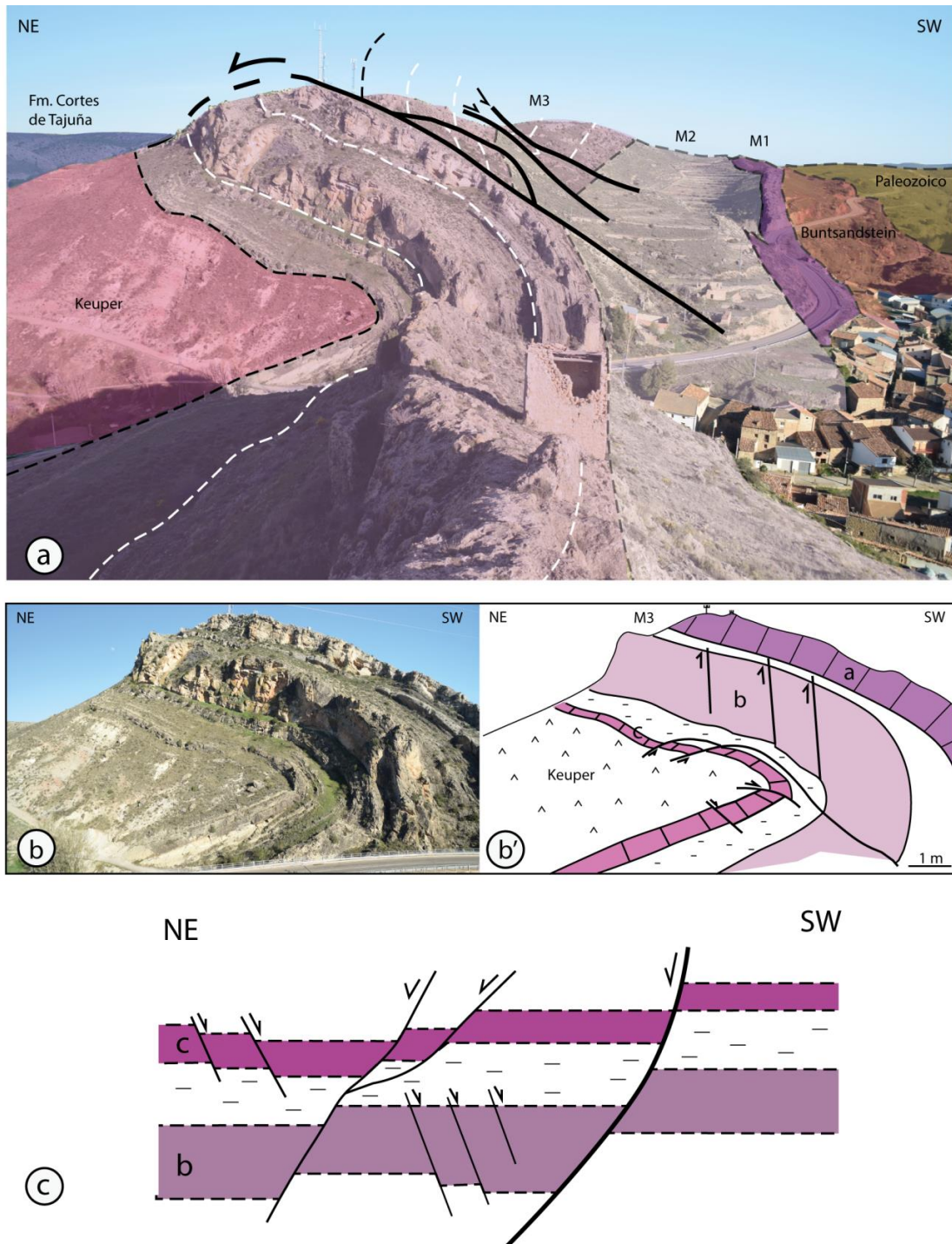


Fig. 4. a) Plano de cabalgamiento principal y fallas normales que afectan al Triásico en el entorno de La Hoz de la Vieja. b) y b') Imagen y esquema en detalle, respectivamente, del sinclinal tumbado afectado por fallas normales pre-plegamiento. c) Reconstrucción de la zona antes del plegamiento.

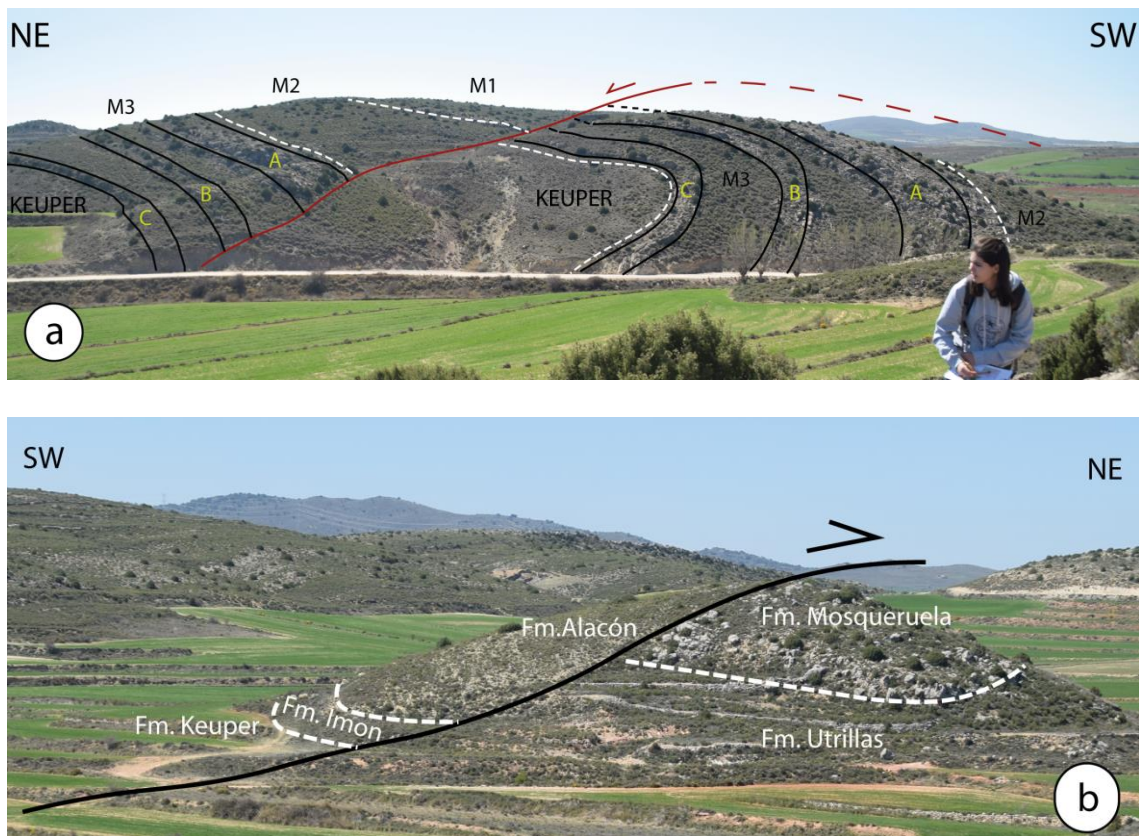


Fig. 5. a) Cabalgamiento principal (meridional) en el corte del Barranco del Hocino afectando a las unidades triásicas. b) El cabalgamiento septentrional superponiendo las unidades triásicas y el Cretácico inferior sobre el Cretácico superior. Nótese la distinta orientación de las fotografías.

Unos cientos de metros más hacia el norte, el Cretácico inferior aflora en superficie y queda limitado por una serie de fallas normales de dirección NW-SE y buzamiento generalmente al suroeste (Figs. 3 y 6). La falla principal que pone en contacto el Cretácico y el Jurásico destaca por un desplazamiento de escala hectométrica (Fig. 6a-b), y el resto de fallas, bastante numerosas en las unidades jurásicas (Fig. 6a), tienen menor tamaño y un desplazamiento menor. La orientación media que presentan es NW-SE (N150°E); el buzamiento de la falla principal es 62° hacia el oeste, mientras que las fallas menores tienen un buzamiento entre los 67 y 77° al este (Fig. 6d). En el plano de falla principal se observan estrías con cabeceo 75 SE y sentido de movimiento normal (Fig. 6c). Al norte se observa otra falla mayor, también con buzamiento hacia el suroeste, que pone en contacto la Fm. Cortes de Tajuña del bloque inferior con la Fm. Río Palomar del bloque superior (Figs. 3 y 6a).

Estas dos fallas normales principales, junto con la anteriormente descrita con buzamiento al noreste definen una estructura en *graben* en la que han quedado conservados de la erosión los materiales cretácicos (Fig. 3). Estos materiales y también los materiales jurásicos del bloque inferior de la falla muestran, en conjunto, un buzamiento general hacia el suroeste, definiendo un anticlinal de *roll-over* asociado a la falla más meridional de buzamiento al NE.

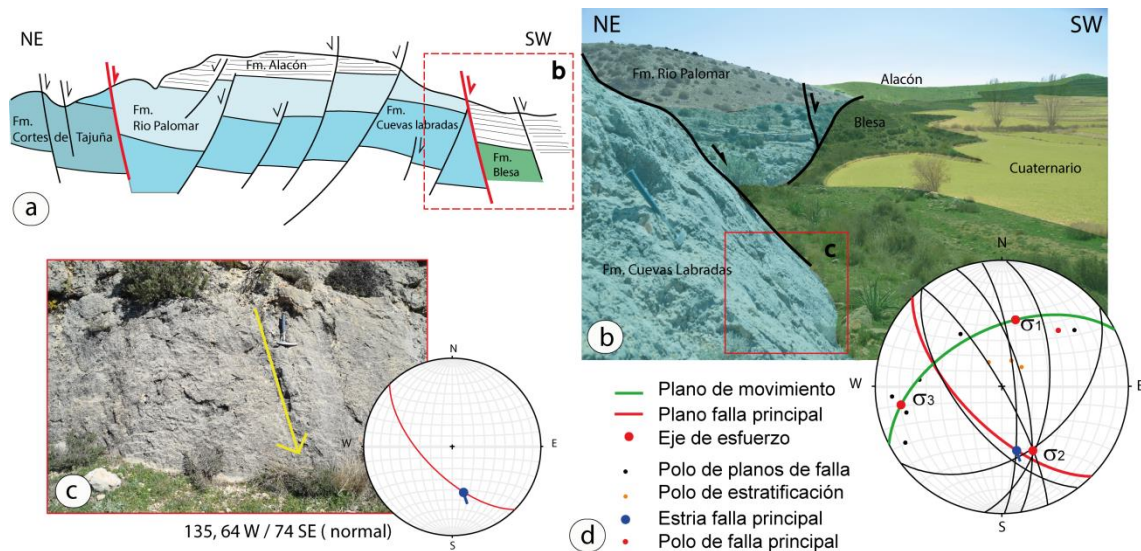


Fig. 6. a) Esquema de las fallas normales presentes en el Barranco del Hocino (en rojo se destacan las dos fallas principales). b) Fotografía del plano de falla principal que pone en contacto el Jurásico con el Cretácico (ver localización en a). c) Detalle del plano (ver localización en b) dónde se observa una familia de estrías y su representación en proyección estereográfica (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior). d) Representación en proyección estereográfica de las fallas normales afectando a las unidades jurásicas del bloque inferior de la falla principal en el Barranco del Hocino.

### 3. Estructuras a escala de afloramiento

A escala de afloramiento se reconoce una clara diferencia entre la deformación que presentan los materiales paleozoicos y las unidades mesozoicas. El Paleozoico presenta una mayor deformación dúctil, de modo que se reconocen gran cantidad de pliegues de pequeña escala y muy apretados (Fig. 7a) y, en ocasiones, con foliación de plano axial. Esta deformación es previa al depósito de las areniscas y arcillas de la facies Buntsandstein porque éstas se apoyan discordantemente sobre dichos pliegues. A partir del análisis en proyección estereográfica de los polos de estratificación medidos en uno de estos pliegues hemos obtenido la orientación actual del eje del pliegue (08, 158; Fig. 7b) y, tras abatir los resultados según la orientación del plano de estratificación del Triásico, hemos deducido una orientación original de los pliegues hercínicos próxima a NW-SE (30, 125; Fig. 7b) y con una clara vergencia al oeste.

Dado que uno de los principales objetivos de este trabajo es reconocer las deformaciones ligadas con la etapa extensional triásica en este sector de la Cuenca Ibérica, el estudio en afloramiento ha ido encaminado fundamentalmente al estudio de la fracturación presente en estos materiales. Dentro de las unidades

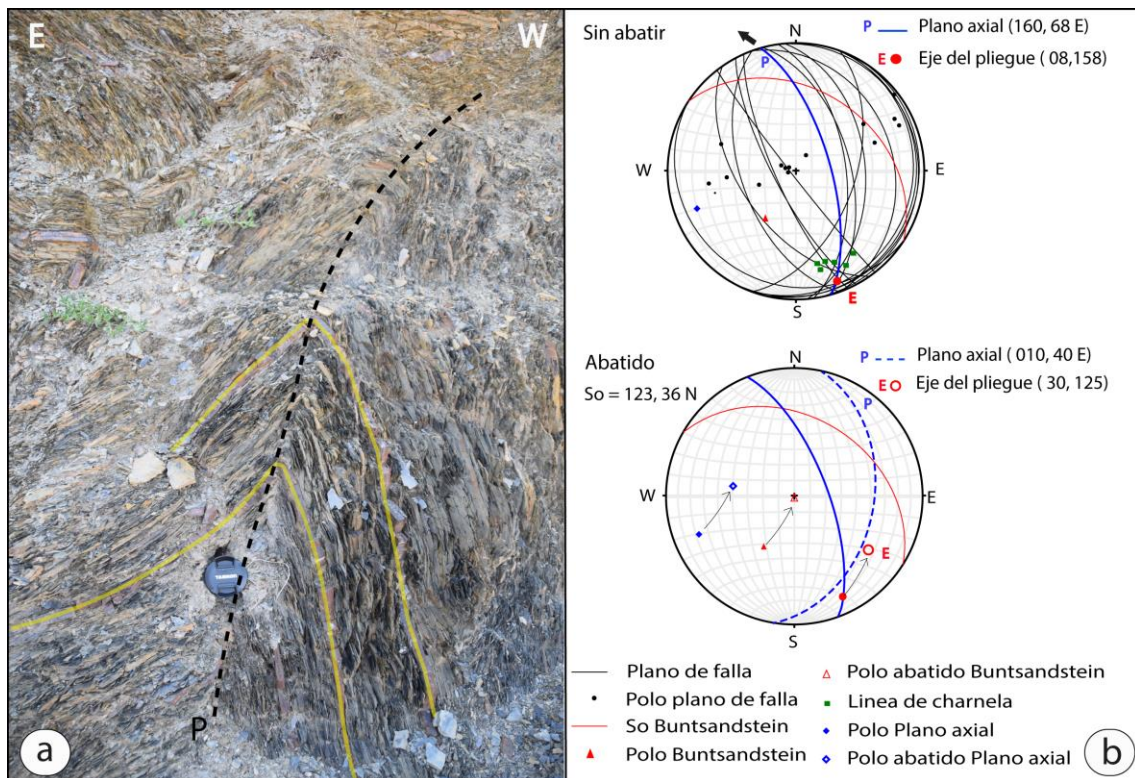


Fig. 7. La deformación en las cuarcitas y pizarras del Paleozoico. (a) Foto de afloramiento y (b) Estereogramas (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) en la actualidad y en el momento de la formación de los pliegues (tras abatir el plano de estratificación del Triásico) de los datos de estratificación ( $S_0$ ) y líneas de charnela medidas en el afloramiento e interpretación de la orientación de la línea de charnela y el plano axial del pliegue.

triásicas (facies Buntsandstein y Muschelkalk) se han estudiado más en detalle cinco afloramientos cuya localización la indicamos en la figura 8. Las fallas que se han analizado se encuentran principalmente en las areniscas de las facies Buntsandstein

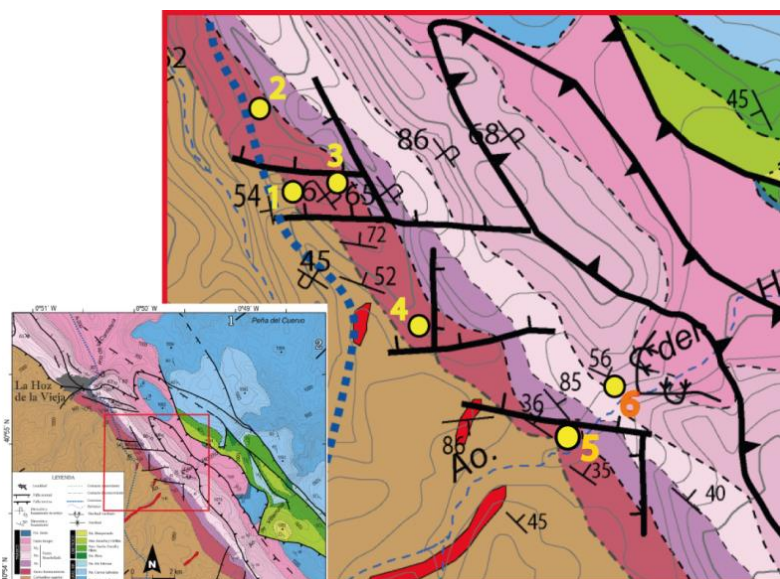


Fig. 8. Situación geológica de los afloramientos (1 a 5) donde se han medido las fallas analizadas en detalle en este trabajo.



(afloramientos 1 a 4). Aquellas que se han localizado en el talud de la carretera tienen una longitud generalmente métrica-decimétrica. Aunque también se han llegado a encontrar fallas de escala centimétrica con pequeños desplazamientos que han resultado muy útiles para la interpretación. Las fallas de la facies Muschelkalk se han medido en el flanco invertido del sinclinal asociado al cabalgamiento principal de escala métrica-decimétrica pero sus desplazamientos son de pocos centímetros (afloramiento 5).

### 3.1. Afloramiento 1

En este afloramiento (punto 1 en Fig. 8), el contacto entre los materiales triásicos y paleozoicos es discordante y está desplazado por pequeños planos de falla con buzamientos hacia el sur y saltos de escala métrica (Fig. 9a). En las capas de areniscas de las facies Buntsandstein, aquí con disposición invertida (154, 87 W (i)), se reconocen otras fallas menores de orientación media NE-SW que forman un sistema conjugado definido por dos familias (Fig. 9b-c); una con buzamientos 70-85° al norte y otra de 70° al sur.

La disposición de las fallas principales en campo sugiere que forman un sistema de fallas normales conjugadas que han sido posteriormente basculadas, por lo que las fallas medidas también han sido restituidas junto con el plano de estratificación. A partir del modelo de Anderson (1951) para la caracterización de fallas conjugadas,

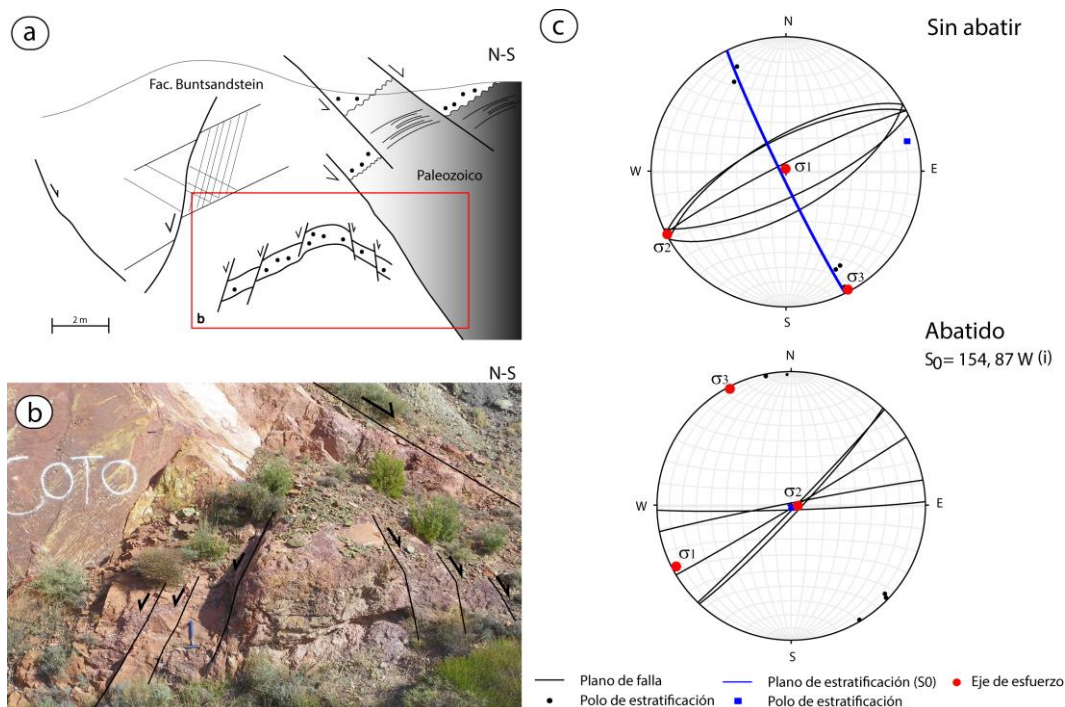


Fig. 9. (a) Esquema de situación y (b) de las fallas medidas en las areniscas de la facies Buntsandstein en el afloramientos 1 (ver localización en Fig. 8). (c) Representación en proyección estereográfica de las fallas medidas e interpretación de los ejes de esfuerzos según el modelo de fallas conjugadas de Anderson (1951), en la actualidad y tras abatir el plano de estratificación.

se ha determinado las posiciones de los ejes de esfuerzo del sistema tanto en la posición actual como en la previa al basculamiento (Fig. 9c). Las fallas originalmente tendrían una dirección NE-SW a E-W y formarían probablemente un sistema conjugado direccional, con  $\sigma_2$  subvertical y con una dirección de extensión NNW-SSE (01, 332) y de compresión  $\sigma_1$  NE-SW (01, 242) subhorizontales (Fig. 9c).

### 3.2. Afloramiento 2

El afloramiento 2 (punto 2 en la Fig. 8) recoge 25 planos de falla medidos en las areniscas de la facies Buntsandstein a lo largo del talud de la carretera en un tramo de un centenar de metros (Fig. 10). La estratificación de las capas tiene una dirección media NW-SE (N135°E) y un buzamiento de 75° hacia el S (Fig. 10d). Las fallas son de escala métrica pero su desplazamiento es pequeño, solo de unos cuantos centímetros, y definen estructuras en *horsts* y *grabens* (Fig. 10 a,b,c). Los planos son, a veces, bastante irregulares y muestran en la vertical, en ocasiones, geometrías entrelazadas (Fig. 10c). Los planos de falla tienen una orientación NE-SW y E-W, con buzamientos elevados tanto al norte como al sur, dominando los de buzamiento norte (Fig. 10d).

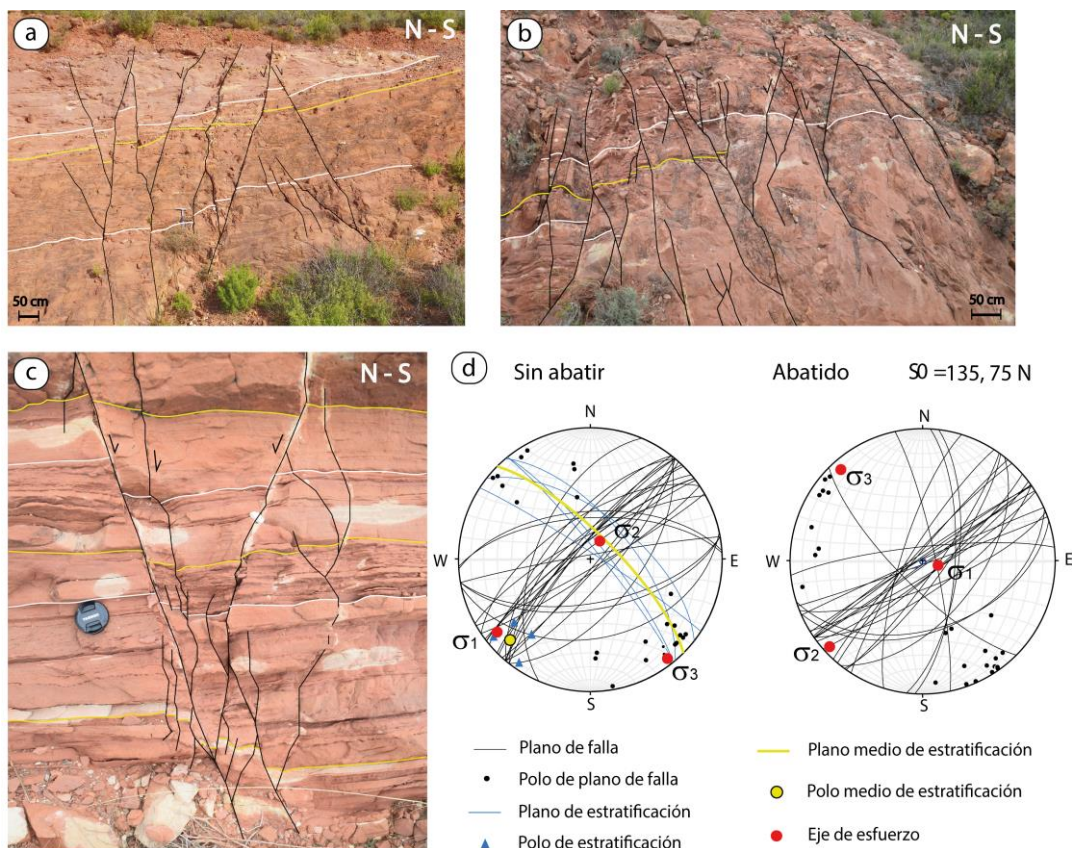


Fig. 10. (a), (b) y (c) Interpretación de fotos de afloramiento con el conjunto de fallas con salto normal que afectan a las areniscas del Buntsandstein en el talud de la carretera (afloramiento 2; ver localización en Fig. 8). (d) Representación en proyección estereográfica de los datos de estratificación y planos de falla e interpretación de los ejes de esfuerzos en la actualidad (sin abatir) y antes del plegamiento alpino (estereograma abatido).

La relación geométrica que guardan los planos de falla con la estratificación sugieren que se trata de fallas conjugadas con componente normal que durante el plegamiento alpino han sido basculadas junto con la estratificación (Fig. 10). La orientación original de las fallas, una vez abatidas junto al plano medio de la estratificación, muestra una familia principal de fallas de dirección NE-SW (NNE-SSW a ENE-WSW) y normalmente con elevados buzamientos ( $>75^\circ$ ) hacia el NW y SE y otras fallas con dirección N-S, NW-SE y E-W (Fig. 10d). En detalle, la familia principal está formada por fallas con orientaciones ligeramente diferentes (N040°E, N055°E, N070°E), todas con buzamientos en ambos sentidos; esta ligera diferencia en orientación de las fallas se ha relacionado con los distintos taludes estudiados. Tras abatir los datos, es decir, en el momento de formación de las fallas, la dirección de extensión media  $\sigma_3$  obtenida es NW-SE y subhorizontal (10, 320),  $\sigma_1$  es subvertical y  $\sigma_2$  está orientado NE-SW y subhorizontal; ello indica que la fracturación tuvo lugar en un régimen tectónico extensional (Fig. 10d).

### 3.3. Afloramiento 3

Este afloramiento (punto 3 en Fig. 8) está localizado muy próximo al afloramiento 1, y en este punto se han tomado datos a ambos lados de una falla normal de escala hectométrica-kilométrica, (ver Fig. 8) que desplaza unos 30 metros una capa de conglomerados de la parte media de la facies Buntsandstein. En el afloramiento, la falla tiene una dirección N115°E y un buzamiento de  $82^\circ$  hacia el norte. Además de este plano principal y de la estratificación (160, 70E), en este afloramiento se midieron 24 planos de falla menores. Las fallas en su gran mayoría tienen una longitud de escala métrica y el desplazamiento que producen en las capas es pequeño ( $< 30$  cm) y varía normalmente entre 10-15 cm (Fig. 11a). Sólo en una de estas fallas se reconocieron estrías sobre su plano, con un ángulo de cabeceo bajo ( $13^\circ$  W). En conjunto, las fallas dibujan un sistema de fallas normales conjugadas, actualmente basculado junto con la estratificación (Fig. 11a).

Este desarrollo pre-plegamiento de las fallas ha sido corroborado por el reconocimiento de fallas de escala centimétrica donde se puede apreciar claramente su actividad sinsedimentaria (Fig. 11b). En este caso, la falla está desplazando menos de 1 cm un *set* inferior con laminación cruzada en surco y otro superior con laminación paralela o inclinada de bajo ángulo con mayor espesor en el bloque hundido, y está fosilizada por un *set* de estratificación cruzada planar. Ello sugiere que esta pequeña falla se desarrolló a la vez que se estaba produciendo el depósito de las areniscas.

Los datos medidos se han representado en proyección estereográfica y se han abatido según la estratificación pero, atendiendo a que las fallas son probablemente sinsedimentarias, sólo los resultados obtenidos tras el abatimiento van a ser explicados (Fig. 11c). Las fallas en origen tienen una orientación media ENE-WSW, con buzamientos hacia el norte y sur, y sentido de movimiento normal. La única estría reconocida adquiere un cabeceo alto que indica un movimiento normal casi puro.

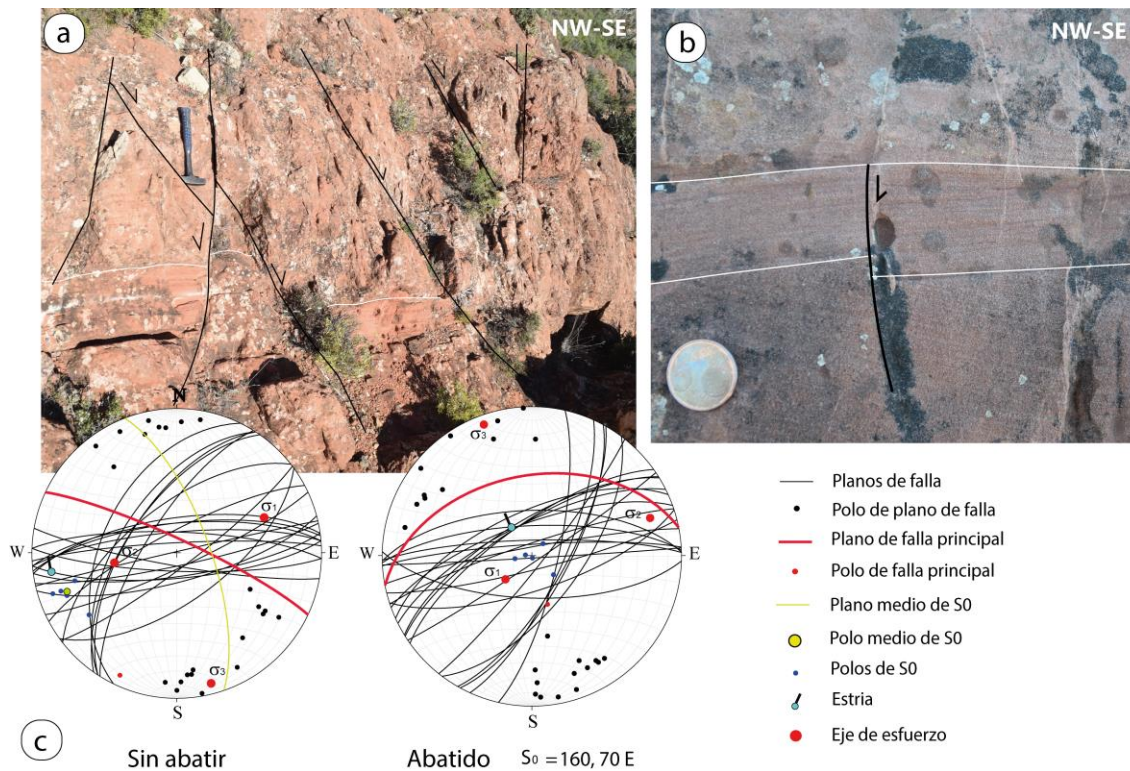


Fig. 11. a) Fallas normales conjugadas en las capas de areniscas en facies Buntsandstein en el afloramiento 3 (ver localización en Fig. 8). b) Detalle de una falla sinsedimentaria en las areniscas fosilizada por un set de estratificación cruzada planar. c) Representación en proyección estereográfica de los datos de estratificación, planos de falla y estría y ejes de esfuerzo pre- y post-abatimiento.

Es de destacar que la falla principal, que en cartografía tiene una orientación WNW-ESE similar a la medida en afloramiento (115, 82N), tenía en origen una orientación E-W y menor buzamiento (45°) al N. Aplicando el modelo de Anderson (1951) para la caracterización de fallas normales conjugadas, se han determinado los ejes de esfuerzo y se puede observar que una vez restituido,  $\sigma_1$  es subvertical y  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  subhorizontales y con una dirección de extensión  $\sigma_3$  NW-SE (07, 340).

### 3.4. Afloramiento 4

Este afloramiento está localizado al SW de los anteriores, en las proximidades del Arroyo del Hocino, en el bloque occidental hundido de una falla de escala cartográfica (punto 4 en Fig. 8). Las capas de areniscas de la facies Buntsandstein tienen allí una estratificación y buzamiento medio de N118°E y 33° al norte, respectivamente, y están afectadas por fallas de escala métrica y desplazamientos entre los 15 y 40 cm (Fig. 12a). Además de la orientación de la falla principal (025, 90E) tomamos datos a escala de afloramiento de 26 planos de falla y, en 3 de ellos, de la orientación (cabecero) de las estrías desarrolladas sobre el plano.

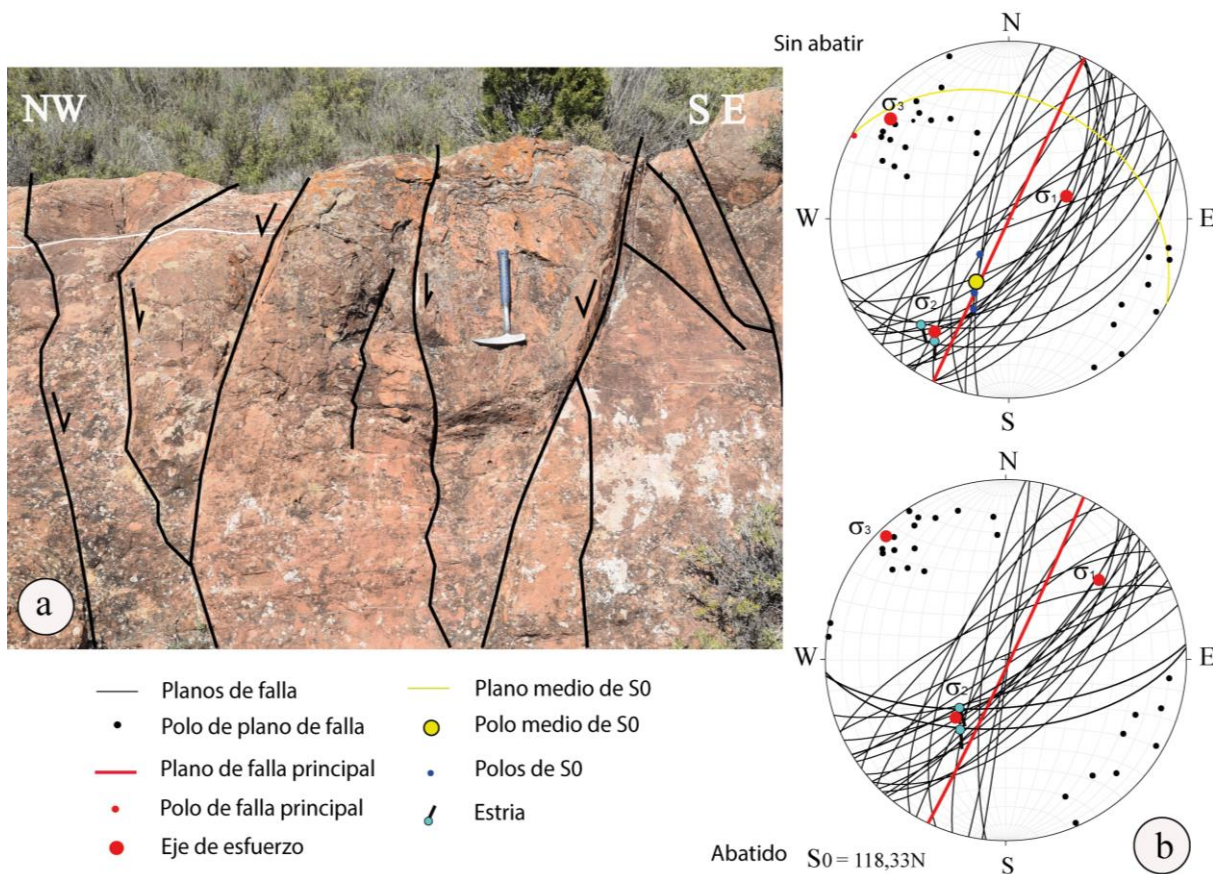


Fig. 12. a) Fallas normales afectando a la facies Buntsandstein en el afloramiento 4 (ver situación en Fig. 8). b) Representación en proyección estereográfica de los planos de falla, estrías y estratificación de las capas medidas (estereograma sin abatir) y una vez abatidos según el plano de estratificación (estereograma abatido).

La orientación media de las fallas es NE-SW ( $N060^{\circ}E$ ) y se pueden distinguir dos familias de fallas según su buzamiento: una, la más abundante, buza hacia el SE, y la otra, con menos representación, buza hacia el NW (estereograma sin abatir; Fig. 12b). Las estrías tienen cabeceos en torno a los  $40^{\circ}$  SW, e indican un movimiento dextral-normal. El resto de las fallas muestran en su mayoría saltos normales, pero algunas fallas (aquellas de alto buzamiento al SE) tienen saltos inversos. Éstos últimos han sido relacionados con el basculamiento durante el plegamiento de fallas que originalmente tenían saltos normales. En conjunto, ambas familias de fallas definen un sistema conjugado de fallas normales que fue posteriormente basculado.

### 3.5. Afloramiento 5

Este afloramiento (punto 5 en Fig. 8) se localiza en el bloque inferior del cabalgamiento principal descrito en el corte del Barranco del Hocino (Fig. 6a). Allí las capas dolomíticas de la facies Muschelkalk (M1 y M3) cambian progresivamente de estar con alto buzamiento al NE y polaridad normal, a estar invertidas con altos buzamientos al oeste. En las capas de dolomías de la unidad M3, con disposición invertida ( $145, 70W$  (i)) se observaron y midieron fallas, algunas con geometría lítrica, de longitud decimétrica a

métrica y con direcciones E-W y NE-SW, y buzamientos elevados ( $>80^\circ$ ) (Fig. 13a y 13b sin abatir). Estas fallas se disponen de manera que forman un sistema conjugado de fallas normales que ha sido basculado junto con la estratificación, es decir, que se formaron antes de que se produjera el plegamiento de las capas.

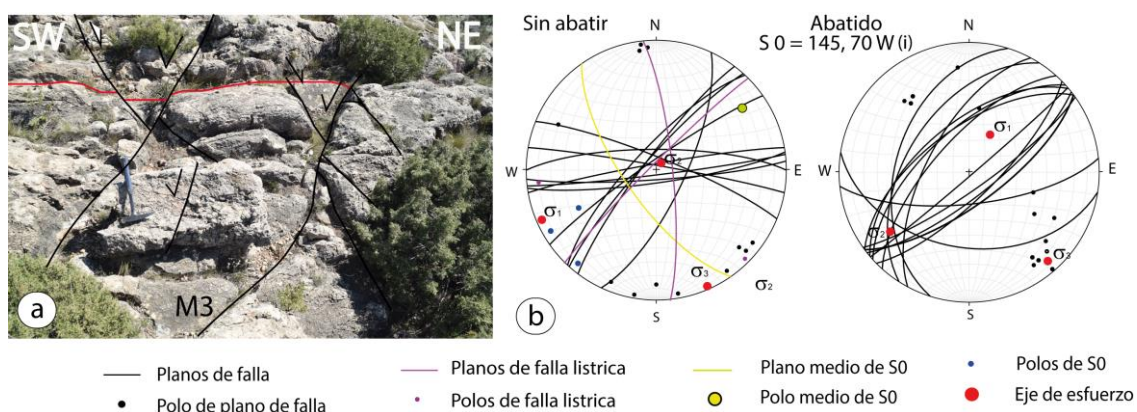


Fig. 13. a) Imagen de campo de las fallas medidas en la facies Muschelkalk (unidad M3) en el afloramiento 5 del Barranco del Hocino (ver situación en Fig. 8). b) Representación en proyección estereográfica (sin abatir y abatidos los datos según el plano de estratificación de las capas) de los planos de falla e interpretación de los ejes de esfuerzos.

Cuando se restituye la orientación original de las fallas, éstas muestran una dirección en torno a NE-SW y buzamientos medios hacia el NW y SE, acordes con el sistema conjugado de fallas normales. Aplicando el modelo de Anderson (1951), los ejes de esfuerzo responsables de su formación indicarían un régimen extensional ( $\sigma_1$  subvertical) con una dirección de extensión  $\sigma_3$  NW-SE y subhorizontal (10, 139).

#### 4. Discusión e interpretación

El análisis llevado a cabo de las estructuras tectónicas reconocidas en el entorno de la localidad de La Hoz de la Vieja (flanco norte del anticlinal de núcleo paleozoico de Montalbán), se ha hecho tanto a escala macroestructural como a escala de afloramiento, en este caso centrándonos principalmente en las que afectan a las facies triásicas.

A escala macroestructural, se ha realizado una cartografía de detalle de la zona de estudio en la que se han incorporado nuevos elementos no reconocidos hasta ahora en las cartografías regionales (Almela *et al.*, 1975; Ferreiro *et al.*, 1990). Entre ellos destacamos los dos cabalgamientos principales de orientación NW-SE que tienen asociados un sinclinal volcado en su bloque inferior, que se ven con claridad en La Hoz de la Vieja y en el Barranco de Hocino (Figs. 4 y 5a), y el contacto Muschelkalk-Keuper, que está cartografiado como cabalgamiento en la cartografía Magna (Almela *et al.*, 1975) y que, en la mayor parte de su traza, se corresponde con un contacto estratigráfico normal. El detalle de nuestra cartografía ha permitido incluir, además, algunas fallas normales que desplazan el contacto paleozoico-triásico. Las fallas normales tienen

distintas orientaciones, pero aquellas de mayor interés y que afectan a los materiales triásicos principalmente tienen a escala macroestructural orientaciones E-W y N-S.

La estructura general en profundidad ha sido mostrada a partir de los dos cortes geológicos realizados (Fig. 3). Nuestra interpretación también difiere en parte de la que hizo Bordonaba (1999) en dos de sus cortes (HOZ-2 y HOZ-1, respectivamente) de traza muy parecida. Al comparar nuestros cortes con los de Bordonaba (1999), las mayores diferencias se pueden ver en el sentido de buzamiento de las fallas normales que ponen en contacto el Jurásico y Cretácico y en que tampoco esta autora reconoce los cabalgamientos tal y como se han descrito en este trabajo. En nuestro caso, se han mostrado evidencias de una zona con fallas normales NW-SE y buzamiento SW (Figs. 3 y 6) que desplazan las unidades jurásicas y cretácicas, aunque si es cierto que la falla principal tiene buzamiento y bloque hundido al norte (ver corte 2; Fig. 3). Bordonaba (1999) interpreta que esta falla estuvo activa durante el depósito de la Fm. Cortes de Tajuña, siendo responsable de variaciones en su espesor, y estableció como nivel de despegue la facies Keuper; en nuestro caso y basándonos en que hemos observado fallas similares en las unidades triásicas, se han interpretado como despegadas en el Paleozoico.

En la interpretación presentada, los dos cabalgamientos principales representan el plegamiento de fallas normales triásicas con buzamiento y bloque hundido al norte y su posterior inversión durante la etapa de acortamiento alpino. El cabalgamiento principal del corte 1 refleja un estado inicial de inversión donde la falla normal ha sido esencialmente plegada, similarmente al plegamiento que muestra la falla menor en el núcleo del sinclinal volcado de bloque inferior de la Hoz de la Vieja (Fig. 4), como lo sugiere la disminución del buzamiento de la falla hacia el norte. Sin embargo, el corte 2 refleja un estado más avanzado de esa inversión, donde los dos cabalgamientos se superponen y el cabalgamiento sur (el superior) ya con una dirección NW-SE muestra ya buzamientos, aunque suaves, hacia el norte (Figs. 3 y 5a).

La actividad triásica de algunas de estas fallas normales ya fue descrita por Vicente (2014). Esta autora levantó dos perfiles estratigráficos en la facies Buntsandstein, uno a cada lado de la falla normal situada justo al sur de nuestro afloramiento 1 (Fig. 8) y demostró su cambio de espesor; midió 76,5 m en el bloque norte hundido frente a los 51 m del bloque sur. La actividad extensional triásica de esta falla y de otras similares descritas en este sector también es sugerida por el hecho de que dichas fallas parecen estar fosilizadas por las unidades triásicas superiores.

En este trabajo también se sugiere a partir de las observaciones de campo, que las fallas normales con buzamiento hacia el norte que afectan a la facies Muschelkalk M3, tienen probablemente asociados un aumento de espesor en los bloques hundidos (ver reconstrucción del sinclinal de Hoz de la Vieja; Fig. 4c). De la misma manera, el cabalgamiento principal (meridional), en el corte del Barranco del Hocino (Fig. 5a),

también parece separar series de diferente espesor (mayor en el bloque inferior). Esto podría explicar que las facies triásicas aumenten su espesor hacia el norte.

A escala macroestructural y sobre todo en afloramiento, se han encontrado asimismo fallas sinsedimentarias de menor tamaño con buzamiento hacia el sur, que a escala local, generan un aumento de espesor de los materiales triásicos en esa dirección (Figs. 4d y 11b). Estas fallas forman probablemente una familia de fallas menores antitéticas respecto de las principales.

Para poder entender mejor la evolución de las fallas normales principales que dan lugar a los cabalgamientos descritos, se ha elaborado una reconstrucción (Fig. 14).

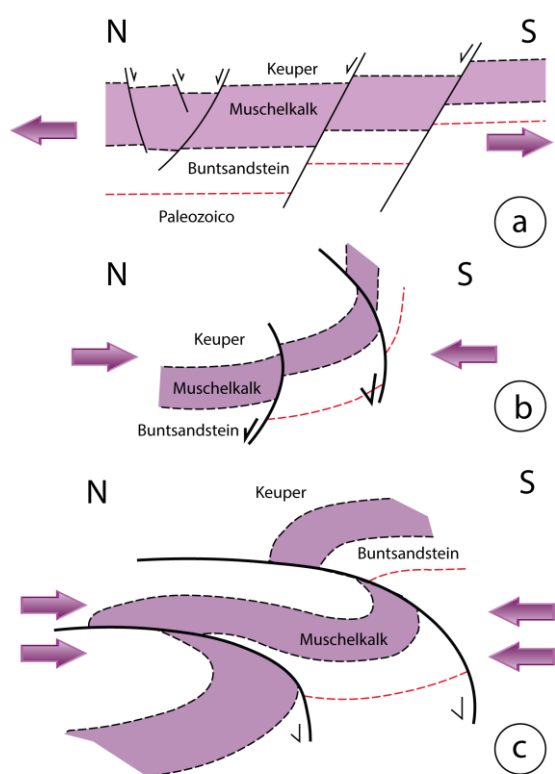


Fig. 14. Reconstrucción de la evolución estructural en el sector de estudio. a) Etapa extensional mesozoica que muestra la posición inicial de las fallas normales durante la extensión triásica. b) Etapa de plegamiento y c) Etapa de inversión de las fallas desarrollada en la compresión alpina.

El primer estadio (Fig. 14a) muestra la estructura extensional triásica, con fallas principales con buzamiento al N y fallas menores antitéticas que son responsables de las variaciones de espesor de las unidades. Esta estructura extensional probablemente se continúa durante el Jurásico Inferior (Bordonaba, 1999) y, posteriormente, durante la etapa extensional cretácica (Soria, 1997). Durante la Orogenia Alpina se produjo primero el plegamiento del conjunto que, entre otros efectos, produjo que los segmentos superiores de las fallas normales aumentaran su buzamiento e incluso pasaran a tener buzamientos hacia el sur (Fig. 14b) y, posteriormente, una vez que dichas fallas se disponían más favorablemente, se invirtieron formando una estructura general de trenes de cabalgamientos situados uno encima de otro, y desarrollándose el anticlinal de bloque superior y el característico sinclinal volcado en los bloques inferiores (Fig. 14c).

El análisis de la fracturación a escala de afloramiento, ha permitido interpretar sistemas de fallas conjugadas, en su gran mayoría reconocidos en la facies Buntsandstein y en menor cantidad en la facies Muschelkalk (M3). Se ha interpretado que estos sistemas se formaron durante el periodo extensional triásico y posteriormente fueron basculados junto con las capas durante el plegamiento alpino. En la figura 15 se recogen los resultados obtenidos de los análisis en proyección estereográfica de estas fallas (Fig.



15). En el momento de su formación, las fallas a escala de afloramiento tenían una dirección principal NE-SW y, en menor medida, N-S y E-W. En todos los casos se ha interpretado una dirección de extensión  $\sigma_3$  en torno a NW-SE y subhorizontal y los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  están distribuidos en una orla, mayoritariamente con  $\sigma_1$  próximo a la vertical (Fig. 15). Estos resultados afianzan la idea de que se trata de fallas conjugadas formadas en el Triásico con una componente extensional principal, y dirección de extensión NW-SE a NNW-SSE (145), y que en algunos períodos probablemente existió una componente transtensional, quizás desarrollada en los momentos iniciales de la evolución triásica.

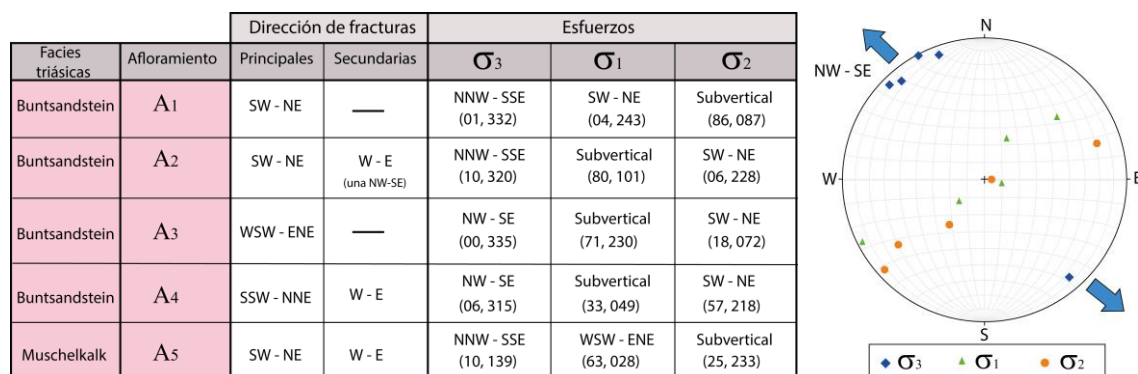


Fig. 15. Síntesis de los resultados obtenidos a escala de afloramiento de las orientaciones de las fallas y de los ejes de esfuerzo interpretados.

## 5. Conclusions

The structural study of the north sector of the Montalban anticline around of La Hoz de la Vieja has allowed us to get the following conclusions:

The Triassic extensional stage produced, at macrostructural scale, normal faults with a main orientation E-W to ENE-WSW and dips to the N, which produced a northwards increase in thickness of the Triassic units. Smaller antithetic faults formed too; they caused a local increase thickness to the south. At outcrop scale, a system of conjugate normal faults with NE-SW orientation was formed. This shows a main extensional direction NW-SE to NNW-SSE, in extensional regime but sometimes with transtensional component. During the Early Jurassic and the Early Cretaceous there were other extensional stages that formed normal faults with NW-SE orientation and dip to north.

During the Alpine orogeny, the general shortening in a NE-SW direction, generated the tectonic inversion of these structures. The group of normal faults, specially the faults situated more to the south, were folded while the NW-SE Montalban anticline was formed. This folding does that the faults would acquire southward dips and that finally they reactivated as reverse faults, controlling the compressive deformation and the main structure of the region. As a result, superposed thrusts one on other were formed, each one, having small displacements to the north and showing the characteristics anticlines and synclines with inverted limbs in its hanging wall and footwall, respectively.

## 6. Bibliografía

- Almela, A., Quintero, I., Gómez, E. y Mansilla, H. (1975): *Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 de la hoja nº 493 (Oliete) y memoria*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 44 pp.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., y Fisher, D. (2011): *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*. Cambridge University Press, New York.
- Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispanica* 14, 172-177.
- Aurell, M., Bádenas, B., Casas, A., Alberto, S. (2001): *La Geología del Parque Cultural del Río Martín*. Colección Parque Cultural del Río Martín, Zaragoza: 171 pp.
- Bordonaba, A. (1999). *El Jurásico Inferior (Hettangiense-Sinemuriense) del sector Oliete-Torre de las arcas: Evolución sedimentaria y control estructural*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza.
- Canerot, J. (1982): Ibérica central-Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 273-344.
- 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. En: *Geology of Spain* (Wes Gibbons y Teresa Moreno, Eds.). The Geological Society, London, 367-400.
- Ferreiro, E., Ruiz, V., Lendinez, A., Lago, M., Meléndez, A., Pardo, G., Ardevol, L., Villena, J., Hernández, A. y Gómez, J.J. (1991). *Mapa y memoria explicativa de la hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200,000*. ITGE, Madrid, Spain. 239 pp.
- Gomez, J.J. (1991): Jurásico. En: *Mapa geológico de España 1: 200.000. DAROCA*. ITGE. Madrid. pp 31-82.
- Liesa, C.L. (1999): *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 760 pp.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy, and cristal 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: 1704-1707.
- Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del Surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su contorno estructural*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España: 363 p.
- Soria, A., Liesa, C., Rodriguez-Lopez, J., Melendez, N., de Boer, P. y Melendez, A. (2011): *An Early Triassic evolving erg system (Iberian Chain, NE Spain): paleoclimate implications*. *Terra Nova*, 23, 76–84.
- Vennin, E., Soria, A.R., Meléndez, A. y Preat, A. (1993): Los sedimentos marinos del Cretácico Inferior de la Cubeta de Oliete. Análisis de Cuenca. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17, 257-283.
- Vicente, A. (2014). *Sedimentología de la facies Buntsandstein en La Hoz de la Vieja (Teruel, Cordillera Ibérica)*. Trabajo fin de grado. Universidad de Zaragoza