

2022

Facultad de Ciencias.
Universidad de Zaragoza

Sergio Mirumbrales Ayllón
TRABAJO DE FIN DE
GRADO



Estudio estructural de un sector de los Montes Obarenes-Sierra de Cantabria

Structural study of a sector of the Obarenes-Sierra de Cantabria Mountains

Director: Antonio Casas-Sainz

Codirectora: Teresa Román Bardiel

ÍNDICE

ABSTRACT-----	3
RESUMEN -----	3
1-INTRODUCCIÓN-----	4-6
1.1 Planteamiento -----	4
1.2 Objetivos -----	4
1.3 Contexto geográfico -----	4
1.4 Contexto geológico -----	4-6
2- <u>METODOLOGÍA</u> -----	6-7
3- <u>DESCRIPCIÓN DE RESULTADOS</u> -----	7-19
3.1 Estratigrafía de la serie local -----	7-9
3.2 Macroestructura -----	9-14
3.3 Mesoestructura -----	14-17
3.4 Microestructura -----	17-19
4- <u>INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN</u> -----	19-24
4.1 Evolución Tectónica -----	23-24
5- <u>CONCLUSION</u> -----	24
6- <u>BIBLIOGRAFÍA</u> -----	25-27
ANEXOS -----	28-37

ABSTRACT

The Sierra de Cantabria and the Obarenes Mountains are the southern limit of the Basque-Cantabrian Basin. The tectonic inversion of the basin occurred as a consequence of the Alpine Orogeny. This study carries out a structural analysis of a sector of the Sierra de Cantabria-Montes Obarenes with special emphasis on the geometry, kinematics and dynamics of the Sierra de Cantabria-Montes Obarenes frontal thrust. Both the literature search and the fieldwork were essential to achieve the objectives of this work. It is concluded that the study area is characterised by a belt of folds and thrusts with local E-W direction and south vergence. This belt is detached from the basement, representing a case of thin-skinned tectonics in which the Keuper acts as a detachment level. Different states of stress have allowed the Sierra de Cantabria-Montes Obarenes frontal thrust to move southwards, however, these stress fields have modified its kinematics so that it is not a pure reverse fault. Finally, the study of palaeocurrents in both the Ebro Basin and the Cenozoic Miranda Basin indicates the Obarenes Mountains as the source area of the sediments found in the Cenozoic units of both the Ebro Basin and the Miranda Basin, showing that the uplift of the Sierra de Cantabria-Montes Obarenes directly influenced their deposition.

Key Words: Sierra de Cantabria, Obarenes Mountains, Basque-Cantabrian Basin, Structural analysis, Thin-skinned tectonics

RESUMEN

La Sierra de Cantabria y los Montes Obarenes suponen el límite meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica. La inversión tectónica de la cuenca se produjo como consecuencia de la Orogenia Alpina. Este estudio realiza un análisis estructural de un sector de la Sierra de Cantabria- Montes Obarenes en el que se pone especial énfasis en la geometría, cinemática y dinámica del Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. Tanto la búsqueda bibliográfica como la campaña de campo fueron imprescindibles para la consecución de los objetivos de este trabajo. Se concluye que el área de estudio se caracteriza por ser un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección local E-W y vergencia sur. Este cinturón formado por materiales mesozoicos se encuentra despegado del basamento suponiendo un caso de tectónica de piel fina en el que el Keuper actúa como nivel de despegue. Distintos estados de esfuerzo han permitido al Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes movilizarse hacia el sur, sin embargo, estos campos de esfuerzo han modificado su cinemática haciendo que no sea una falla inversa pura. Finalmente, el estudio de paleocorrientes tanto en la Cuenca del Ebro como en la Cubeta Cenozoica de Miranda indican a los Montes Obarenes como el área fuente de los sedimentos encontrados en las unidades cenozoicas tanto de la Cuenca del Ebro como de la Cuenca de Miranda evidenciando que el levantamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes influyó de forma directa en el depósito de las mismas.

Palabras Clave: Sierra de Cantabria, Obarenes Mountains, Cuenca Vasco-Cantábrica, Análisis estructural, Tectónica de piel fina.

1- INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento

El presente trabajo se centra en el Surco Navarro-Cántabro, en concreto en la denominada Franja Móvil definida por Ramírez del Pozo (1973) localizada inmediatamente al sur de la cuenca intramontaña de Miranda de Ebro. Este dominio ha sido tratado en trabajos anteriores como los de Martínez Torres (1984) y los de Ábalos y Llanos (1998) que estudiaron la estructura de la Sierra de Cantabria. No obstante, hay poca información relativa a la estructura de la Franja Móvil en los Montes Obarenes. Por consiguiente, como motivo de este trabajo se analizará un sector de los Montes Obarenes desde el punto de vista de la Geología Estructural.

1.2 Objetivos

El objetivo principal del presente trabajo trata de caracterizar la estructura general del sector de la Franja Móvil comprendido entre Foncea y Galbárruli así como proponer una evolución tectónica coherente que permita explicar la estructura observada. En este contexto, se pretende definir el papel que desempeñó el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes en la formación de la Cubeta Cenozoica de Miranda. Se definirán, por un lado, las estructuras presentes más características de este sector de la Franja Móvil poniendo especial atención al Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes y, por otro, se atenderá a las relaciones tectónica-sedimentación tanto en la Cuenca del Ebro como en la Cubeta de Miranda a partir de las paleocorrientes obtenidas.

1.3 Contexto Geográfico

La cordillera pirenaica se encuentra en el norte de la Península Ibérica actuando como nexo entre esta y el resto del continente europeo. Geográficamente se extiende desde el Mar Mediterráneo hasta la Cordillera Cantábrica diferenciándose por un lado, el Pirineo Ístmico y por otro el Pirineo Occidental (Casas-Sainz, 2019). La longitud total de esta cadena ronda los 1000 km y la zonación transversal N-S de la misma varía dependiendo del meridiano escogido. El área de estudio se localiza al norte peninsular entre las comunidades autónomas de Castilla y León y La Rioja. Esta zona se encuadra dentro de los Montes Obarenes limitando al este con la Sierra de Cantabria. Según Köppen (1918) la zona se encuentra en un régimen climático de tipo cfb lo que significa que el clima es templado; sin estación seca y con un verano de temperaturas suaves. Estas características climáticas influyen especialmente en la presencia de diferentes manantiales y de abundante vegetación que ha dificultado en muchos casos la toma de datos.

1.4 Contexto Geológico

Geológicamente, el Pirineo se divide en Pirineo Centro-oriental y en la Cuenca Vasco-Cantábrica siendo el límite entre ambas zonas la falla de Pamplona. Esta es una falla transversal que discurre desde el límite sur del Pirineo hasta la Cuenca de Aquitania presentando una orientación NNE-SSW y que en su parte Ibérica se caracteriza por la presencia de diapiros alineados de materiales triásicos; las facies Keuper. La Cuenca Vasco-Cantábrica abarca desde la falla de Pamplona hasta el contacto con el Macizo Ibérico en Asturias. Se caracteriza principalmente por presentar sedimentación mesozoica y cenozoica que cubre a

los materiales paleozoicos que afloran en los Macizos Vascos de Cinco Villas y Aldudes. Esta cuenca se divide a su vez en tres sectores (Figura 1).

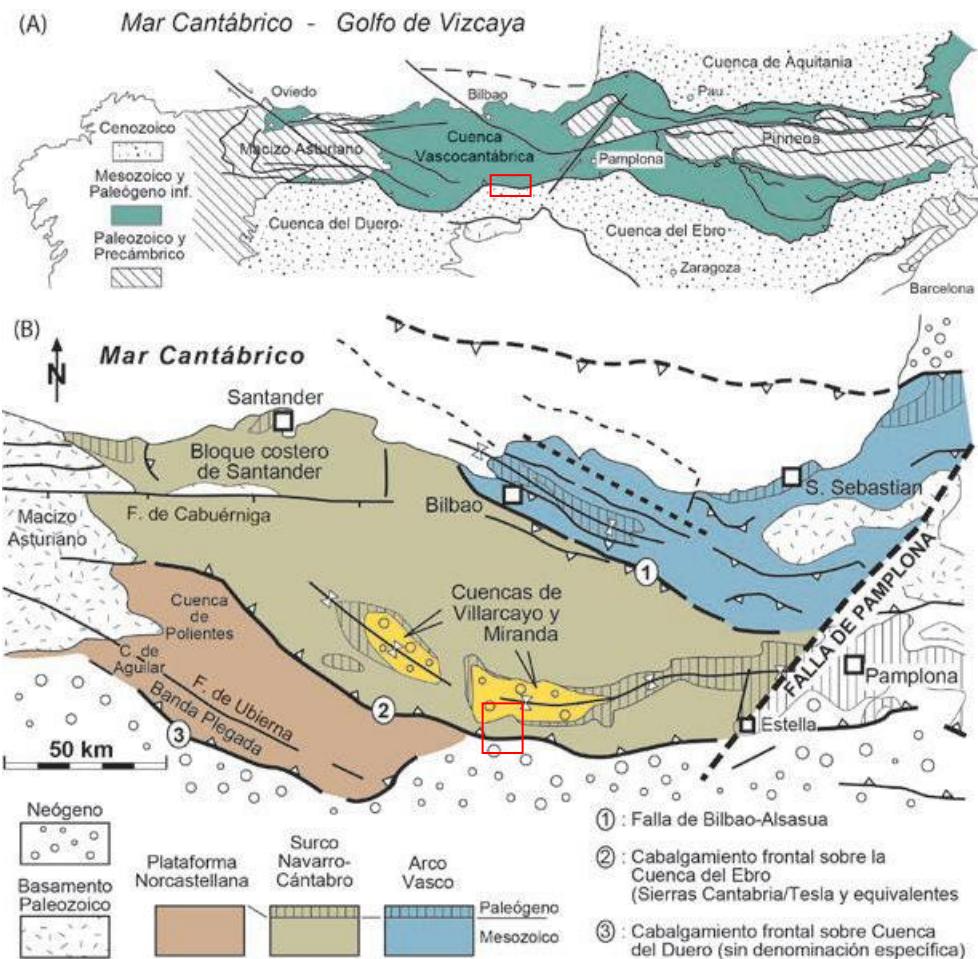


Figura 1: A) Contexto geológico general de la Cuenca Vasco-Cantábrica. B) División geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En rojo se señala la ubicación del área de estudio. Modificado de Robles et al (2014).

El Arco Vasco y Bloque Alavés: Corresponden a la zona centro-oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica constituyendo la prolongación occidental del Pirineo (Cuevas et al, 1999). Ambas zonas presentan diferencias estratigráficas y estructurales. Desde el punto de vista estructural el Arco Vasco presenta una mayor complejidad que el Bloque Alavés. Así mismo las potencias de Cretácico Superior y de Paleoceno en el Arco Vasco son los mayores registrados en la cuenca ya que fue el depocentro de la cuenca.

Surco Navarro-Cántabro: Limita al ENE por la falla de Bilbao-Altsasu y al sur se limita de la cuenca del Ebro por los cabalgamientos de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes y Montes de Tesla. Esta zona presentó una subsidencia elevada durante el Mesozoico (Barnolas y Pujalte, 2004). La tectónica es de piel fina. Hacia el W se localiza el Bloque de Santander que pertenece al mismo dominio. Los espesores mesozoicos en el Surco Navarro-Cántabro disminuyen de norte a sur.

Plataforma Norcastellana: Su límite sur por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico que cabalga sobre la Cuenca del Duero. Esta zona presentó una gran subsidencia durante el Jurásico-Cretácico. Como el resto de sectores de la Cuenca Vasco-Cantábrica sufrió una inversión tectónica a finales del Mesozoico debido a la orogenia alpina. En este caso la tectónica es de piel gruesa (Barnolas y Pujalte, 2004).

La zona de estudio de este trabajo se localiza en el Surco Navarro-Cántabro en los Montes Obarenes. El área estudiada es de 50 Km² y en ella se diferencian tres sectores bien diferenciados que se describen a continuación (figura 2):

Al norte se encuentran los materiales de la Cubeta Cenozoica de Miranda. La cubeta de Miranda constituye una cuenca intramontañosa que se llenó de materiales cenozoicos (oligocenos, miocenos, pleistocenos y cuaternarios) que representan ambientes continentales correspondientes a medios aluviales, fluviales y lacustres. Estos materiales representan, junto con el material mesozoico infrayacente, el flanco sur del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa

La zona central correspondiente a la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes que se ha denominado por Ramírez del Pozo (1973) como la Franja Móvil. La Franja Móvil se extiende desde el diapiro de Estella (Navarra) hasta la Plataforma de La Lora (Burgos). La franja se caracteriza por presentar materiales mesozoicos (desde el Triásico hasta el Cretácico superior) que se encuentran profusamente plegados y cabalgados.

En la parte sur se sitúa la Cuenca del Ebro siendo esta la cuenca de antepaís de los Montes Obarenes-Sierra de Cantabria. Esta se caracteriza por presentar buzamientos hacia el sur que en el contacto con el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes llegan a estar invertidos. Los materiales presentes son de origen continental de edades Oligoceno, Mioceno y Cuaternario.

2- METODOLOGÍA

Para la consecución de los objetivos propuestos se han aplicado los siguientes métodos

- Campaña de campo en la que se han tomado datos a escala mesoestructural. Estos datos se han centrado en establecer el contacto entre las distintas unidades presentes en el área de estudio así como en discernir las estructuras más significativas. La toma de datos de escala mesoestructural consistió en la medición de:

1- planos de estratificación (SO) que permitiesen definir dichas estructuras.

2- Juntas de extensión, estrilolitos y fallas con estría en las dolomías y calizas cretácicas.

3- En los materiales Cenozoicos se midieron lineaciones de disolución de clastos y direcciones de paleocorrientes tanto en la Cubeta de Miranda como en la Cuenca del Ebro.

- Los datos relativos a estratificación, juntas de extensión, estrilolitos, direcciones de disolución y paleocorrientes se han analizado empleando Stereonet (Cardozo y Allmendinger, 2013) mientras que las fallas con estrías se interpretaron con FaultKin (Marrett y Allmendinger, 1990).
- Trabajo de gabinete centrado en, por un lado, la ejecución de una cartografía geológica y por otro, la realización de cuatro cortes geológicos del área.

1- Para la realización de la cartografía se integran los datos medidos durante la campaña de campo junto con datos espaciales obtenidos del IGN (Centro Geográfico Nacional) como es la ortofoto del PNOA de Máxima actualidad y datos LIDAR relativos a la zona de estudio. El software escogido fue ArcGis en su versión 10.7.1. Con él se ha generado una cartografía en la que se ha puesto especial énfasis en la caracterización de las estructuras y de los contactos entre unidades que presentan características litológicas similares.

2- Los datos LiDAR se corresponden con archivos LAS que han sido procesados empleando el software R. El procesado de los datos LiDAR se realiza por lotes con el fin de generar un MDT de una calidad mayor a los presentes en el Centro de Descargas del IGN que ha permitido una mayor resolución a la hora de realizar la cartografía ya que posibilita la eliminación de la vegetación presente en el área de estudio.

3- Los cortes geológicos se realizaron en direcciones N-S y NE-SW a la misma escala que el mapa geológico y empleando las mismas unidades que en el mismo.

- Se realizó un estudio petrográfico a partir de 7 muestras de mano de las que se obtuvieron 7 láminas delgadas que permitieron la identificación de facies (Figuras 3, 4, 5; Anexos II) y la identificación de microestructuras. Las observaciones se han realizado con un microscopio modelo JENAPOL (Carl Zeiss Jena).

3- DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS

3.1 Estratigrafía de la Serie Local

Como ya se ha comentado antes se distinguen tres dominios bien diferenciados que, de norte a sur, se corresponden con la Cubeta Cenozoica de Miranda, la Franja Móvil de Ramírez del Pozo (1973) y con la Cuenca del Ebro. Tanto en la Cubeta de Miranda como en la Cuenca del Ebro dominan los materiales Cenozoicos restringiéndose el Mesozoico a la Franja Móvil (Figura 1; Anexo I).

- “**Franja Móvil**”: La Franja Móvil en el sector estudiado muestra una serie jurásica muy reducido siendo la mayoría de las unidades descritas pertenecientes al Cretácico. Cortes de Tajuña (Rethiense-Hettangiense). Único Jurásico presente y se caracteriza por la presencia de calizas grises muy brechificadas. En ocasiones se distinguen restos de valvas de bivalvos. Aparece en la parte SE de la zona de estudio y en la kipple de Galbárruli.
- Cretácico inferior continental (Valanginiense-Hauteriviense). Se corresponde a una serie de arcillas rojas en las que se intercalan niveles de calizas dolomitizadas de tonosocres

que se atribuyen a las Facies Weald y que afloran en el núcleo de los anticlinales presentes en la zona. Su potencia alcanza los 50 m.

Formación Utrillas (Albiense-Cenomaníense). La Formación Utrillas presente en la zona es similar a la definida en la Cordillera Ibérica. Se caracteriza por la presencia de arenas de grano fino a muy fino con niveles de caolín y, en ocasiones, algún nivel de carbón. Son comunes los cantos de sílex cuyo origen puede ser plutónico o metamórfico (Portero y Ramírez del Pozo, 1973). En esta formación es posible encontrar “escorias” que se tratan de costras ferruginosas. La Formación Utrillas se sitúa de forma discordante sobre las Facies Weald. La potencia de esta unidad ronda los 200 m pero su espesor no es constante a lo largo del área sufriendo reducciones de potencia de norte a sur.

Cenomaníense-Santoníense medio. Se caracteriza por una superposición de calizas, calizas dolomitizadas, margas y calizas arenosas con una potencia total de 215 m. Los tonos de estas calizas van desde calizas grises a tonos ocres en caso de que la fracción arenosa sea mayor. Dominan las calizas micríticas y los wackestone.

Santoníense superior. Se caracteriza por ser calcarenitas de tonos ocres que hacia techo pasan a niveles más arenosos. Algunos autores han observado *Lacazina elongata* en esta unidad.

Campaníense. Caracterizado por una formación de areniscas de tonos blancos y rojos que presentan cantos calcáreos. Presenta una potencia de 80 m y la facies es similar a la Formación Utrillas salvo que esta no presenta ni niveles de carbón ni costras ferruginosas.

Maastrichtíense-Daniense. Constituido por calizas de tonos blanquecinos, anaranjados y amarillentos cuya potencia en la zona es de 15 m. La unidad se apoya de forma discordante sobre las unidades infrayacentes que o bien son las arenas del Campaníense o bien las calizas de la serie Cenomaníense-Santoníense.

La Franja Móvil de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes representa un límite de cuenca pues la potencia total de la serie mesozoica es muy reducida en comparación con el depocentro de la misma que estaría situada en el Arco Vasco donde el espesor de sedimentos mesozoicos alcanza los 10000 m (Martínez Torres, 1984) mientras que en el área estudiada no llega a 1000 m.

- **Cubeta cenozoica de Miranda:** La Cubeta Cenozoica de Miranda es una cuenca intramontañosa preservada en el sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa. Este sinclinal, constituyó una depresión que se rellenó con materiales fundamentalmente continentales durante el Cenozoico con registro desde el Oligoceno siendo los medios sedimentarios principales los aluviales y fluviales y, en menor medida, los lacustres. En la cartografía se han delimitado las unidades de la Cubeta de Miranda en función del tipo de material considerando aquellas unidades aluviales y fluviales como “facies detríticas de Miranda” y como “facies carbonatadas de Miranda” a los carbonatos de origen lacustre.

Este dominio forma parte de la cobertura y se encuentra ligado a los materiales mesozoicos de la Franja Móvil y constituyen el bloque superior del Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes que cabalga a los materiales cenozoicos de la Cuenca del Ebro.

- **Cuenca del Ebro:** La Cuenca del Ebro presenta sedimentación desde inicios del Paleoceno hasta el Cuaternario. Esta zona presenta un espesor de sedimentos de 4000 m (Martínez Torres, 1984). A partir del Oligoceno se alza la Sierra de Cantabria y los Montes Obarenes por acción del Cabalgamiento Frontal de Sierra Cantabria-Montes Obarenes lo que cierra la Cuenca del Ebro haciendo que esta sea una cuenca endorreica que actúa como cuenca de antepaís tanto del Pirineo como de la Cordillera Ibérica. Esta cuenca comienza su relleno con abanicos aluviales definidos aquí como los Conglomerados Sintectónicos de Foncea. Se trata de conglomerados de esqueleto calcáreo y matriz arcillosa fruto de la denudación de los materiales mesozoicos (Figura 9; Anexo III). Se localizan a lo largo de todo el frente de cabalgamiento. Cuando la actividad tectónica decrece los abanicos aluviales dan paso al emplazamiento de los sistemas fluviales. En este contexto se encuentra la Formación Haro (Mioceno Inferior) caracterizada por la presencia de areniscas de origen fluvial con estratificación cruzada bien marcada que se alternan con arcillas. Ambas de tonalidades ocres. En la zona de estudio se han considerado como Facies de Haro no solo a la formación propiamente dicha sino también a todas aquellas litologías más recientes con características similares a esta formación. Hacia el W las Facies de Haro pierden espesor (Martinez-Torres 1984) pasando lateralmente a una facies de arcillas grises que en la cartografía se definen como Facies de Transición.

Los materiales de la Cuenca del Ebro constituyen la cuenca de antepaís donde se depositan los materiales erosionados de la Franja Móvil.

3.2 Macroestructura

Dentro del área y en dirección N-S se reconocen los 3 dominios cartografiados, cada uno con características estratigráficas y estructurales diferentes. (Figura 2)

Cartografía Geológica

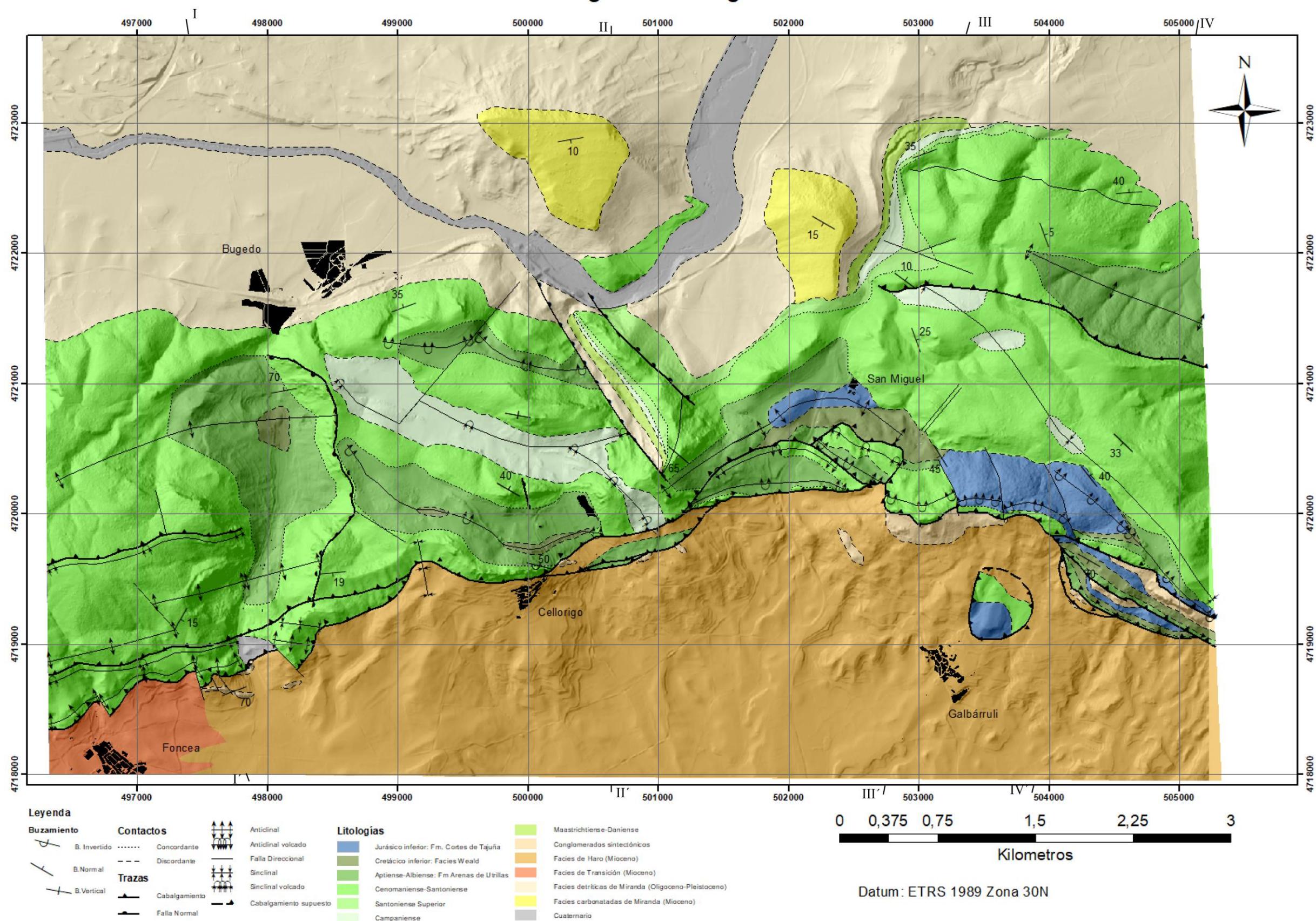


Figura 2: Cartografía geológica

En la figura 2 se aprecia la macroestructura de la zona de estudio en la que se distinguen con claridad los tres sectores descritos anteriormente. La unidad central, constituida por la denominada Franja Móvil se encuentra profusamente deformada y plegada mientras que la cubeta cenozoica de Miranda y la cuenca de antepaís del Ebro están afectadas por deformaciones de menor entidad.

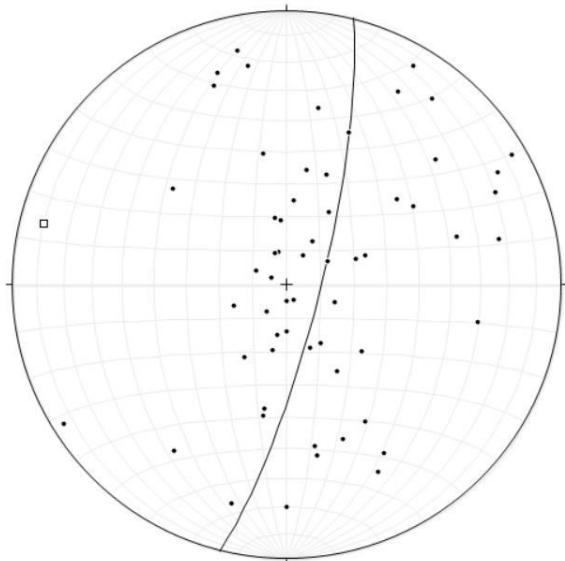


Figura 3: Estereograma (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) que muestra la dirección general de plegamiento (punto 3, 10/284) y la ciclográfica de ajuste (014/80 E). Para la obtención de este estereograma se han tenido en cuenta los planos de SO relativos al Cretácico

La estratificación del Cretácico tiene una dirección media N104E con buzamientos variables tanto hacia el norte como hacia el sur, lo que permite definir una dirección general de plegamiento WNW (10/284) (Fig. 3).

La estructura general del área se muestra a través de cuatro cortes que atraviesa el área de estudio con dirección general N-S y cuya descripción se realizará en función de los bloques superior e inferior con respecto al Cabalgamiento de Sierra de Cantabria:

-Corte 1: Bugedo-Foncea (Figura 4)

Este corte corresponde a la parte más occidental de la zona de estudio. En el bloque superior se aprecian varios cabalgamientos siendo el más meridional el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. Asociado al cabalgamiento más septentrional (Figura 10; Anexos III) existe un retrocabalgamiento que no llega a aflorar en superficie y que afecta a las unidades mesozoicas hasta llegar a la formación Utrillas. La presencia de este retrocabalgamiento ciego genera un pliegue de propagación de falla. Dentro del relleno de la cubeta de Miranda se dividen dos unidades; la primera previa a la discordancia angular del Plioceno (Portero y Ramírez del Pozo, 1972) y la segunda posterior que abarca el Pleistoceno y, posteriormente el Cuaternario. En el bloque inferior el depósito de la cuenca de antepaís se encuentra plegado formando un sinclinal donde las capas pueden presentar buzamientos invertidos que, a medida que incrementa la distancia con respecto al frente de cabalgamiento, pasan a capas subhorizontales en facies de Haro.

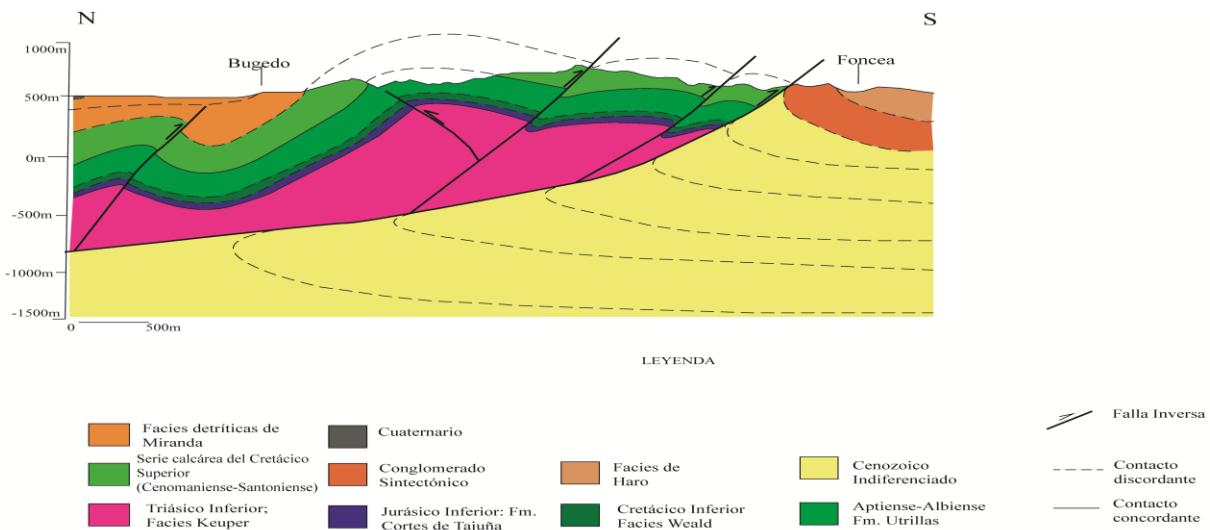


Figura 4: Corte N-S que pasa por Bugeo y Foncea.

-Corte 2: Valverde- Cellorigo: (Figura 5)

Corte similar al previamente descrita pero tomado 3 km al este de la anterior. En el bloque superior se reconoce el anticlinal de bloque superior del Cabalgamiento de Sierra de Cantabria siendo en este caso el anticlinal de Cellorigo (Figuras 6 y 7; Anexos III) un pliegue de clase 1C de Ramsay (1987) con engrosamiento de charnela y con su flanco sur verticalizado. El cabalgamiento presenta en este punto dos láminas cabalgantes que se encuentran en secuencia de bloque inferior. En la Cubeta de Miranda se reconoce una discordancia angular entre las facies carbonatadas (Mioceno superior) y las facies detriticas (Oligoceno-Mioceno Inferior). En el bloque inferior se mantienen las características comentadas en el corte anterior.

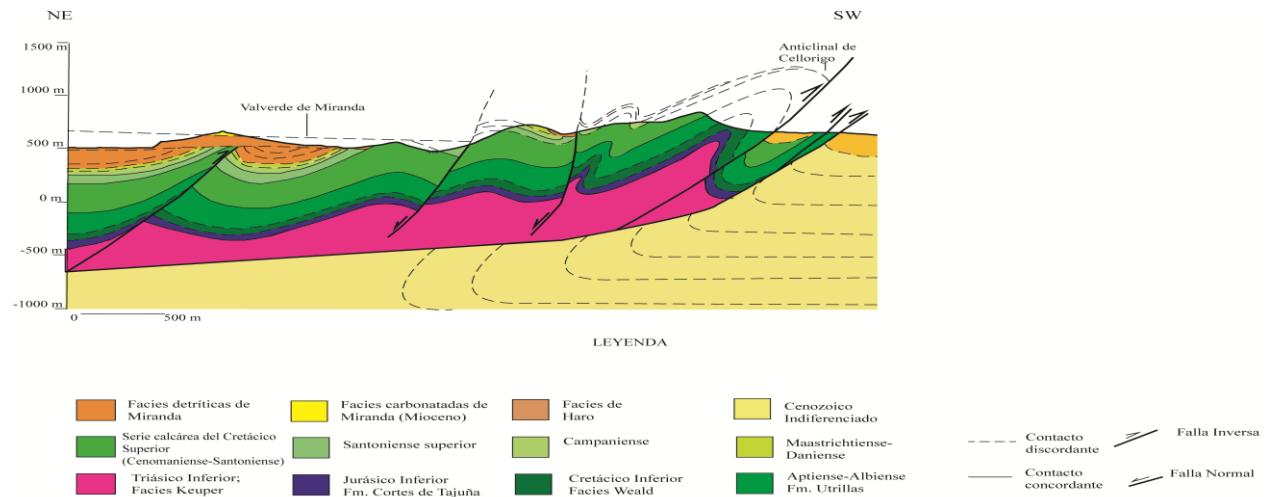


Figura 5: Corte NE-SW de la parte centro-occidental de la zona de estudio.

-Corte 3: Carretera Bu-535: (Figura 6)

Corte situado a 2,5 km al este del anterior. En el bloque superior se puede apreciar que las arenas del Santoniense se acuñan a medida que se avanza hacia el sur al igual que le ocurren a las calizas del Maastrichtiense. En relación a las secciones que se encontraban al W ciertas unidades sufren cambios de espesor. Estas unidades abarcan el intervalo temporal comprendido entre el Valanginiense y el Santoniense y que en los cortes aparecen representadas como las facies Weald, la Formación Utrillas y la Serie calcárea del Cretácico Superior (Cenomaniense-Santoniense). En el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes el anticlinal de bloque superior (anticlinal de la Talocha) se encuentra inclinado con el flanco meridional invertido pero mantiene la geometría del mismo; clase 1C de Ramsay. Con respecto a los sedimentos de la Cubeta de Miranda estos buzan ligeramente hacia el sur sin presentar deformaciones notables. En esta sección no se han identificado discordancias. El bloque inferior no presenta diferencias con respecto a los dos cortes anteriores.

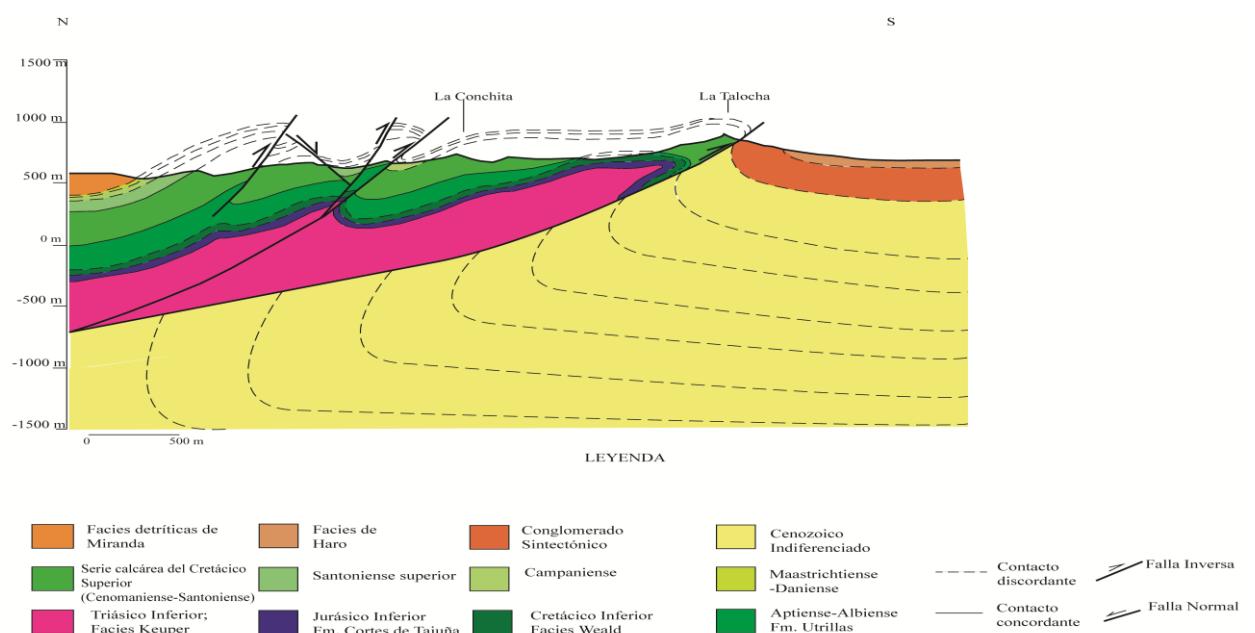


Figura 6: Corte N-S de la parte centro-occidental de la zona de estudio.

-Corte 4: San Juan-Galbárruli: (Figura 7)

Este corte es el más oriental del área de estudio. El bloque superior presenta una secuencia de cabalgamientos normal (Figura 8; Anexos III) en la que se distinguen cuatro láminas cabalgantes; tres de ellas en superficie y una cuarta en profundidad. Los cabalgamientos que generan estas láminas se han ordenado en orden de antigüedad siendo 1 el cabalgamiento más antiguo y 5 el más moderno. La cuarta lámina aflora en las inmediaciones a la localidad de Galbárruli en forma de kipple. Los anticlinales de bloque superior de esta secuencia ganan inclinación con cada lámina cabalgante, siendo los planos axiales más verticales en las láminas más antiguas. Los cambios de potencia descritos en el corte anterior también se mantienen en este corte así como la desaparición de las arenas del Santoniense y las calizas del Maestrichtiense a medida que se avanza hacia el sur del corte. Por su parte, se puede

discernir la discordancia pliocena en la cuenca de Miranda. En el bloque inferior la facies dominante en superficie son las Facies de Haro.

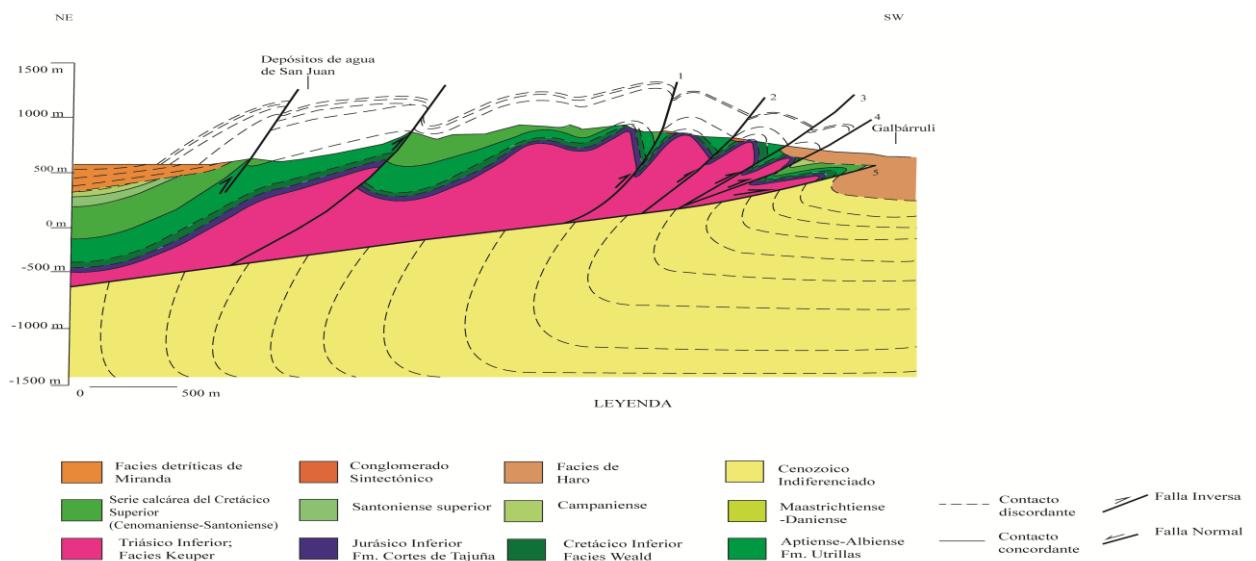


Figura 7: Corte NE-SW de la parte occidental de la zona de estudio. Se han señalado los cabalgamientos en orden de antigüedad siendo 1 el más antiguo y 5 el más moderno.

La estructura general está constituida por un frente de cabalgamientos de dirección general E-W que superpone la serie mesozoica a los materiales cenozoicos de la Cuenca del Ebro. El nivel de despegue son las facies keuper tratándose de una tectónica de piel fina debido a que el basamento no está involucrado. Además, la mayor parte de las fallas presentes se enraízan en esta unidad. El bloque superior presenta un desplazamiento de varios kilómetros sobre a Cuenca del Ebro como se aprecia en los cortes previamente mostrados (Figuras. 4, 5, 6 y 7).

3.3 Mesoestructura

Introducida la macroestructura del área de estudio, se describen a continuación las estructuras identificadas a escala de afloramiento en las diferentes formaciones:

- Lineaciones de disolución en clastos en el conglomerado sintectónico de Foncea.

Este conglomerado oligoceno, definido anteriormente en el apartado de estratigrafía, es una unidad recurrente a lo largo del frente de cabalgamiento y presentando buzamientos fuertes a lo largo del mismo. En Foncea se midieron planos de SO, cuya orientación predominante es NE-SW y buzamientos entre 50-70º al S-SE. A continuación (figura 8) se muestran proyección estereográfica las orientaciones de los planos de SO y de las lineaciones de disolución de clastos que se midieron.

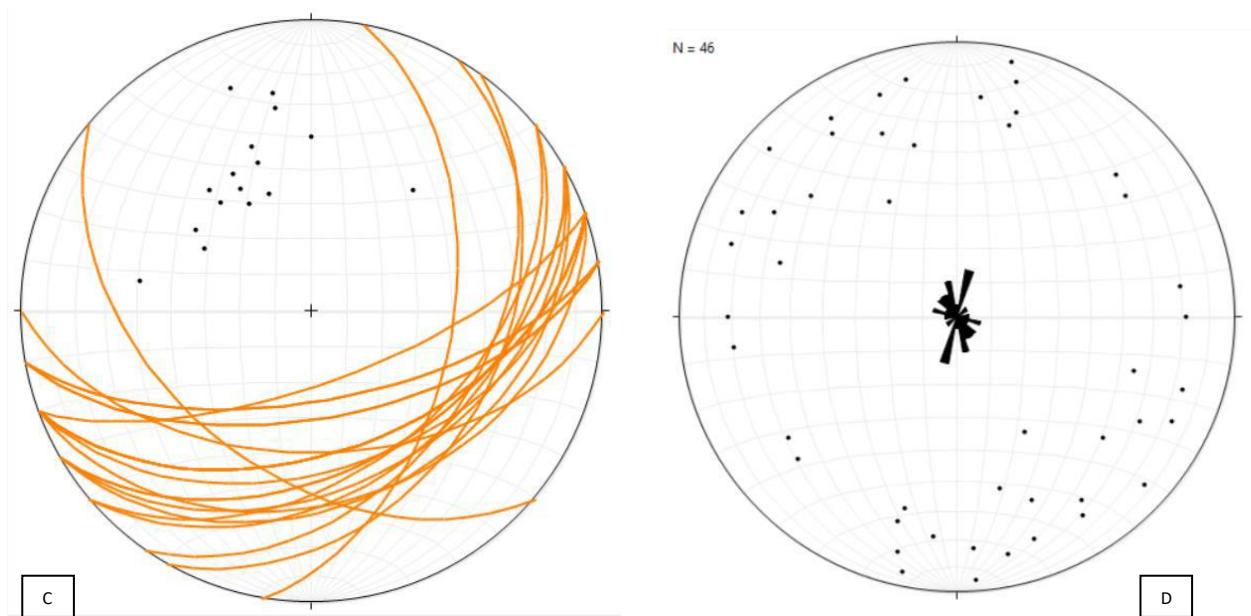


Figura 8: A) Contacto entre las calizas del Cenomaniense-Santoniano y el conglomerado sintectónico. Se puede apreciar la traza del plano de cabalgamiento. B) Imagen de campo del afloramiento del conglomerado en las inmediaciones de Foncea. C) Proyección estereográfica de los planos de estratificación (S_0) y sus polos. D) Proyección estereográfica y diagrama en rosa de las lineaciones de disolución de clastos medidas. La dirección dominante es NNE-SSW, con máximos secundarios NNW-SSE.

-Juntas de extensión y fallas conjugadas.

En varios afloramientos de las calizas del cretácico superior (Cenomaniense-Santoniense) se han podido medir distintas juntas de extensión. La distribución de los polos de las mismas se muestra en la siguiente figura (figura 9). En el estereograma se aprecia un máximo de polos localizado en dirección SE. Otras dos direcciones, menos marcadas corresponden a la WNW y N

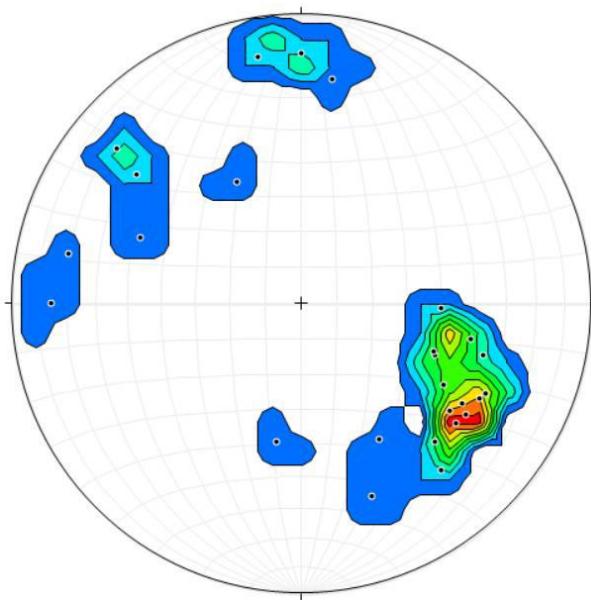


Figura 9: Distribución de los polos de las juntas de extensión medidas en las calizas del Cenomaniense-Santoniense. El contorno se ha realizado mediante el método de conteo de 1% del área con un intervalo de contorno de 2

En estos materiales, se identificaron dos pares de fallas conjugadas con estrías que permitieron determinar los diedros extensivos y compresivos existentes. Los resultados se muestran en los dos estereogramas siguientes recogidos en figura 10

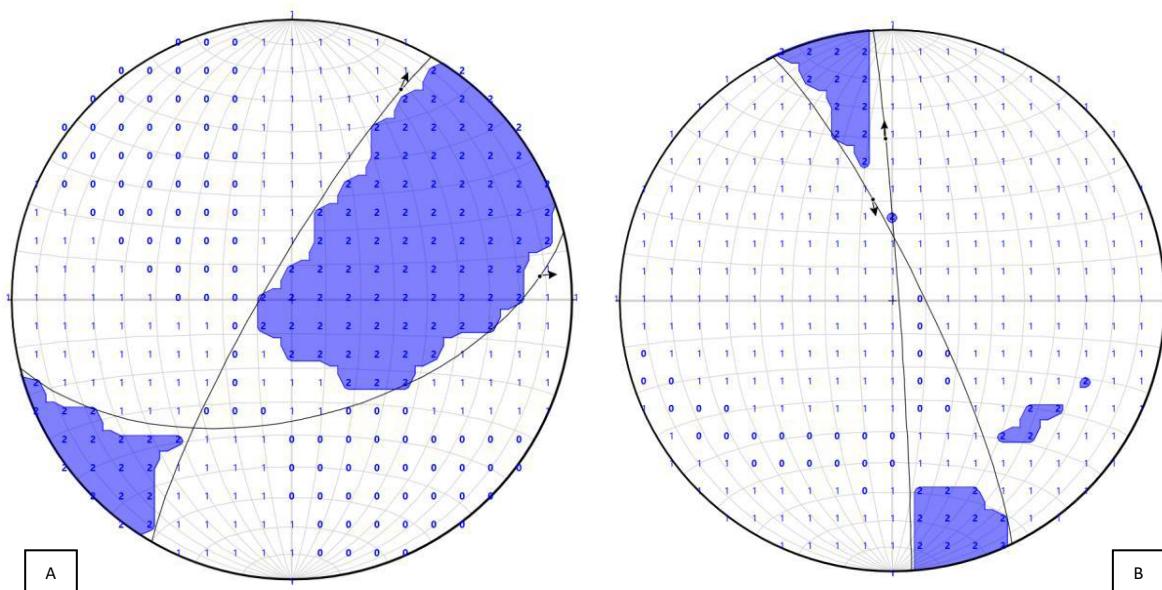


Figura 10: Diedros rectos de 4 fallas conjugadas analizadas por parejas. En ambos estereogramas se ha representado los diedros compresivos siendo las zonas sombreadas en azul aquellas donde la compresión es mayor.

En el primer par de fallas (076/55S;15E y 030/82W;17N) se aprecia que el máximo compresivo se encuentra en dirección NE-SW mientras que en el par de fallas de la derecha (176/88E; 40N y 154/81NE;60N) el máximo compresivo presenta una dirección SSE-NNW.

-Paleocorrientes de la Cuenca del Ebro y de la Cubeta cenozoica de Miranda

Una de las medidas realizadas fue la toma de paleocorrientes en ambas cuencas. La estructura sedimentaria medida en ambos casos corresponde a laminaciones cruzadas tanto planares como en surco. En la cubeta de Miranda las paleocorrientes se tomaron en un depósito de conglomerados y areniscas horizontales. La edad de este depósito es del Oligoceno superior-Mioceno inferior mientras que en la cuenca del Ebro las paleocorrientes se midieron en areniscas pertenecientes a la formación Haro del Mioceno inferior en las inmediaciones a Castilseco, localidad situada a 1,75 km del frente de cabalgamiento. En este punto la estratificación es horizontal. Las direcciones obtenidas se muestran en la figura 11

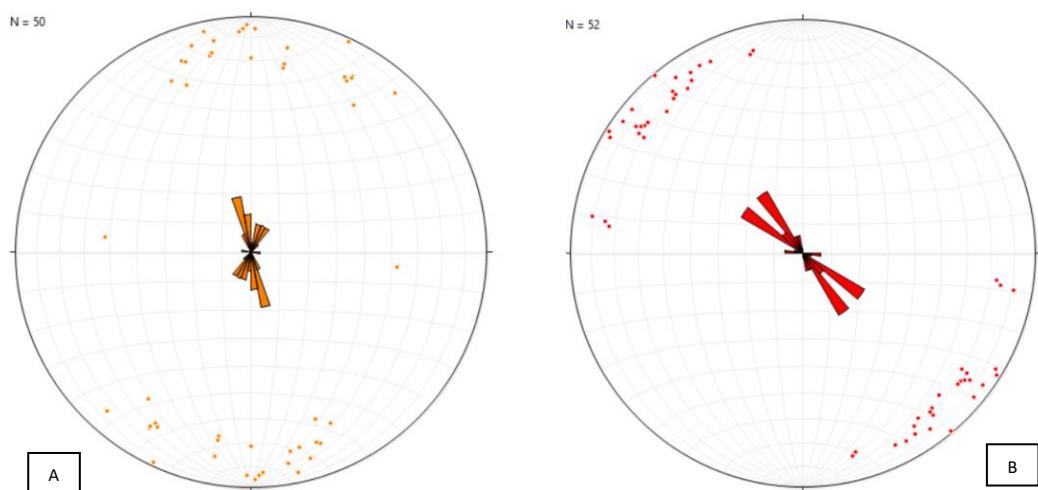


Figura 11: Diagrama en rosa que muestra la distribución relativa de las direcciones obtenidas de las paleocorrientes. Por una parte, se representan en naranja (izquierda) las paleocorrientes de la Cubeta de Miranda obtenidas al NE de la zona. Por otra, en rojo (derecha) se muestra la dirección de las paleocorrientes obtenidas en la cuenca del Ebro en la parte SE de la zona de estudio.

Como se puede observar la mayor parte de las paleocorrientes de la Cubeta de Miranda presentan una dirección NNW-N y en menor medida NE. Una de ellas presenta una dirección W. En el caso de las paleocorrientes de la Cuenca del Ebro la dirección preferente es la SE y, de forma menos frecuente, las direcciones E y S.

3.4 Microestructura

Las microestructuras observadas se encontraron en las facies Weald del Cretácico Inferior. Al microscopio la mineralogía observada consta de filosilicatos con alto contenido en hierro que constituye la matriz de la muestra. Se encontraron también granos autigénicos de cuarzo y carbonatos. La muestra GA se recogió entre los cabalgamientos 1 y 2, que definen la primalámina cabalgante, y de ella se obtuvieron 2 láminas GA-1A, GA-1B cuyas estructuras más relevantes se muestran a continuación.

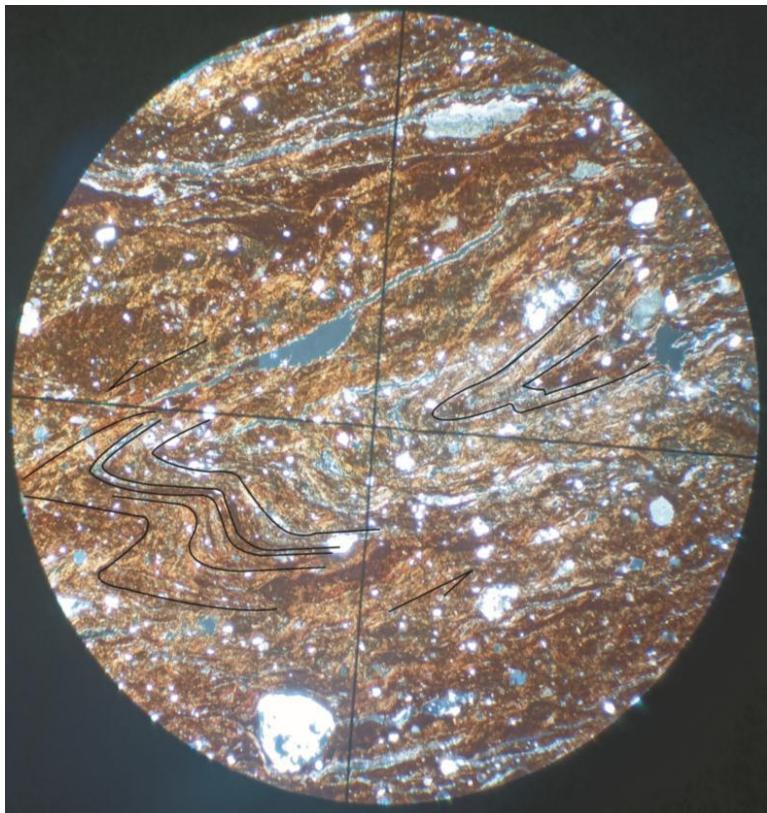


Figura 12: Lámina GA-1 en níkoles cruzados. Objetivo 3,2. Diámetro del objetivo: 6,4 mm.

La primera imagen corresponde a la lámina GA-1 (figura 12). En ella se aprecia un pliegue de flujo formado por cizalla simple.

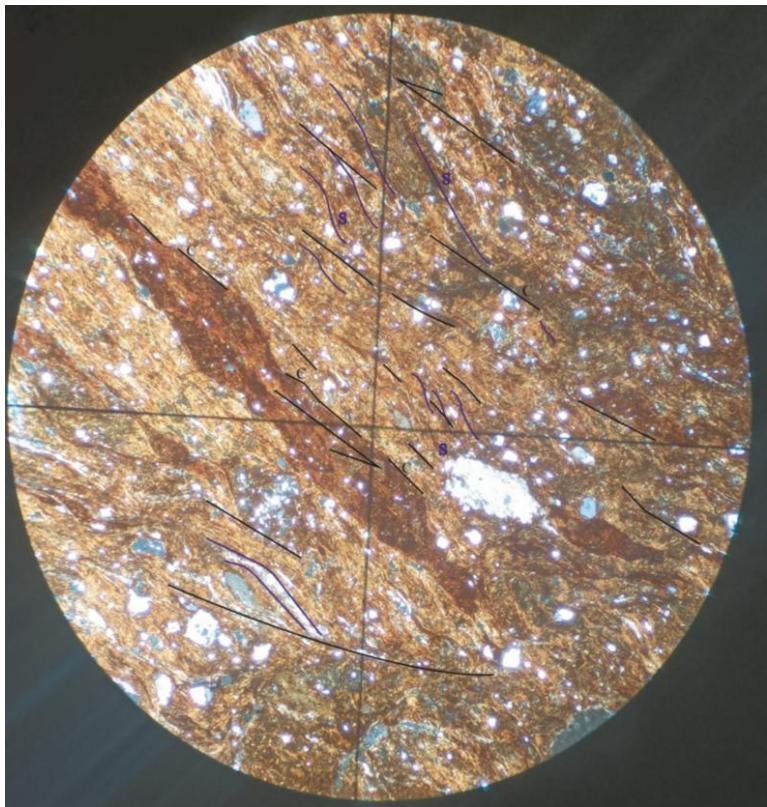


Figura 13: Lámina GA-2. Objetivo 3,2. Diámetro del objetivo 6,4 mm

En la lámina GA-2 (figura 13) se aprecian estructuras S-C. Estos planos se observan en los filosilicatos presentes en la muestra.

En ambos casos, tanto el pliegue de flujo como las estructuras S-C se han originado en una zona de cizalla mediante cizalla simple. Esta zona de cizalla quedaría delimitada por los cabalgamientos 1 y 2 correspondientes a la primera lámina de Galbárruli.

4- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La Franja Móvil de la Sierra de Cantabria de Ramírez del Pozo (1973) corresponde, como ya se ha visto en el apartado de estratigrafía, al límite meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica. No obstante, el concepto de Franja Móvil da a entender que el resto de la cuenca carece de desplazamiento cuando el movimiento de la Cuenca Vasco-Cantábrica se produce al unísono hacia el sur (figura 14).

A) **Basque-Parentis Domain transect**

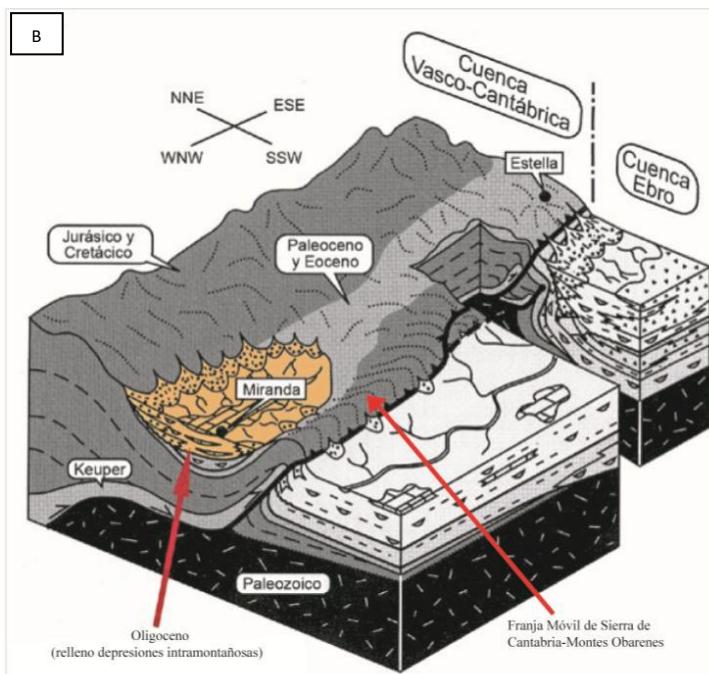
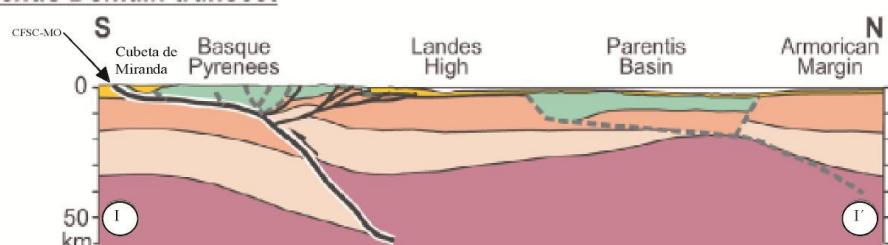


Figura 14: A) Perfil Basque-Parentis (modificado de Roca et al, 2011) en el que se aprecia la estructura profunda de la Cuenca Vasca. Se aprecia que el conjunto de la Cuenca cabala sobre la Cuenca del Ebro a través del Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes (CFSC-MO).

B) Bloque diagrama (modificado de Robles et al, 2014) que muestra la posición de la Cubeta Cenozoica de Miranda en relación al CFSC-MO.

El hecho de que constituya un límite de cuenca derivó en que, al inicio de la compresión alpina parte del material evaporítico del Keuper se movilizó hacia este límite por lo que la tectónica compresiva se vio acentuada por procesos halocinéticos. Evidencias de estos procesos se pueden encontrar en las inmediaciones a la zona de estudio como son los diapiros de Salinillas de Buradón o el más conocido de Salinas de Añana. En el área de estudio propiamente dicha, el efecto halocinético se puede apreciar en la figura 15. En el estereograma se aprecia el eje promedio de plegamiento que originó la mayoría de las estructuras presentes. No obstante se observa que los polos de S_0 muestran una cierta dispersión (figura 15) que sería debida a procesos de diapirismo en profundidad. Los efectos del diapirismo también se pueden apreciar en los cortes geológicos como variaciones en la geometría original de los pliegues. Estos efectos se pueden apreciar en la figura 6 en el pliegue de la Talocha. En él se aprecia una geometría original 1C de la clasificación de Ramsay (1987) en un pliegue volcado que ha sido modificado en su flanco norte por un diapiro.

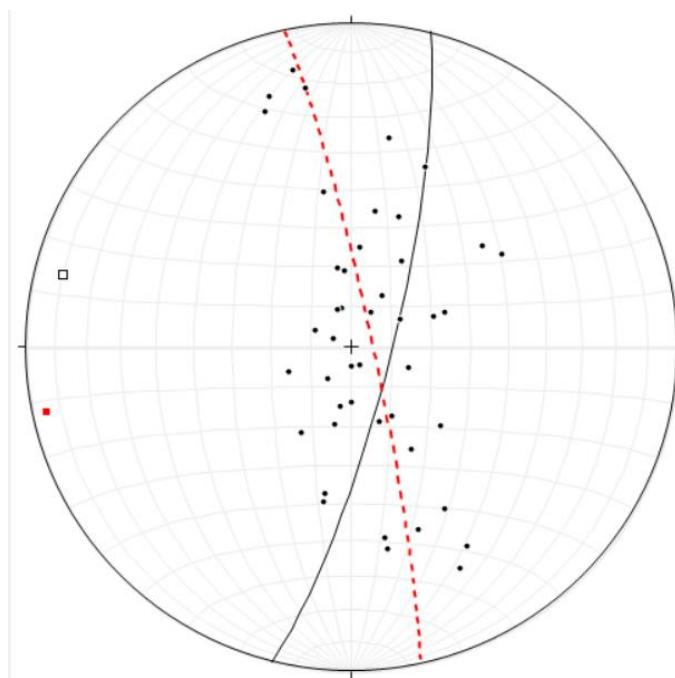


Figura 15: Estereograma (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) que muestra la dirección general de plegamiento (10/284, cuadrado negro hueco) y la ciclográfica de ajuste (014/80 E, plano negro). Esta dirección de plegamiento y su correspondiente ciclográfica de ajuste se realizaron teniendo en cuenta todos los valores de S_0 . En rojo se muestra la corrección de estos valores sin tener en cuenta la dispersión de los valores de S_0 debido al diapirismo.

Con el fin de corregir el diapirismo se han eliminado los valores que se alejaban de la ciclográfica de ajuste obtenida inicialmente. De este modo se obtiene una nueva ciclográfica (168/85E) que se vincula a un eje de plegamiento promedio de dirección WSW (05/258). Este eje de plegamiento es compatible con la dirección de compresión obtenida en el par de fallas conjugadas de la figura 10.B y con la dirección de extensión W-E que aportan las juntas de extensión (figura 9).

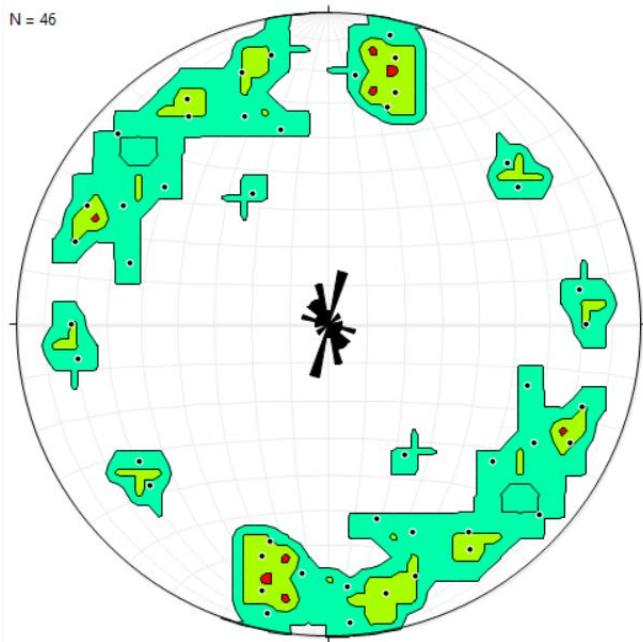


Figura 16: Diagrama en rosa y diagrama de densidad de las lineaciones de disolución de clastos. El contorno se ha realizado por el método de conteo del 1% del área con un intervalo de contorno de 2

Las lineaciones de disolución del conglomerado sintectónico de Foncea (figura 17) muestran que la dirección principal de acortamiento es NNE-SSW. Además, se aprecia un máximo secundario en dirección NNW-SSE. Este segundo máximo es compatible con los diedros rectos y con el máximo secundario de dirección W-E aportado por las juntas de extensión (figuras 10.B y 9). Del mismo modo, el diagrama de densidad muestra un tercer máximo en dirección ESE-WNW. Este último máximo solo se registra en las lineaciones de disolución de clastos. El hecho de que los dos máximos principales se registren (NNE-SSW y NNW-SSE) y siendo la dirección de acortamiento principal NNE-SSW puede indicar que la dirección de acortamiento NNW-SSE estaba o bien siendo reemplazada o bien ambas eran direcciones de acortamiento principales.

Desde el cron 34 hasta el cron 25 (Campaniense basal y Paleoceno superior respectivamente) según los datos obtenidos por Visser y Meijer (2012) Iberia presentó movimiento en dirección NE siendo este movimiento el responsable de la unión de la placa Ibérica con la placa Euroasiática y, en el caso de la Cuenca Vasco-Cantábrica, se mantuvo desde el inicio de la compresión en el Santoniense hasta el Paleoceno Superior. Desde el cron 25 (56 m.a) hasta el cron 6 (Mioceno inferior, 20 M.a) Iberia se traslada hacia el NO (Visser y Meijer, 2012). Dichos movimientos se ligan al acortamiento que presentó la corteza de la Placa Ibérica durante la orogenia alpina. Para algunos autores (Quintana et al, 2015) la Placa Ibérica transfirió el acortamiento orogénico en su conjunto debido a un nivel de despegue en la corteza media. Este nivel de despegue pudo transferir igualmente el estado de esfuerzos por el conjunto de la placa Ibérica. Teniendo esto en cuenta se han tomado los datos de Simón y Liesa (2012) relativos al estado de esfuerzos que actuó durante el Oligoceno en el cabalgamiento de Utrillas.

Teniendo en cuenta que las direcciones de acortamiento representan direcciones de σ1 y por tanto, direcciones de compresión, se puede apreciar en el diagrama de densidad (figura 16) que una de estas direcciones coincide con el campo de esfuerzos Bético temprano de dirección ESE-WNW. No obstante, no hay más datos que corroboren esta dirección.

Las fallas conjugadas de la figura 10.A y el máximo extensivo principal de la figura 9 son complementarios indicando una dirección de compresión NE-SW y extensión SE-NW. Este par de direcciones se incluyen en el campo de esfuerzos Ibérico de dirección principal NE-SW. La dirección de compresión, los diedros rectos de las fallas conjugadas de la figura 10.B y la extensión de dirección W-E de la figura 9 junto con las direcciones de acortamiento medidas en el conglomerado sintectónico de Foncera pueden atribuirse al campo Bético tardío o de Guadarrama de orientación NNW-SSE. Según la dirección de disolución NNE-SSW aportada por las lineaciones de disolución de clastos pueden ser congruentes con el campo de esfuerzos Pirenaico. Sin embargo, este último en el entorno de Utrillas presenta una dirección N-S por lo que la dirección NNE-SSE obtenida puede estar modificada de la dirección N-S principal debido a un campo de esfuerzos local. Pero, se puede ver que la dirección de acortamiento NNW-SSE está siendo reemplazada por la dirección NNE-SSW. Se aprecia pues, que en el área de estudio hay constancia de los campos de esfuerzo Ibérico y Bético tardío pudiendo estar registrados también, pero de forma menos clara, los campos Bético temprano y Pirenaico.

El Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes es la estructura principal que pone en contacto los materiales mesozoicos del bloque superior con los cenozoicos de la cuenca del Ebro. La orientación de esta falla, pese a que presentó modificaciones, se ajusta a una dirección WNW-ESE. Para ciertos autores (Heredia et al 2019) la mayoría de las fallas actuales que presentan esa orientación son antiguas fallas post-variscas originadas durante el colapso gravitacional del Orógeno Varisco. No obstante, el hecho de que la cobertura esté despegada del basamento puede ser indicativo de que el origen de esta falla se encuentra asociado al rift que afectó a la Cuenca Vasco-Cantábrica. Esta falla, reactivada durante la Orogenia Alpina, se movilizó en dirección sur desde el inicio del Paleoceno hasta el Mioceno. Su cinemática pudo verse modificada o afectada por cada uno de los estados de esfuerzo indicados anteriormente durante el Oligoceno e inicio del Mioceno. Actualmente el acortamiento tectónico de la cuenca del Ebro por acción de los cabalgamientos de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes y equivalentes junto con el Cabalgamiento de Demand-Camerones es de aproximadamente 40 Km (Muñoz-Jimenez y Casas-Sainz, 1997).

A medida que los Montes Obarenes se elevaban por acción del Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes la Cuenca Vasco-Cantábrica desarrolló en su extremo sur dos cuencas intramontañosas; la Cuenca de Villarcayo y la analizada en este trabajo, la Cubeta de Miranda de Ebro. Este tipo de cuencas se generan en las últimas etapas de formación de un orógeno (Robles et al, 2014). En el caso de la Cubeta de Miranda las direcciones de paleocorrientes obtenidas (figura 11.A) presentan un máximo claro en dirección NNW-SSE siendo el resto de direcciones menos significativas. A modo general se puede decir que todas ellas se encuentran entre la dirección mayoritaria y la NNE-SSW. Estas direcciones de paleocorrientes evidencian que los relieves de Montes Obarenes-Sierra de Cantabria se elevaban en el sur constituyendo el área fuente de los depósitos detríticos de la Cubeta de

Miranda. Parte de estos depósitos corresponden a conglomerados compuestos principalmente de cantos calcáreos

En la Cuenca del Ebro la dirección mayoritaria es NW-SE (figura 11.B) y se midió en la Formación Haro (Mioceno). Esta dirección difiere de la dirección actual que presenta el Ebropor lo que es posible que esas direcciones correspondan a uno de sus afluentes. En este caso el área fuente de los sedimentos procede del NW.

Actualmente en el área de estudio existe un curso fluvial, el Malapán, que transurre dirección S-N. Su nacimiento se encuentra próximo a la localidad de Foncea y desemboca en las inmediaciones de Bugedo en el Río Oroncillo. El hecho de que atraviese los Montes Obarenes para desembocar en la Cubeta de Miranda indica que esta se encuentra a menor altura que el Surco de la Bureba. Este hecho indica que los Montes Obarenes siguen elevándose siendo las zonas próximas al Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes más altas que las que se encuentran en la Cubeta de Miranda. Por lo que el nivel de base de los cauces fluviales circundantes se localizaría en esta cuenca intramontaña, en concreto en el Ebro.

4.1 Evolución Tectónica

Tras la Orogenia Varisca se produjo el colapso gravitacional del orógeno Varisco. En este proceso se generaron fallas de orientación WNW-ESE. Al final de Pérmico, principios del Triásico en el dominio de la península Ibérica se generaron diferentes cuencas en las que se produciría sedimentación. Esta cuencas se ligan a dos procesos de rift: al este el Rift Tethysiano y al norte el Rift Boreal. Entre ambos rifts se generó a lo largo de la península un sistema de rifts multidireccional que conectaba ambos (Heredia et al, 2019). El rift en la Cuenca Vasco-Cantábrica se mantuvo hasta el Cenomaniense Inferior. Durante este periodo el proceso dominante fue la extensión que se manifestaba a través de fallas normales. Una de estas fallas normales será el futuro Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. En este contexto el diapiroismo también es un proceso común pudiendo generarse salt walls en estas fallas. A finales del Santoniense o principios del Campaniense comienza la Orogenia Alpina debido al movimiento NE que presentaba Iberia (Visser y Meijer, 2012). Este movimiento se tradujo en la inversión tectónica de la Cuenca Vasco-Cantábrica dando como resultado a la generación de relieves positivos relacionados con la cadena pirenaica. La inversión tectónica de esta cuenca se lleva a cabo desde el inicio de la compresión en el Campaniense concluyendo con los últimos eventos tectoestratigráficos en el Mioceno (Robles et al, 2014). Es debido a la Orogenia Alpina que las fallas normales que actuaron durante el mesozoico se inviertan como cabalgamientos siendo este el caso del Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. La compresión provocó que las facies Keuper se movilizasen hacia los bordes de la cuenca siendo esta facies la unidad plástica capaz de transmitir la deformación además de actuar como nivel de despegue, separando la cobertura mesozoica y cenozoica (jurásico-cuaternario) de aquellos materiales del paleozoico y del triásico inferior y medio (Facies Buntsandstein y Mulschelkalk). Esta estructura ha sufrido un desplazamiento, preferentemente en dirección sur desde el inicio de la compresión. Según los datos obtenidos, y en comparación con aquellos obtenidos por Simón y Liesa (2011) para el Cabalgamiento de Utrillas, se han podido identificar varios de los estados de esfuerzos

actuantes durante el Oligoceno siendo los más claros los estados de esfuerzos Ibérico y Bético tardío. Estos campos de esfuerzos afectaron a la cinemática del cabalgamiento modificando su dirección por lo que el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes no es una falla inversa pura sino que presenta también una componente direccional. El levantamiento de los Montes Obarenes por acción de este cabalgamiento explica las paleocorrientes encontradas en la Formación Haro. Estas paleocorrientes muestran que el área fuente de los sedimentos se encontraba al NW y el flujo de agua avanzaba hacia él SE en dirección a los lagos endorreicos de Zaragoza. Como se ha indicado antes, actualmente en los Montes Obarenes hay pocos flujos de agua que se movilicen en esta dirección. El ejemplo actual escogido por atravesar la zona de estudio, el río Malapán, se moviliza en dirección S-N desembocando en la Cubeta de Miranda indicando que desde el Mioceno, el área ha seguido elevándose. Este hecho muestra que en el Mioceno la Cubeta de Miranda se encontraba a una altura similar o igual a la que se encuentra la cuenca de antepaís y que actualmente esta cuenca intramontaña se sitúa a menor altura que el Surco de la Bureba.

5- CONCLUSIONS

The Sierra de Cantabria-Montes Obarenes frontal thrust is characterised by a general WNW-ESE direction, which in the study area acquires a local W-E direction with a southward vergence. Its vergence is equivalent to the folds present in the hanging wall. Their folding axis is WNW-ESE which is compatible with the NNW-SSE compression direction. In addition to the southern vergence, the thrust showed a sinistral direction of movement as indicated by the foliation seen in the Galbárruli thrust sheets. The Mesozoic and Cenozoic overburden is detached from the basement, the Keuper facies being the detachment level. The halokinetic effects of this unit are translated as salt domes affecting the overburden. The observed mesostructures allow us to appreciate several stress fields that coincide for the Oligocene with those observed by Simón & Liesa (2011) for the Utrillas thrust. The Sierra de Cantabria-Montes Obarenes frontal thrust may have slightly varied its kinematics with each of these fields. The Obarenes Mountains-Sierra de Cantabria uplift influenced the palaeocurrents obtained showing that the source area for both Cubeta de Miranda and the Ebro Basin was located in the Obarenes Mountains. However, the present-day water flows have modified their behaviour with respect to those of the Miocene. This could be due to a sudden change in the absolute base level which caused a greater emptying of the Cenozoic Miranda Basin than of the Ebro Basin.

6- BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R. W., Marrett, R. A., & Cladouhos, T. (1992). FaultKin. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/RWA.html>, accessed Feb, 10, 2004.
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193-205.
- Carola, E., Muñoz, J. A., & Roca, E. (2015). *The transition from thick-skinned to thin-skinned tectonics in the Basque-Cantabrian Pyrenees: the Burgalesa Platform and surroundings*. International Journal of Earth Sciences, 104(8), 2215-2239.
- Casas, A. (2019). *El Pirineo en el marco de la Tectónica de Placas*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 27(3), 301-313.
- Chazarra Bernabé A; Flórez García E; Peraza Sánchez B; Tohá Rebull T; Lorenzo Mariño B; Criado Pinto E; Moreno García J.V; Romero Fresneda R; Botey Fullat R (2018) *Mapas Climáticos de España (1981-2010) y ET_O (1996-2016)*. Área de Climatología Y Aplicaciones Operativas. Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio para la Transición Ecológica.
- Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J. M., & Tubía, J. M. (1999). *DEL ARCO VASCO (CUENCA VASCO-CANTABRICA)*. Boletín Geológico y Minero, 110(1), 3-18.
- De Vicente Muñoz, G. (2018). El registro geológico de las deformaciones alpinas en Iberia: partición de la deformación o fases tectónicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 31 (2).13-22'
- Del Pozo, J. R. (1973). *Síntesis geológica de la provincia de Alava*. Onra Cultural, Caja de Ahorros Municipal de la Ciudad de Vitoria; Institución Sancho el Sabio.
- Eguiluz, L ; Martínez Torres, L. M ; Ramón, R; et al (1984) Geometría del Pirineo Occidental y Arco Vasco. *Congreso Español de Geología*. 1., pp 207-217
- Floquet M and Martín-Chivelet J (2019). Late Cretaceous Post-Rift to Convergence in Iberia. North Iberian Continental Margin: The Basque-Cantabrian Basin and the Castilian Ramp. En *The Geology of Iberia:A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 314.
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J. L., & Clariana, P. (2011). Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 169-184.
- García-Senz J, Rosales I, Robador A and Pedrera A (2019). The Late Jurassic–Early Cretaceous Rifting. The Basque-Cantabrian Rift Basin. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland.196-199

- Gómez J.J. (2019). The Late Triassic–Middle Jurassic Passive Margin Stage. The Concomitant Thermal and Extensional Fault-Controlled Subsidence in the Middle Jurassic of the Northern and Eastern Iberian Basins. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 169-172.
- Gómez J.J. (2019). The Late Triassic–Middle Jurassic Passive Margin Stage. The Disintegration of the Platforms Driven by Extensional Faulting and the Onset of Hemipelagic Conditions in Northern and Eastern Iberia. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 156-158
- Gómez J.J. (2019). The Late Triassic–Middle Jurassic Passive Margin Stage. The Expansion of the Shallow Platform Carbonates in Northern and Eastern Iberia. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 148.
- Gómez J.J. (2019). The Late Triassic–Middle Jurassic Passive Margin Stage. The Onset of the Passive Margin Stage and the Triassic–Jurassic Boundary in Northern and Eastern Iberia. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 141-148.
- Gómez, J. J. et al (2019). The Alpine Cycle in Eastern Iberia: Microplate Units and Geodynamic Stages. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 42-51.
- Heredia Carballo N, Martín-González F and Suárez-Rodríguez A. (2019). Permian-Triassic Rifting Stage. Basque-Cantabrian Pyrenees. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 60-65.
- Huerta, P. P. H., Serrano, A., Malagón, J., & Cañas, C. R. (1993). Evolución estructural del margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, (15), 143-146.
- Llanos H; Quinif Y; Ábalos B (1998) Evolución geodinámica reciente de la Sierra de Cantabria (Álava) en base a la datación de U/Th de carbonatos continentales de las cuencas de los ríos Inglares y Ebro. *Boletín Geológico y Minero*. Vol109-1. pp 3-12
- Martínez Torres L.M, (1993). Corte Balanceado de la Sierra Cantabria (Cabalgamiento de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre la Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 14: 113-115
- Martínez Torres L. M, (1984). Geología de la Sierra de Cantabria entre Palomares y Toloño. *Azterlandak*, 4, 68
- Meléndez, A. (1996). Historia Geológica de la Rioja. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 4(2), 90-90.
- Muñoz-Jiménez, A., Casas-Sainz, A. M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9(1), 65-85.

- Muñoz J.A. (2019). Alpine Orogeny: Deformation and Structure in the Northern Iberian Margin (Pyrenees s.l.). Geodynamic Setting. . En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 457-459.
- Muñoz J.A. (2019). Alpine Orogeny: Deformation and Structure in the Northern Iberian Margin (Pyrenees s.l.). The Basque-Cantabrian Pyrenees En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 467-470
- Pedrera, A., García-Senz, J., Ayala, C., Ruiz-Constán, A., Rodríguez-Fernández, L. R., Robador, A., & González Menéndez, L. (2017). Reconstruction of the exhumed mantle across the North Iberian Margin by crustal-scale 3-D gravity inversion and geological cross section. *Tectonics*, 36(12), 3155-3177.
- Portero, J.M, Del Pozo, R (1972). *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 169 (Casalarreina) y memoria*. IGME, Madrid. 45
- Quintana, L., Pulgar, J. A., & Alonso, J. L. (2015). Displacement transfer from borders to interior of a plate: A crustal transect of Iberia. *Tectonophysics*, 663, 378-398.
- Ramírez del Pozo, J., Riba, O., & Maldonado, O. (1973). Mapa geológico de España 1: 50.000.
- Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1987). Modern structural geology. *Folds and Fractures*, 2, 309-700.
- Robles, S., Aranburu, A., & Apraiz, A. (2014). La Cuenca Vasco-Cantábrica: génesis y evolución tectonosedimentaria. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22(2), 99-99.
- Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O., & Ellouz, N. (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, 30(2).
- Simón, J. L. (2019). *Evolución de paleoesfuerzos registrada en la cuenca cenozoica de Montalbán (Teruel, Cordillera Ibérica)* (No. ART-2019-122040).
- Simón, J. L., & Liesa, C. L. (2011). Incremental slip history of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 77-97.
- Vergés J et al (2019). An Introduction to the Alpine Cycle in Iberia. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C, Oliviera J.T). SPRINGER. Cham, Switzerland. 28-37.
- Vissers, R. L. M., & Meijer, P. T. (2012). Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, 114(1-2), 61-83.

ANEXOS

ÍNDICE

1- ANEXO I: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA	30
2- ANEXO II: LÁMINAS DE MICROSCOPIO	31-34
· CE-2	32
· CE-4	33
· C-5	34
3- ANEXO III: IMÁGENES DE CAMPO	35-37
· Anticlinal de Cellorigo	35
· Láminas de Galbárruli	36
· Conglomerado sintectónico de Foncea	36-37
· Carretera Bu-730 (Corte 1: Bugedo-Foncea)	37

ANEXO I: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

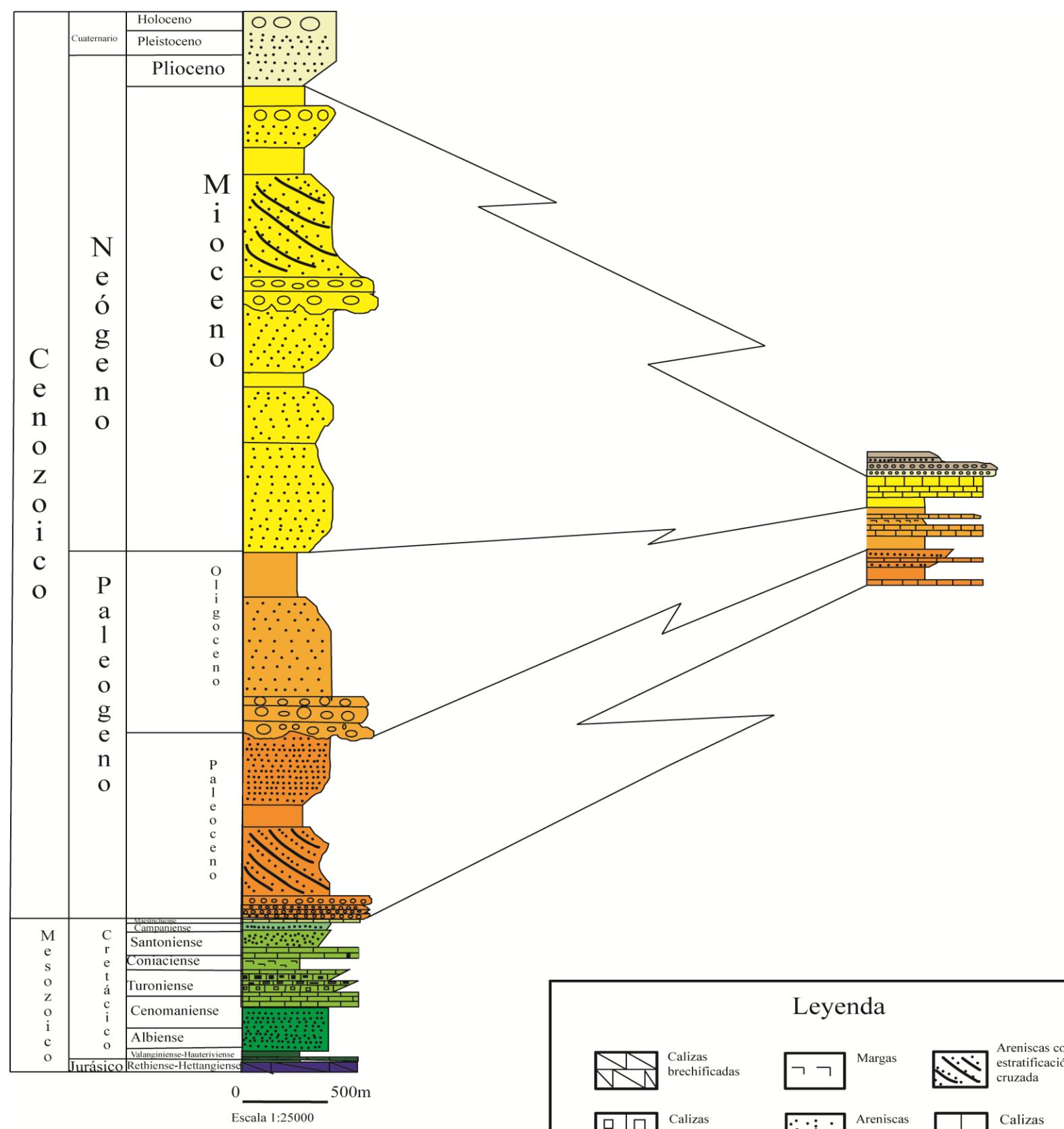


Figura 1; Anexo I: Columna estratigráfica virtual de la zona de estudio. En el lado izquierdo se representa el mesozoico y el relleno de la Cuenca del Ebro. A la derecha la cuenca de Miranda

ANEXO II: LÁMINAS DE MICROSCOPIO

Las muestras de las que se realizaron láminas delgadas se recogieron a lo largo de la zona. A continuación se muestra tanto la ubicación de las muestras como las fotografías tomadas de las muestras que no se han incluido en la memoria principal y de las que se incluye una breve descripción.



Figura 2; Anexo II: Localización de las muestras recogidas.

Las muestras CE1/CE-2 y la C-5 corresponden a la misma unidad cartográfica; Serie Calcárea del Cretácico Superior. Las muestras CE-1/CE-2 se tomaron en la carretera, a la entrada a la localidad de Cellorigo, en materiales del Cretácico superior. Por otro lado, la muestra C-5 se recogió en las canteras de “El Calero”.

CE-2: La muestra CE-2 se tomó a la entrada de la localidad de Cellorigo en la unidad definida tanto en la cartografía como en los cortes como “Serie Calcárea del Cretácico Superior (Cenomaniense-Santoniente)”.

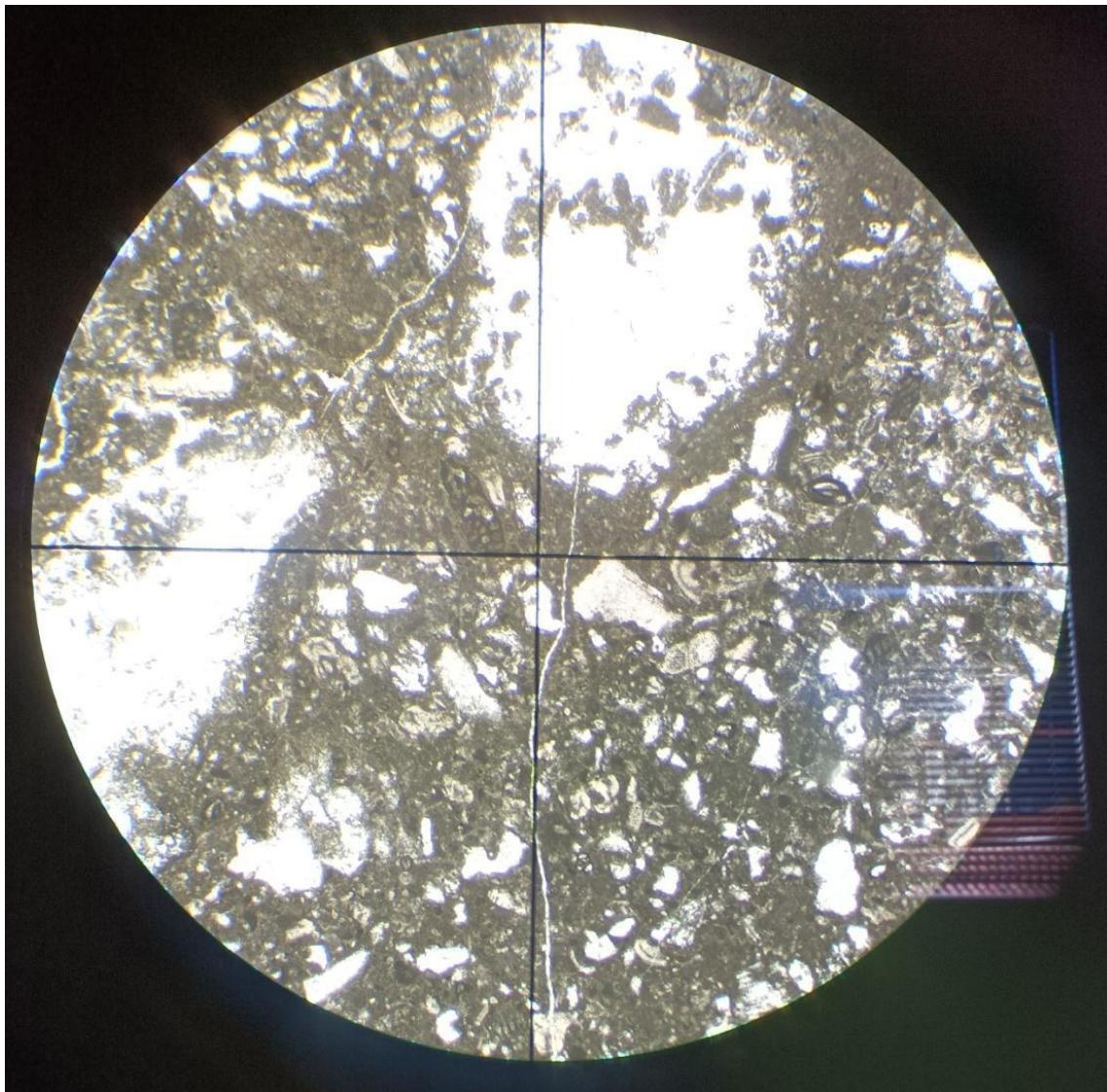


Figura 3; Anexo II: Imagen en níkoles paralelos de la muestra CE-2. Objetivo 3,2. Diámetro 6,4 mm.

En la imagen se puede apreciar una matriz compuesta por cristales de calcita micrítica y distintos restos de bioclastos. Se reconocen foraminíferos y valvas de bivalvos. También se aprecia relleno de cavidades con cristales de calcita. La muestra presenta un conjunto de venas de la misma composición. Se ha clasificado como una caliza bioclástica de tipo packstone.

CE-4: La muestra se ha tomado en la cresta menor del anticlinal de Cellorigo en las facies Weald.

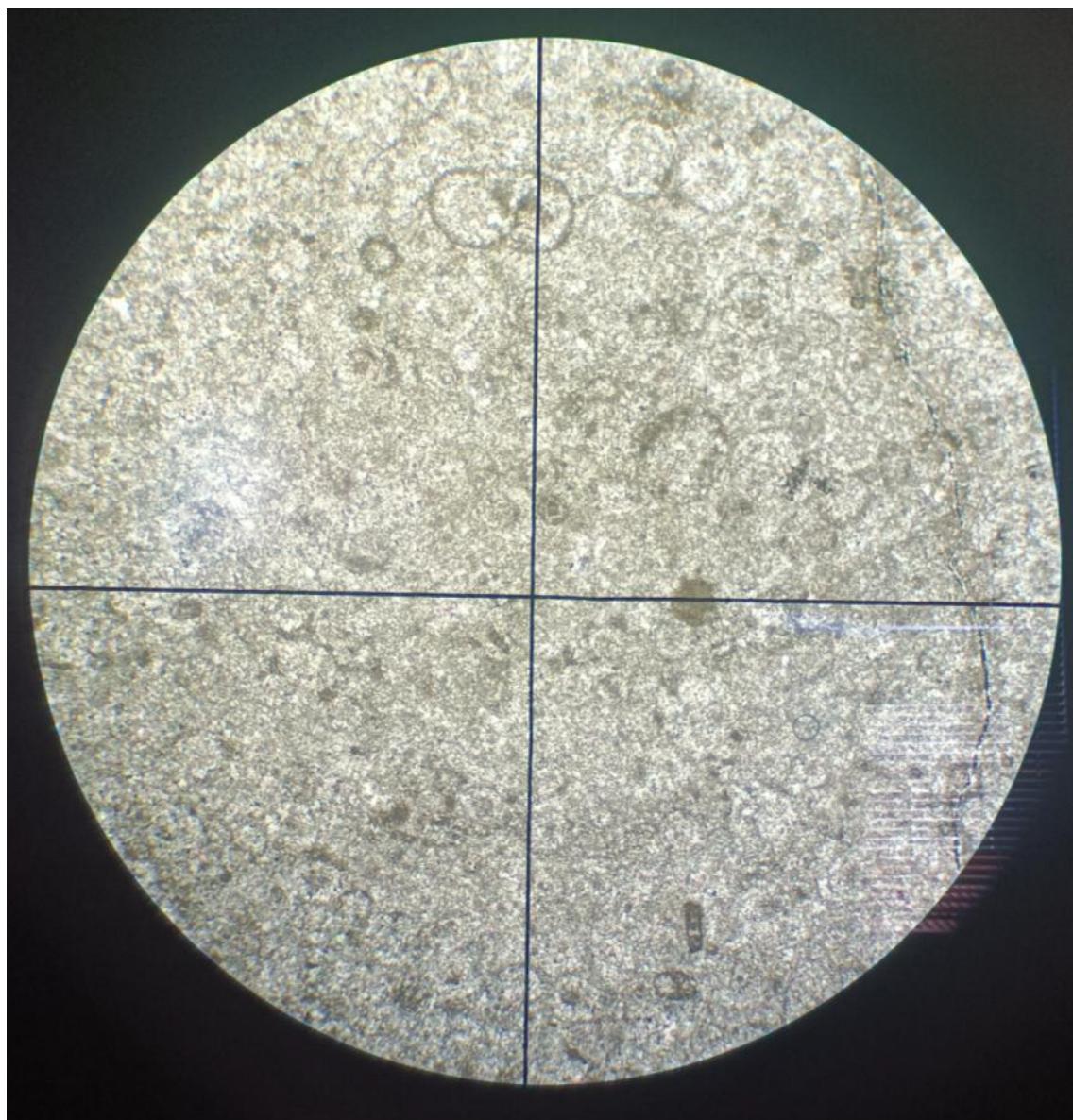


Figura 4; Anexo II: Imagen en níkoles paralelos de la muestra CE-4. Objetivo 3,2. Diámetro 6,4 mm.

La muestra se constituye de carbonato cálcico. No se ha podido determinar si son cristales de calcita o de dolomita. Es posible apreciar estructuras semicirculares a ovaladas compuestas por cristales de calcita/dolomita. Sin embargo, el origen de estas concreciones no se ha podido determinar. De forma especulativa, tal vez pudieron originarse durante la diagénesis sobre una estructura anterior.

C-5: La muestra se recogió en las canteras de “El Calero” próxima a los depósitos de agua de San Juan en la misma unidad cartográfica que la muestra CE-2.

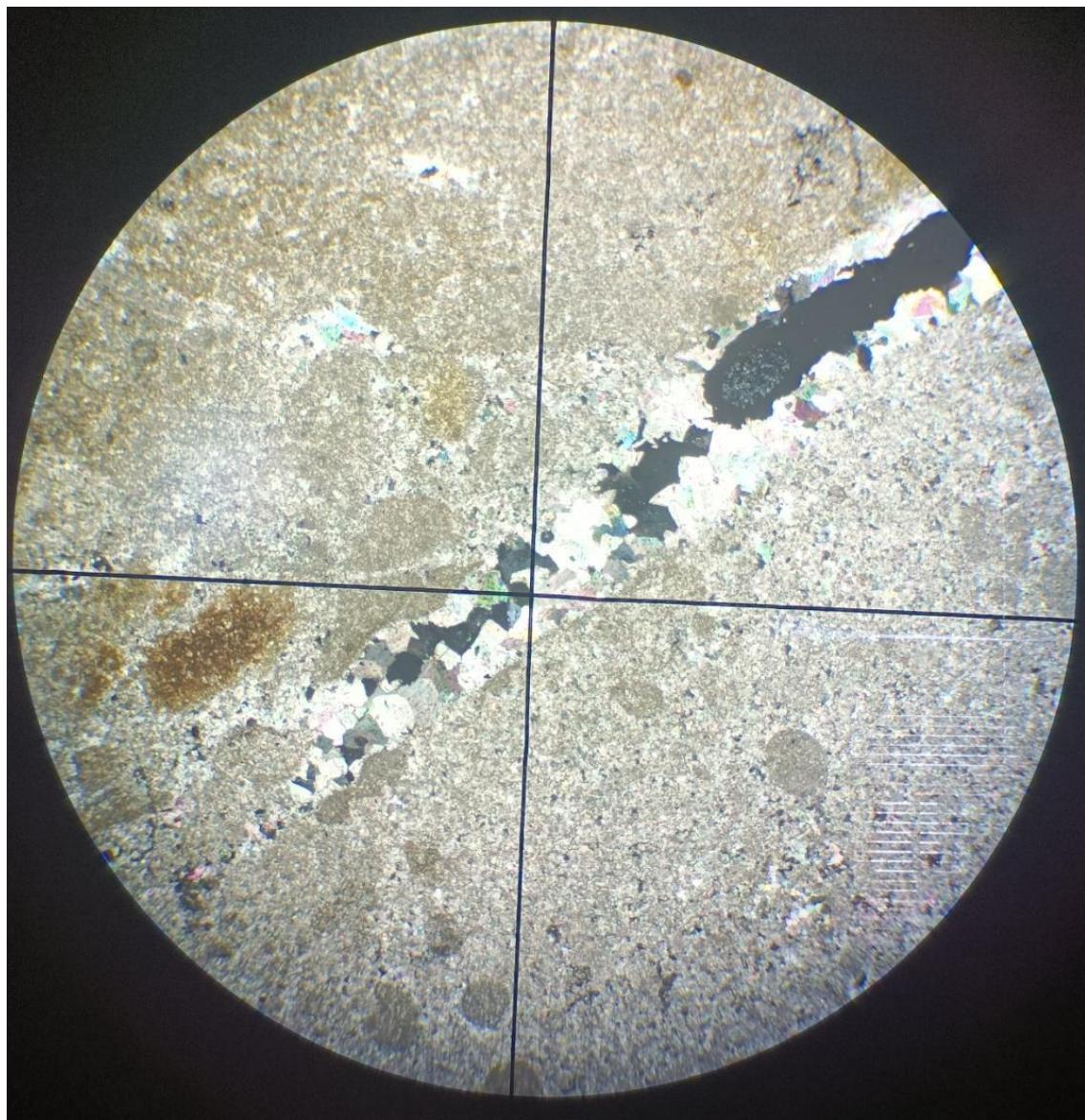


Figura 5; Anexo II: Imagen en níkoles cruzados de la muestra C-5 Objetivo 3,2. Diámetro 6,4 mm.

En la imagen se observan pequeños cristales de calcita (microesparita). En el centro de la imagen se aprecia una fractura que rellena por cristales de calcita con crecimiento “en peine”. No se aprecian fósiles en esta muestra.

ANEXO III: IMÁGENES DE CAMPO

Se recogen aquí algunas de las imágenes de campo más relevantes del área de estudio.

-**Anticlinal de Cellorigo:** El anticlinal de Cellorigo es un anticlinal de bloque superior de la clase 1C de Ramsay como se ha indicado en la memoria. Su núcleo está constituido por las facies Weald del Cretácico inferior (Figura anexos 6).

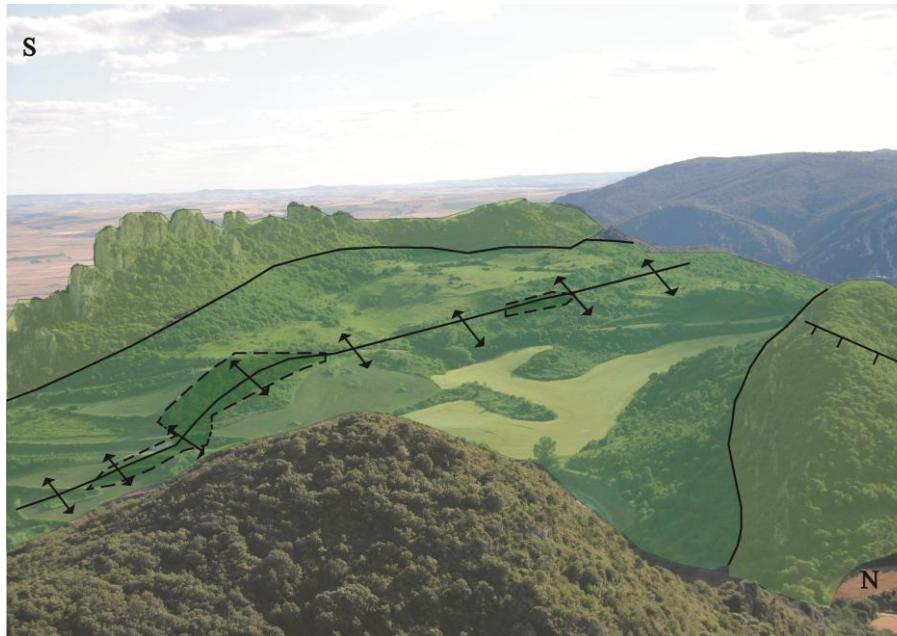


Figura 6; Anexo III:
Vista del anticlinal
de bloque superior
de Cellorigo

Este pliegue, erosionado en su parte central, presenta su flanco meridional verticalizado (Figura 7; Anexos III).



Figura 7; Anexo III: Detalle
del flanco sur del
Anticlinal de Cellorigo

-Láminas de Galbárruli: En Galbárruli se aprecian tres láminas cabalgantes dispuestas en secuencia de bloque inferior (Figura anexos 8).



Figura 8; Anexo III: Posición de los cabalgamientos que delimitan las tres láminas de Galbárruli. Los conglomerados indican la posición de estos cabalgamientos.

-Conglomerado sintectónico de Foncea: El conglomerado sintectónico de Foncea se compone de clastos calcáreos en su mayoría. Muchos de estos clastos son bioclastos de bivalvos, posiblemente rudistas, procedentes de la serie calcárea (Cenomaniense-Santonienense). La matriz de este conglomerado es arcillosa de tonos rojizos y anaranjados. (Figura anexos 9)



Figura 9; Anexo III: Detalle del conglomerado sintectónico de Foncea en el que se pueden apreciar restos de bioclastos.

- **Carretera Bu-730 (Corte 1: Bugedo-Foncea):** En el corte 1 se aprecia un cabalgamiento que tiene asociado un retrocabalgamiento ciego (figura anexos 10)

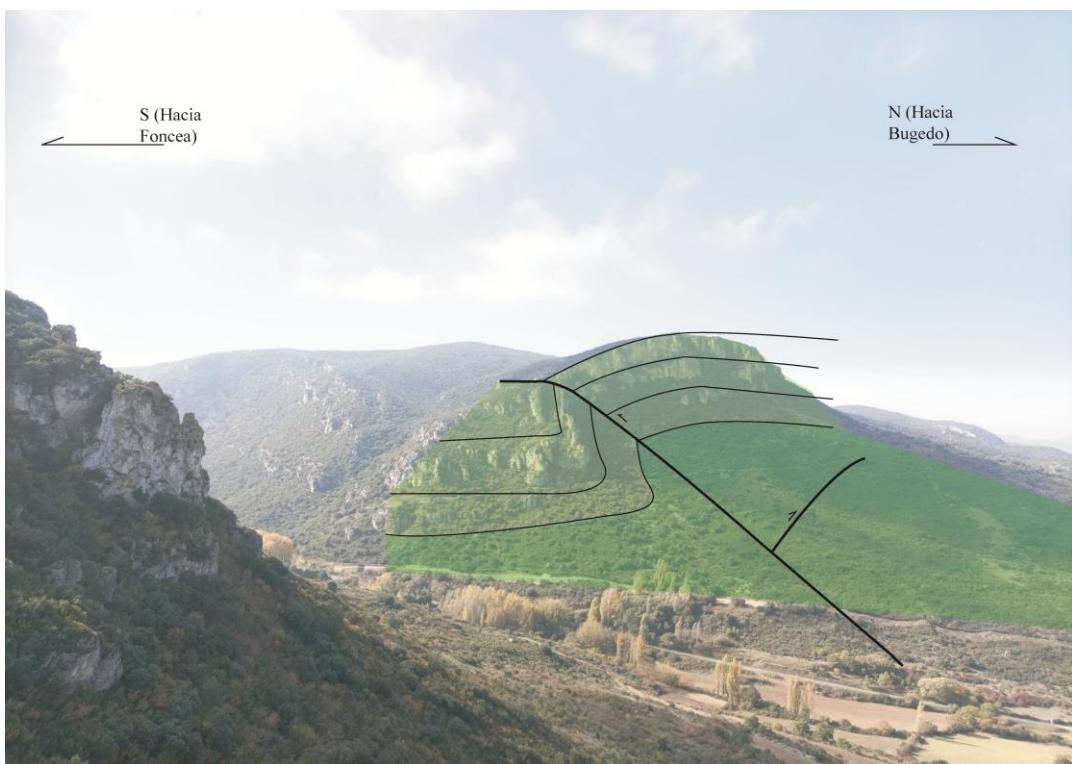


Figura 10; Anexo III: Detalle del anticlinal de bloque superior en el que se puede apreciar un retrocabalgamiento en la Formación Utrillas.