



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

TRABAJO FIN DE GRADO

CARACTERIZACIÓN DE LAS FALLAS ALPINAS EN EL SECTOR DE LA SIERRA DE QUES (PILOÑA)

PATRICIA ORDÓÑEZ LÓPEZ

GRADO EN GEOLOGÍA

JULIO - 2019

Caracterización de las fallas alpinas en el sector de la Sierra de Ques (Piloña)

Patricia Ordóñez López

UO253848@uniovi.es

Resumen: En este trabajo se realiza un estudio geológico con la intención de aumentar el conocimiento sobre la evolución geológica de la Sierra de Ques y sus alrededores. Esta sierra se encuentra situada en la parte central de la Cordillera Cantábrica, concretamente en la Unidad de Bodón-Ponga. Para ello se realiza una cartografía geológica que incluye un mapa a escala 1:25.000 y un corte geológico con el objetivo de reconocer la posible existencia de estructuras, concretamente fallas y cabalgamientos, de edad alpina, en una zona donde coexisten estructuras desarrolladas en dos eventos de deformación, la orogenia varisca y la alpina. Se pretende conocer además si las estructuras alpinas constituyen reactivaciones de estructuras variscas y, en tal caso, la magnitud de su desplazamiento y la dirección de transporte tectónico. Además, se realiza un estudio en lámina delgada para observar las características que muestran las calizas cretácicas al estar próximas a un importante cabalgamiento alpino, el cabalgamiento de Ques.

Abstract: In this work is done a geological study to increase the knowledge of the geological evolution of the Ques Mountain Range and surrounding areas. This mountain range is situated in the middle part of Cantabrian Ranges (the external region of Iberian Massif), in the Unidad de Bodon-Ponga. This study consists in doing a geological map and a cross section in order to know the possible existence of structures, in particular alpine faults, in an area where coexist two events of deformation, related with the Variscan and Alpine orogens. Moreover, the study aim for identify if this structures are the reactivation of previous faults and in such case, if it is possible to know the slip magnitude and the tectonic transport direction. Furthermore, due to that the Cretaceous limestones are beside an important alpine overthrust fault (Ques overthrust fault), it's done an investigation with an optical microscope to find out more about the composition and textural characteristics.

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Situación geográfica y geológica

La zona de estudio se sitúa en la parte centro-oriental de la comunidad autónoma del Principado de Asturias, abarcando la Sierra de Ques y sus vertientes norte y sur, las cuales están delimitadas por los ríos Piloña, al norte, y La Marea, al sur.

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra en la Unidad de Bodón-Ponga (Alonso et al., 2009) dentro de la Zona Cantábrica (Lotze 1945, Julivert *et al.* 1972), es decir, en la zona externa del Macizo Ibérico (Fig.1). Esta unidad se encuentra limitada en su borde occidental por la Unidad de Somiedo-Correcillas y en su borde oriental por las unidades de Picos de Europa y del Pisuerga-Carrión (Álvarez-Marrón et al.,1989).

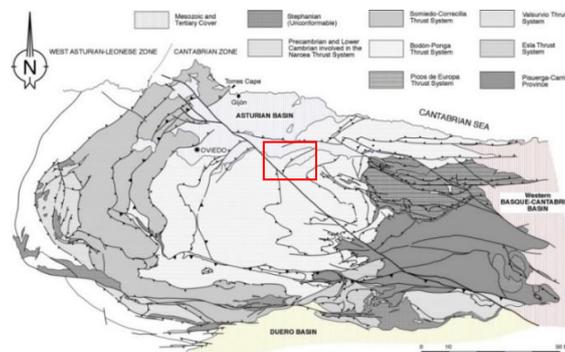


FIGURA 1. Situación de la zona de estudio en el contexto de la Zona Cantábrica.

El sustrato de la zona estudiada está constituido por materiales sedimentarios cuyas edades abarcan desde el Cámbrico hasta el Cenozoico y forman tres conjuntos separados por discordancias angulares: el basamento paleozoico (Cámbrico-Carbonífero), la cobertera mesozoica (Cretácico) y los sedimentos molásicos del Cenozoico. En cuanto a las formaciones superficiales cuaternarias, éstas son muy abundantes, lo que dificulta la realización de la cartografía de las formaciones del sustrato, al igual que la presencia de una extensa y continua cubierta vegetal. Entre las formaciones superficiales destacan los coluviones de cantos cuarcíticos de espesores métricos (Fig. 2A) desarrollados sobre las laderas de las cuarcitas, así como mantos de alteración que se forman principalmente sobre las arenas del Cretácico (Fig. 2B).

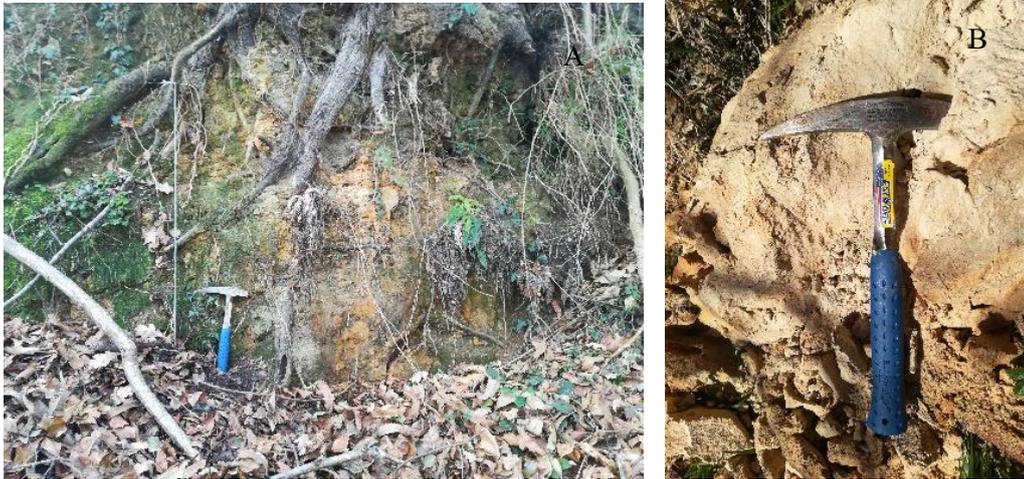


FIGURA 2. A. Coluviones de cantos cuarcíticos. B. Mantos de alteración desarrollados en las arenas del Cretácico.

El paisaje de la zona se encuentra fuertemente condicionado por la interacción entre la litología, la estructura del sustrato y los procesos erosivos. En este sentido, el principal relieve de la zona, la Sierra de Ques, está formada por las cuarcitas de la Formación Barrios, mientras que al sur de esta sierra los materiales cretácicos dan lugar a un relieve estructural de tipo “en cuesta” (Fig. 3) que tiene relación con el escaso buzamiento de los estratos hacia el norte.



FIGURA 3. Ejemplo de relieve estructural de tipo “en cuesta”.

Objetivos

El principal objetivo de este trabajo es identificar las estructuras variscas y alpinas en una zona donde coexisten estos dos eventos de deformación para poder conocer el efecto de la Orogenia Alpina en la zona estudiada. Además, hay evidencia de que las fallas alpinas pueden constituir la reactivación de antiguos

cabalgamientos variscos. Para ello se describirán las relaciones entre las diferentes litologías y los saltos estratigráficos que presentan las fallas.

METODOLOGÍA

El estudio de la zona se realiza a partir de la combinación de diferentes métodos de trabajo.

El principal método de investigación es el mapa geológico, es decir, mapas en los que se representan los rasgos geológicos de una región. Es de gran importancia porque a partir de él se puede deducir o interpretar la historia geológica de la zona estudiada así como la geometría, posición y tamaño de las estructuras. Para su realización es necesario conocer y describir los diferentes tipos de rocas, identificar su posición in situ en los afloramientos y su relación con las rocas que las rodean. Se lleva a cabo sobre mapas topográficos en los que se trazan las líneas que representan los contactos entre las diferentes unidades litológicas las cuales a continuación se representan utilizando colores o tramas. Un rasgo importante a tener en cuenta es la toma de datos ya que esta depende del grado de exposición de las rocas en los afloramientos por lo que, a la vez que se realiza la observación directa en campo, es necesario aplicar diversas técnicas indirectas que aporten información adicional de la zona (Bastida, 2005). En este caso, la escala del mapa utilizada es 1:25.000, adecuada para analizar con suficiente detalle la geometría de las estructuras del área estudiada.

La principal técnica indirecta más utilizada y que permite obtener información sobre rasgos geológicos de la zona son las fotografías aéreas o fotogeología. El método se basa en la utilización de pares estereográficos de fotografías tomadas desde un avión en una dirección E-W las cuales son observadas en 3D mediante el estereoscopio y permiten reconocer, por ejemplo, la geometría de los afloramientos y los contactos de las diferentes unidades litológicas en función de los diferentes tipos de vegetación (Bastida, 2005).

Con respecto a la observación directa en campo, es necesario utilizar varias herramientas como una brújula (Fig.4), un martillo de geólogo, una lupa de mano de tipo 10X-21mm y una cámara de fotografía, en este caso de móvil. Para poder saber el tamaño de lo que se quiere reflejar es necesario poner una escala.



FIGURA 4. Utilización de herramientas en el trabajo de campo.

El estudio de los cambios que se producen en la textura y composición las calizas del Cretácico Superior que se encuentran próximas al cabalgamiento alpino, se realiza mediante el microscopio polarizante. Este es el instrumento más utilizado para obtener información sobre características de las rocas. Para ello se han utilizado dos láminas delgadas procedentes de dos muestras de calizas situadas en las proximidades del cabalgamiento de Ques.

En relación con la representación del mapa cartográfico, este se realizó con los programas QGIS y ArcGIS.

ESTRATIGRAFÍA

El basamento paleozoico

El basamento paleozoico de la Unidad de Bodón-Ponga está formado por dos conjuntos de formaciones, uno de edad Cámbrico-Ordovícico y otro del Carbonífero, separados por una gran laguna estratigráfica debido a un periodo de tiempo en el que no hubo sedimentación y además pudo haber erosión.

Los materiales Cámbricos son los más antiguos que afloran en esta zona y están representados por las formaciones Láncara y Oville.

-Formación Láncara. Cámbrico Inferior-Medio. Fue descrita por primera vez por Comte (1937) y posteriormente Zamarreño (1972) la divide en dos miembros, un miembro inferior constituido por dolomias calcáreas y un miembro superior constituido por calizas nodulosas bioclásticas con glauconita. En el mapa solo aflora en el extremo oeste y muestra un espesor pequeño en comparación con las demás formaciones.

-Formación Oville. Cámbrico Medio. Fue descrita por primera vez por Comte (1937) y posteriormente fue estudiada por numerosos autores para conocer el ambiente de depósito hasta que Aramburu y García Ramos (1984) interpretaron que esta formación se depositó en un ambiente marino de plataforma y litoral.

En la Zona Cantábrica se ha dividido en tres miembros bien diferenciados de los cuales en la zona de estudio se encuentran los miembros inferior y medio. El primero está constituido por areniscas y limolitas mientras que el segundo está formado por areniscas, lutitas y limolitas. La Formación Oville aflora en el extremo oeste del mapa en pequeños afloramientos y presenta un contacto relativamente neto con la Formación Barrios.

-Formación Barrios. Los materiales ordovícicos están representados por la Formación Barrios de Luna, cuya edad es, en esta zona, Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior. Está formada principalmente por cuarcitas blancas masivas de grano fino las cuáles Comte (1937) denominó como "Cuarcita de Barrios". Presentan un espesor muy variable debido a la erosión que sufre en los tramos superiores previamente a la deposición de los materiales de la Formación Hermita durante el Devónico Superior. La acumulación de esta formación se produjo en unas condiciones estables y marinas someras en la zona de transición entre el continente y el océano. Debe destacarse que, en esta zona, la Formación Barrios presenta pliegues sinsedimentarios o "slumps" (Fig. 5 A y B).

En el mapa se observa que las cuarcitas dan lugar a unos relieves pronunciados y continuos a lo largo de la Sierra de Ques. Además, también aflora en la Sierra de Grandas Llanas, situada al suroeste del área estudiada, y en La Gamonal, en el borde oeste de la misma.



FIGURA 5 A y B. Pliegues sinsedimentarios en la Formación Barrios de la Sierra de Ques.

-Miembro "Ligüeria". Ordovícico Inferior. Se ubica estratigráficamente en la parte media de la Formación Barrios de la Unidad de Bodón-Ponga, donde aflora de forma discontinua. Está formado por conglomerados, areniscas y lutitas. En su parte inferior predominan las litologías de granulometría grosera con geometrías

canalizadas y estructuras sedimentarias indicativas de una rápida deposición y en su parte superior, las litologías presentan una granulometría más fina por lo que se depositaron en un ambiente tranquilo restringido.

En la zona de realización de este trabajo no se ha encontrado ningún rastro de su presencia, lo que puede ser debido a su carácter discontinuo o a la escasez de afloramientos.

-Formación Suevo. Ordovícico Medio- Devónico Superior. Está formada por pizarras negras bien estratificadas y unos pocos metros de areniscas de grano grueso a microconglomeráticas. Adaro y Junquera (1916) reconocieron por primera vez esta formación en la Sierra del Suevo y Julivert *et al.* (1968) la prolongan hacia la Sierra de Ques. Sin embargo, esta formación no se ha podido reconocer debido a que en la zona donde debían aflorar, la ladera norte de la Sierra de Ques, está muy cubierta de vegetación y de derrubios procedentes de la Formación Barrios por lo que han quedado incluidas en el techo de esta última formación.

Los materiales del Carbonífero están representados en la zona por las formaciones Alba, Barcaliente, Beleño, Escalada y Fito. En relación al depósito se diferencian dos episodios, uno que afecta al Carbonífero inferior en el que la actividad tectónica no es tan importante y otro que afecta al Carbonífero superior pero, de manera general, el depósito representa una megasecuencia de somerización que se produjo a la vez que el movimiento del orógeno.

-Formación Alba. Carbonífero inferior. El nombre actual fue propuesto por Van Ginkel (1965) y está formada por calizas rojas tableadas y tiene poco espesor. Su formación se produjo sobre una plataforma aislada de pendiente de tipo rampa (Aramburu, 1989; Aramburu y García- Ramos, 1993). Cabe destacar que durante la realización del mapa geológico no se encontraron afloramientos de esta formación, dado que debería aparecer en la ladera norte de la Sierra de Ques donde hay abundantes recubrimientos cuaternarios, pero sí evidencias de su presencia (bloques sueltos).

-Formación Barcaliente. Carbonífero superior. Está formada por calizas grises oscuras laminadas en estratos de espesor variable a las que Ezquerria del Bayo (1884) las denominó como "Caliza de Montaña". Se trata de un depósito pelágico profundo (Merino-Tomé *et al.*, 2016).

Esta formación aparece principalmente al norte de la Sierra de Ques, donde está limitada por la Formación Barrios y las arenas del Cretácico. También aparece en un pequeño afloramiento en el extremo suroeste del mapa rodeada por cabalgamientos, al norte de la localidad de Les Cuerries.

-Formación Beleño. Carbonífero Superior. Fue definida por Van Ginkel (1965) como una potente secuencia de materiales terrígenos en la "Cuenca de Beleño" (Manto de Beleño). Está formada por pizarras arenosas y areniscas en su parte basal, pizarras en la parte intermedia y pizarras con intercalaciones de calizas en la parte superior. Su depósito se produjo en una plataforma terrígena submareal en la que las condiciones de energía variaron desde alta energía hasta baja energía en los ambientes más alejados de la plataforma.

En el mapa aflora al sureste del Río de la Marea en contacto con la Formación Fito.

-Formación Escalada. Carbonífero superior. Julivert (1960) denominó a estas calizas como "Caliza Masiva Superior" y Ginkel (1965) les dio su nombre actual. Está formada por calizas micríticas y bioclásticas dispuestas en bancos gruesos, irregulares, masivos y lateralmente discontinuos. Su formación se produjo en una llanura de marea dentro de una plataforma carbonatada.

En el mapa aparece en un pequeño afloramiento en el extremo sureste.

-Formación Fito. Carbonífero Superior. Julivert (1960) denominó a esta formación como "Serie superior con intercalaciones de calizas" y Brouwer y Van Ginkel (1964) la describieron con su nombre actual. Está formada por una serie de lutitas y limolitas alternando con capas de calizas, areniscas y capas de carbón. Su formación se produjo como consecuencia de la progradación de sistemas deltaicos, posteriormente abandonados, dentro de una plataforma subsidente (Martín Llana, 1979; Sánchez De La Torre *et al.*, 1981).

En el mapa aflora al sur de la Sierra de Ques en contacto con la Formación Barrios mediante un cabalgamiento.

La cobertera mesozoica

Los materiales de la cobertera mesozoica se apoyan discordantemente sobre el basamento paleozoico y se encuentran representados en la zona estudiada por dos unidades cartografiables de edad cretácica, una de carácter arenoso y otra formada por una alternancia de calizas, margas y arenas. El Cretácico de la Cuenca Mesozoico-Terciaria Asturiana fue definido por González-Fernández *et al.* (2004) en nueve formaciones: Formación Pola Siero, Ullaga, El Caleyú, La Manjoya, Latores, San Lázaro, La Argañosa y Oviedo. Sin embargo, debido a la extensa cubierta vegetal y al espesor de los suelos que presenta esta zona, solo fue posible el reconocimiento de dos unidades, siguiendo el criterio de Heredia y Rodríguez-Fernández (1989).

Las **Arenas del Cretácico** (Aptiense-Albiense) constituyen la unidad inferior, de carácter detrítico-terrágeno y se disponen formando una discordancia angular sobre el Paleozoico. Esta unidad litoestratigráfica está constituida por arcillas más o menos arenosas, arenas y areniscas de grano medio a grueso, poco cementadas y con una matriz arcillosa muy escasa. En el mapa geológico aparecen en dos afloramientos, situados al norte y al sur de la Sierra de Ques, que se disponen discordantemente sobre las formaciones del Paleozoico.

Las **Calizas, Margas y Arenas del Cretácico** (Cenomanense-Turonense) constituyen la unidad superior fundamentalmente carbonatada, formada por calizas que alternan con margas y arenas. Las calizas son más abundantes hacia el techo de la sucesión estratigráfica, mientras que las margas presentan más contenido en arcilla y arena según se desciende en la serie.

En el mapa afloran al sureste de la Sierra de Ques y el escaso buzamiento de los estratos hacia el norte da lugar a un relieve característico denominado "relieve en cuesta".

Una vez revisada la bibliografía existente, no se ha encontrado descripciones detalladas de estas calizas en la zona de trabajo. Por esta razón se recogieron dos muestras (PTO-1 y PTO-2) de las que se realizaron sendas láminas delgadas para estudiar su composición y características texturales.

A partir de ambas láminas delgadas, estas rocas se clasifican como arenas calcáreas compuestas por calizas someras formadas en un ambiente submareal somero de alta energía y texturalmente se clasifican como "coated-grain grainstone", es decir, calizas grainstone de granos recubiertos. Además, cabe destacar que en ambas láminas son muy abundantes los intraclastos y cubiertas micríticas irregulares (Fig. 7 A y B) formadas en un entorno somero donde los organismos que vivieron sobre la cara interna de la concha la degradaron, trituraron mecánicamente y la micritizaron.

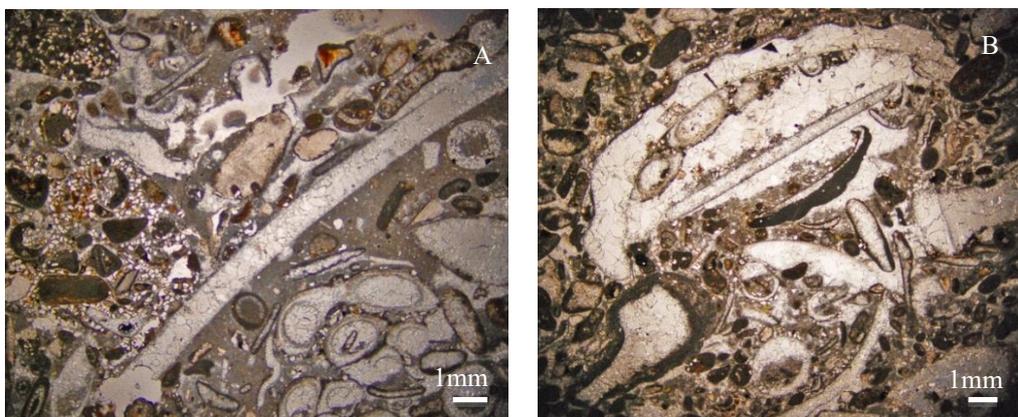


FIGURA 7 A y B. Ejemplos de los intraclastos y de la cubierta micrítica irregular en la lámina PTO-1.

PTO-1. Está constituida por partículas de granos recubiertos con un núcleo formado por intraclastos y/o bioclastos (briozoos, equinodermos, bivalvos, braquiópodos, algas, moluscos y serpulidos) y una matriz

constituida por granos de cuarzo de tamaño limo. Muchos de los moluscos se reconocen porque han sido sustituidos por cemento carbonatado carbonatado.

Los intraclastos son muy abundantes en los núcleos de los granos recubiertos e indican unas condiciones de retrabajamiento del sustrato y de alta energía.

Lo que más destaca en la lámina es una porosidad biomórfica desarrollada en los gasterópodos que está indicando que el bioclasto fue disuelto y tenía un caparazón de aragonito; y un relleno geopetal en los tubos de los serpulidos que podría utilizarse como criterio de polaridad si la muestra estuviese orientada (Fig. 8A). Por otra parte, la presencia de micrita como sedimento interno es indicativa de que previamente el sedimento tenía una porosidad intergranular grande, y que la infiltración de micrita se produjo con posterioridad a la precipitación de la primera generación de cemento; esto indica que la micrita no forma parte de la matriz si no que se constituye como sedimento interno (Fig. 8B).

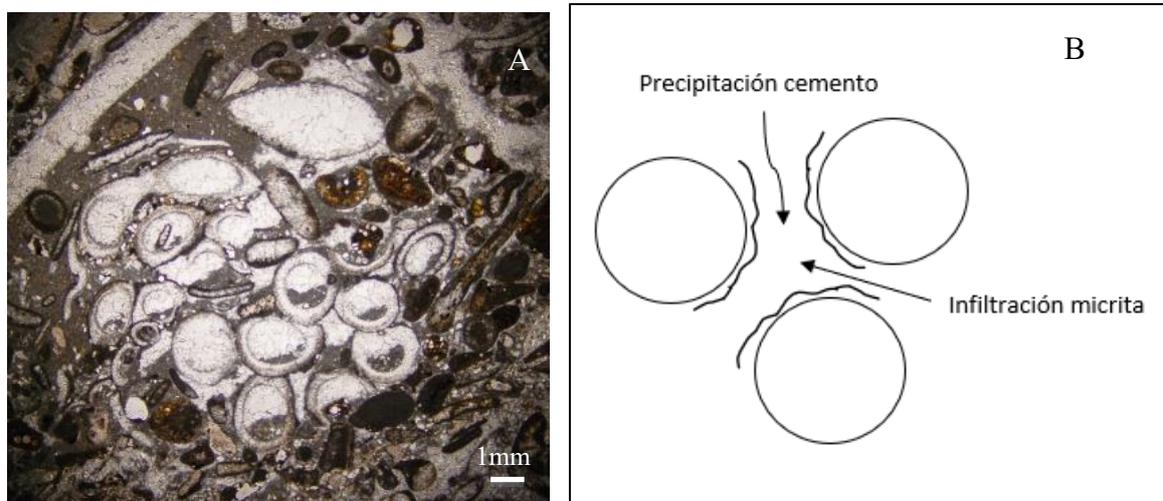


FIGURA 8. A. Ejemplo de relleno geopetal en los tubos de los serpúlidos (lámina PTO-1). B. Esquema de la formación de la micrita como sedimento interno.

PTO-2. Al igual que la lámina anterior, está constituida por partículas de granos recubiertos por una capa de micrita. El núcleo de esas partículas está formado por bioclastos (briozoos, algún equinodermo, bivalvos y sobre todo intraclastos) (Fig. 9).

Lo que más destaca en esta lámina es el gran porcentaje de porosidad intergranular que presenta (35-40 %), es decir, hay una primera generación de cemento marino fibroso neomorfoseado y hay otra segunda generación de cemento mosaico en el centro del poro; gran abundancia de porosidad biomórfica formada por algas filoides y moluscos; la presencia de granos pequeños de glauconita dentro y fuera de los intraclastos; y la abundancia de óxidos de hierro dentro de las partículas.

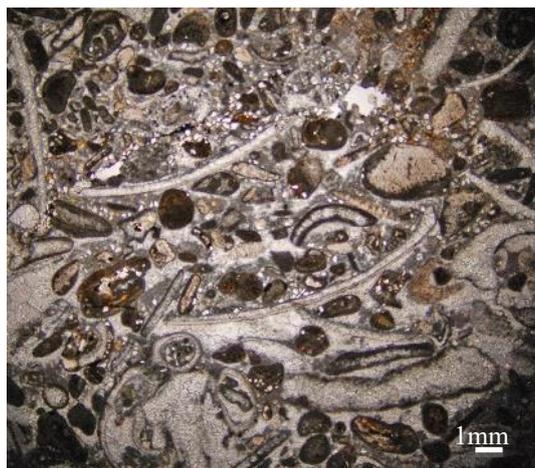


FIGURA 9. Ejemplo de las facies de la lámina PTO-2.

-Conglomerados calizos del Terciario. Se caracteriza por ser una facies continental constituida por arcillas, arenas a veces conglomeráticas y conglomerados calcáreos.

En el mapa se disponen discordantes sobre las calizas del Cretácico y en su límite norte se encuentran en contacto con la Formación Barrios, cobijados por un cabalgamiento.

ESTRUCTURA: CORTE Y MAPA GEOLÓGICO

La zona de estudio se localiza en la parte central de la Cordillera Cantábrica, una cordillera alpina que en dicho sector central involucra al basamento varisco de la Zona Cantábrica y a una cobertera mesozoico-terciaria que han sido elevados durante la deformación alpina. En relación con esta cordillera se han formado dos cuencas terciarias sinorogénicas, la Cuenca del Duero al sur y la Cuenca del margen continental cantábrico al norte. Entre ambas cuencas se sitúa la Cuenca de Oviedo, que presenta una menor extensión que las anteriores. La deformación asociada al levantamiento de la Cordillera Cantábrica causó el reapretamiento de pliegues variscos, y produjo en muchos casos la reactivación y verticalización de cabalgamientos variscos y de fallas extensionales mesozoicas (Pulgar et al., 1999).

Para el análisis de la estructura de la zona estudiada se ha realizado un mapa y un corte geológico realizado en la dirección perpendicular a las principales estructuras, es decir, en dirección NW-SE. El mapa y el corte geológico se muestran en las figuras 10 y 11.

En el mapa geológico llama en primer lugar la atención la existencia de un conjunto de fallas inversas y cabalgamientos que involucran a diferentes formaciones y que, como se verá, presentan diferente salto y edad. Estos cabalgamientos aparecen cortados y desplazados por dos fallas de dirección N-S.

Los cabalgamientos afectan a materiales de edades diferentes, lo que permite identificar varios de edad varisca, que afectan únicamente a formaciones del Paleozoico. Entre estos se encuentra el cabalgamiento de Beronda situado al sur del mapa, con una traza cartográfica aproximadamente NE-SW y que superpone la Formación Barrios sobre la Formación Fito. Este cabalgamiento se encuentra fosilizado por los materiales del Cretácico, por lo que se estima que su edad es Carbonífero.

Por su parte, los cabalgamientos del Picu Cuguretu y Cantu Maza también se consideran variscos, ya que repiten la sucesión Cámbrico-Ordovícica y el primero también afecta a materiales del Carbonífero. Por su parte, el cabalgamiento de Cantu Maza se interpreta como la prolongación hacia el este del cabalgamiento de La Collada, en el extremo suroeste del mapa. El trazado cartográfico del cabalgamiento de Picu Cuguretu es sinuoso a causa de que se inclina a favor de la ladera en el monte que le da nombre.

Por otro lado, el cabalgamiento que más destaca en el mapa geológico de la zona es el Cabalgamiento de Ques. Éste muestra una traza cartográfica NE-SW y superpone las cuarcitas de la Formación Barrios sobre los materiales del Cretácico y del Cenozoico, por lo que se estima que es de edad alpina. En su prolongación hacia el SW afecta al Cabalgamiento de Picu Cuguretu y se une al Cabalgamiento de La Collada, lo que podría indicar que este cabalgamiento alpino constituye la reactivación de un cabalgamiento varisco.

Posteriores a los cabalgamientos alpinos, se reconocen las fallas de Carancos y de Cuerros. Ambas fallas muestran una dirección N-S y desplazan principalmente al cabalgamiento alpino de Ques, Sin embargo la Falla de Cuerros aparece fosilizada al norte por las rocas cretácicas, de manera que debe de tratarse de una falla varisca rejugada durante el alpino, aunque solo en su parte más meridional (al S de Les Curies). Estas fallas son las estructuras geológicas más modernas del mapa.

Cabe destacar también que, al sur del mapa, asociado a los cabalgamiento de Beronda existe una falla con trazado cartográfico SE-NW que desplaza a dicho cabalgamientos y cuya edad podría ser tardi-varisca, ya que parece estar fosilizada por el Cretácico.

En relación con los pliegues, se reconoce uno que afecta a los materiales del Cretácico y otro desarrollado en los materiales Ordovícicos. El pliegue que afecta a los materiales del Cretácico es un sinclinal en el bloque inferior del Cabalgamiento de Ques. Como se observa en el corte geológico, se trata de un pliegue de arrastre con un flanco normal largo que buza suavemente al norte y un flanco corto muy inclinado al sur en las inmediaciones del Cabalgamiento de Ques. A partir de la realización de una proyección estereográfica en la que se representó un buzamiento de cada flanco, se obtuvo la posición del eje de este pliegue y a partir de esta se pudo conocer la dirección de transporte del cabalgamiento asociado puesto que el eje es perpendicular a esta. En este sentido, el eje del pliegue se inclina 12° hacia el NE (57/12), lo que permite deducir una dirección de transporte tectónico hacia el SE para el Cabalgamiento de Ques.

Por otra parte, utilizando como referencia la base de la discordancia del Cretácico, en el corte geológico se estima que este cabalgamiento subvertical tiene un salto de unos 750m. El pliegue anticlinal en los materiales de la Formación Barrios del bloque superior del Cabalgamiento de la Sierra de Ques y aunque no se han tomado muchos buzamientos debido a la mala calidad de los afloramientos, se deduce su existencia cuando se realiza el corte geológico.

CONCLUSIONES: HISTORIA GEOLÓGICA

El trabajo realizado amplía el conocimiento sobre la evolución geológica de la Sierra de Ques y sus alrededores. La historia geológica de esta zona se deduce a partir del mapa y corte geológico realizados, así como de la bibliografía consultada.

En primer lugar, en el Cámbrico, sobre el margen continental del continente de Gondwana se depositan las rocas carbonatadas de la Formación Láncara en un ambiente de plataforma somera sometida a condiciones estables. Estas condiciones se mantienen durante el depósito de las cuarcitas de la Formación Barrios hasta el Ordovícico Superior, cuando cambian a subaéreas y comienza a depositarse el ``Miembro Ligüeria``.

En la zona estudiada, la laguna estratigráfica que caracteriza al Paleozoico de la Zona Cantábrica abarca desde el Ordovícico Medio hasta el Devónico Superior. El depósito de la sucesión del Carbonífero se produce ya en condiciones sinorogénicas, es decir, de forma sincrónica con el levantamiento de la Cordillera Varisca. El Carbonífero comienza con una sedimentación carbonatada condensada (Formación Alba) y, posteriormente, continua en una plataforma pelágica y profunda (Formación Barcaliente) correspondiente a las partes más distales de la cuenca de antepaís. Durante el resto del Carbonífero, el depósito se produjo en zonas cada vez más distales de la cuenca de foreland en relación con la progradación de un importante sistema de abanicos aluviales costeros (fan deltas) que dieron lugar a las Formaciones Beleño, Escalada y Fito (Heredia y Rodríguez-Fernández, 1989).

La Orogenia Varisca se desarrolló durante todo el periodo Carbonífero. Las principales estructuras tectónicas generadas en relación con este orógeno en la Zona Cantábrica son los cabalgamientos y pliegues relacionados, de los que en la zona se han podido identificar varios ejemplos.

El depósito de los materiales del Cretácico está relacionado con la etapa preorogénica del Ciclo Alpino. Se apoyan discordantemente sobre los materiales paleozoicos y más al norte, fuera de la zona estudiada, incluyen sedimentos Jurásicos y Triásicos. Las rocas cretácicas forman parte de la denominada Cuenca Mesoterciaria Central Asturiana y su depósito se corresponde con un ciclo transgresivo marino -costero o nerítico (Heredia y Rodríguez-Fernández, 1989). Esta sedimentación se produce hasta las fases iniciales de la Orogenia Alpina, en las que el mar se retira definitivamente y comienza la sedimentación continental sinorogénica del Terciario. El depósito de los sedimentos del Terciario se produce como consecuencia del levantamiento de la Cordillera Cantábrica durante la Orogenia Alpina. La Orogenia Alpina se desarrolló, en la zona de estudio y en áreas próximas, durante el Eoceno (Gervilla *et al.*, 1973-1989). Las principales estructuras generadas durante esta Orogenia son cabalgamientos que se produjeron por la reactivación y verticalización de cabalgamientos variscos y por la inversión de fallas extensionales mesozoicas. Uno de estos cabalgamientos alpinos produjo el levantamiento de la Sierra de Ques y es consecuencia de la reactivación de un cabalgamiento varisco. Además, los cabalgamientos alpinos también llevan asociado algunos pliegues que se desarrollan, fundamentalmente, en las secuencias mesozoicas. Un ejemplo de esto es el pliegue que aparece por delante del cabalgamiento de Ques aunque este también se produce por el reapretamiento de antiguos pliegues variscos.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso J.L., Marcos A. y Suárez A. (2009). Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geológica Acta*, 7- 4, 451-473.
- Álvarez- Marrón J., Heredia N. y Pérez-Estaún A. (1989). Mapa geológico de la Región del Ponga. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 18, 127-135. ISSN 0474-9588.
- Adaro, L. de y Junquera, G. (1916). Criaderos de hierro de España. T. II. Criaderos de Asturias. *Mem. Ins. Geol. Min. España*. p. 673
- Aramburu, C. (1989). El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España). *Tesis Doctoral, Univ. Oviedo*, 530 pp.
- Aramburu, C. y García Ramos, J. C. (1984). Cambro-Ordovician alluvial and marine sedimentation in the Cantabrian Zone, North Spain. *5 Europ. Reg. Meet. Sedimentol., IAS, Marseille*. Resúmenes, pp. 30-31.
- Aramburu, C. y García Ramos, J. C. (1993). La sedimentación cambro-ordovícica de la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, 19, 45-73
- Bastida, F. (2005). Geología. Una visión moderna de las Ciencias de la Tierra. Editorial Trea. 1031 pp.
- Beroiz, C., Barón, A., Ramírez del Pozo, J., Giannini, G. y Gervilla, M. (1972). Hoja del Mapa Geológico Nacional a E: 1: 50.000, nº 30 (Villaviciosa). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME.
- Brouwer, A., Ginkel, A. van. (1964). La sucesion carbonifere dansn la partie meridionale des Montagnes Cantabriques. *C. R. V Condr. Int. Strat. Geol. Carb. Paris*, 1, 307-319.
- Comte, P. (1937). La serie cambrienne et silurienne du Leon (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 204, 604-606.
- Ezquerria Del Bayo, J. (1884). Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min.*, 14, 160-163.
- Gervilla, M., Beroiz, C., Pignateli, R., Baron, A., Coma, J. E., Felgueroso, C., Ramírez del Pozo, J. y Giannini, G. (1973). Memoria del Mapa Geológico Nacional a 1: 50.000, nº 30 (Villaviciosa). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, 54 pp.
- Ginkel, A. C. Van. (1965). Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, 1-225.
- González Fernández, B., Menéndez Casares, E., Gutiérrez Claverol, M. y García-Ramos, J. C. (2004). Revisión y síntesis litoestratigráfica del sector occidental de la cuenca cretácica de Asturias. *Trabajos de Geología*, 24, 43-81.

- Heredia, N. y Rodríguez-Fernández, L. R. (1989). Hoja del Mapa Geológico Nacional a E: 1: 50.000, nº 54 (Rioseco). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME.
- Heredia, N. y Rodríguez-Fernández, L. R. (1989). Memoria de la hoja del Mapa Geológico Nacional a E: 1: 50.000, nº 54 (Rioseco). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, 108 pp.
- Julivert, M. (1960). Estudio geológico de la cuenca de Beleño. Valles altos del Sella, Ponga; Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. De España*, 71, 1-346.
- Julivert, M. (1968). La ventana del Rio Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 59-76.
- Julivert, M. y Truyols, J. (1972). La coupe du Cabo Pelas, une coupe reference pour L'ordovicien du Nord- Ouest de L'Espagne. *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.* 6, 241-243.
- Lotze, F. (1945). Einige problema der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12. Berlín. (Traducido por J. M. Ríos: Algunos problemas de la Meseta Ibérica). *Publ. Extr. GEol. Esp.*, t. V, pp. 43-58.
- Martin Llana, J. (1979). Estratigrafía y sedimentología del tramo carbonífero comprendido entre Coballes y Tanes (Asturias). *Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo* (Inédita).
- Merino-Tomé, O., Bahamonde, J. R., Fernández, L. P., Della-Porta, G., Samankassou, E., Quijada, E. I., Martín Llana, J., Gómez-Borrego, A., Leoz, G., Díaz García, I., Valenzuela, M., Campion, Ali., Maloof, A.C. y Muñoz-Jiménez, A. (2016). Controlling factors of pelagic calci-mudstone precipitation in a restricted dysoxic foreland basin (mid- Carboniferous, North Spain). *Abstract Book, Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomite, Selva di Val Gardena* (Italy).
- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. y Marin, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 21, 283-294.
- Sánchez de la Torre, L., Agueda Villar, J. A., Colmenero Navarro, J. R., González Lastra, J. A. y Martín Llana, J. (1981). Emplazamiento del delta progradante y facies asociadas en el Westfaliense del borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central (Asturiana). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 191-201.
- Zamarreño, I. (1972). Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NO. de España) y su distribución paleogeográfica. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 5, 118.

ANEXOS: MAPA Y CORTE GEOLÓGICO

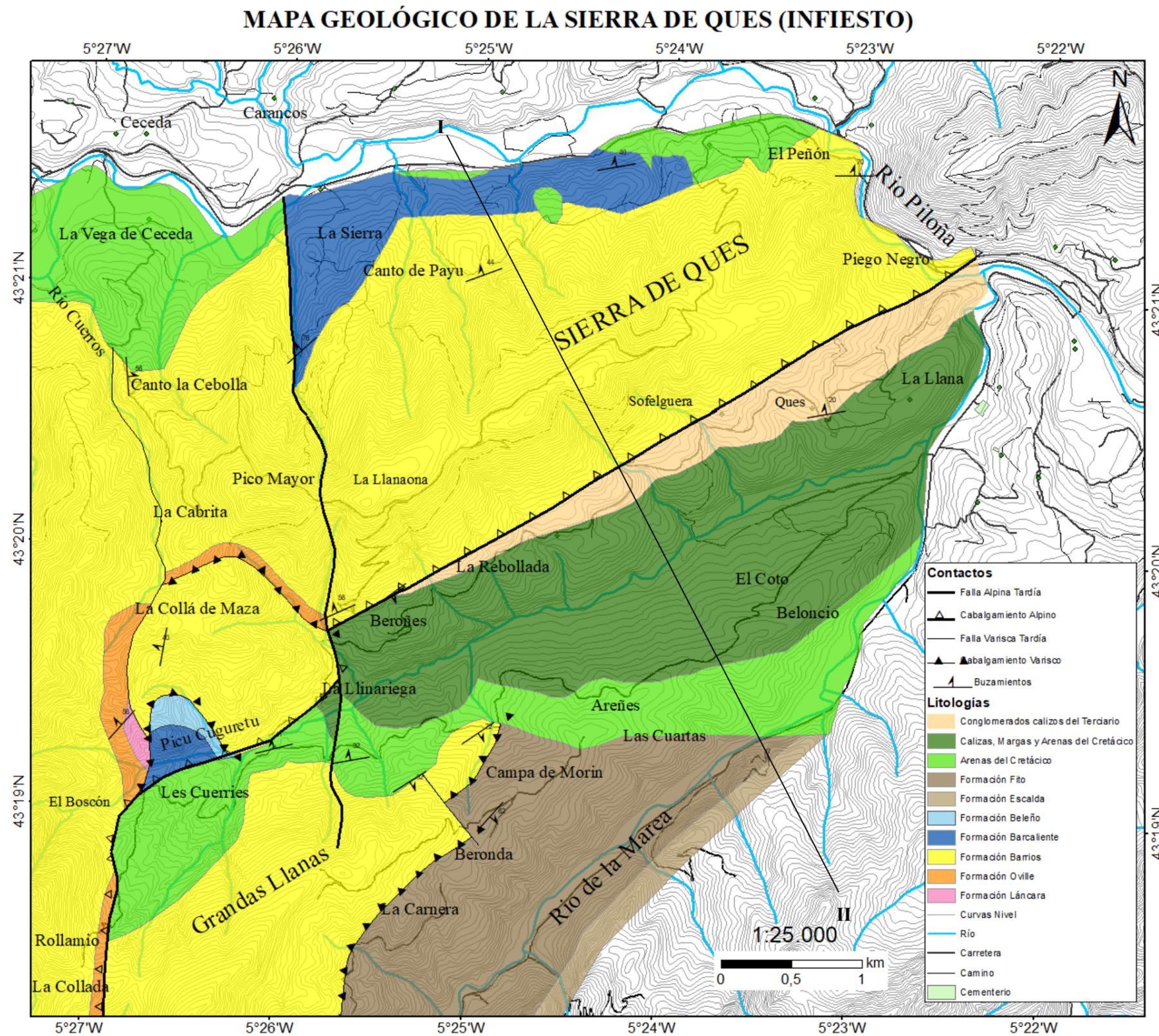


FIGURA 10. Mapa geológico de la zona de trabajo.

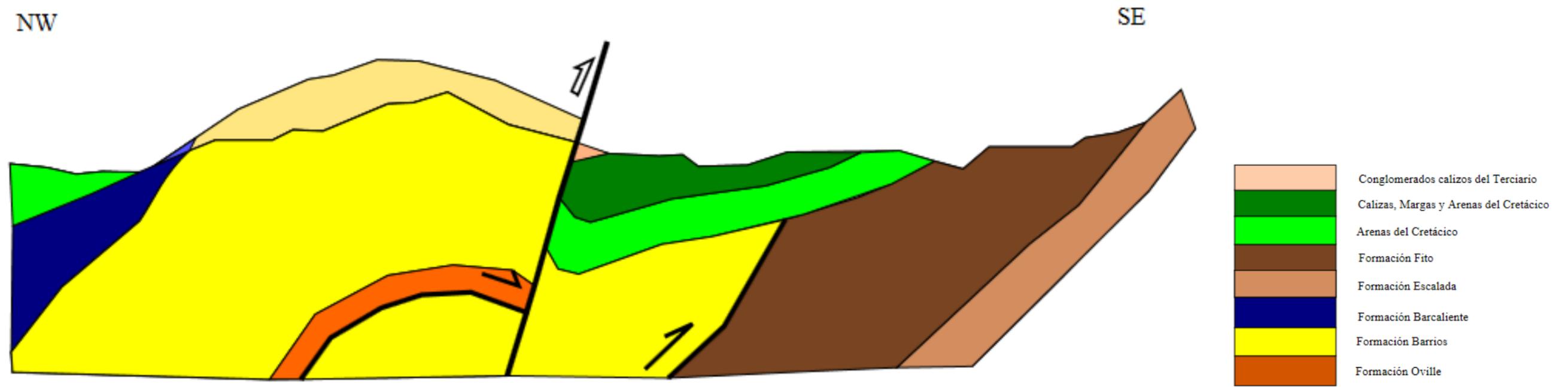


FIGURA 11. Corte geológico de la zona estudiada a escala 1:25.000.

