



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

TRABAJO FIN DE GRADO

ESTUDIO DE LAS ESTRUCTURAS ALPINAS EN LA SIERRA DE CAYÓN (PILOÑA, ASTURIAS)

PAOLA ESTENSSORO ZILVETI

GRADO EN GEOLOGÍA
JULIO 2019



Estudio de las estructuras alpinas en la Sierra de Cayón (Piloña, Asturias)

Study of alpine structures in Cayón Range (Piloña, Asturias, N Spain)

Paola Estenssoro Zilveti

paolaestenssoro@hotmail.com

Resumen: Este trabajo aborda el estudio de las estructuras alpinas en la Sierra de Cayón, Asturias. Como principal objetivo se plantea determinar sus características y establecer la evolución que tuvieron en distintas etapas de deformación. Para ello se realizó un estudio estratigráfico y análisis de la estructura a partir de una cartografía geológica detallada de la zona. Se diferenció entre el basamento paleozoico deformado por la Orogenia Varisca y la cobertera mesozoico-terciaria, afectada por la Orogenia Alpina. Los materiales Paleozoicos se encuentran en posición de rellano respecto de los cabalgamientos variscos, tienen un buzamiento alto y dan lugar a relieves escarpados. En cambio, los materiales mesozoico-terciarios son cortados en rampa y tienen buzamientos mucho menores, resultando relieves más suaves. Los resultados obtenidos muestran que, en general, tanto las capas como los principales cabalgamientos de la zona, los de Ques y Valles tienen una dirección ENE-OSO, mientras que el de Llanera tiene una dirección E-O y es cortado por los anteriores. Las fallas tardi-variscas de dirección NO-SE se reactivan durante la Orogenia Alpina, cortando a los cabalgamientos o como *tear faults*, este es el caso de la Escama de La Picota que transfiere su desplazamiento al de Llanera.

Abstract: This work deals with the study of Alpine structures in Cayón Range (Asturias). The main aim is to determine their characteristics and establish the evolution in different stages of deformation. Based on a detailed geological mapping of the area, a stratigraphic study and analysis of the structure was carried out. Therefore, it could be differentiated a Paleozoic basement deformed by the Variscan Orogeny and a Mesozoic-Tertiary cover, affected by the Alpine structures. The Paleozoic rocks are parallel to the Variscan thrusts, they have a high dip and give rise to steep reliefs. In contrast, Mesozoic-Tertiary rocks are cut in ramp and have smaller dips, resulting in smoother reliefs. The results obtained show that, in the outcrop, both the layers and the main thrusts, Ques and Valles have an ENE-WSW trend, while Llanera thrust has an E-W trend and is cut by the previous ones. The NW-SE tardivariscan faults are reactivated during the Alpine Cycle, cutting the thrusts or acting as *tear faults*, this is the case of the Picota horse that transfers its displacement to the Llanera thrust.

INTRODUCCION

La Sierra de Cayón es una zona interesante para realizar un estudio de las estructuras alpinas. En ella coexisten cabalgamientos variscos y alpinos afectando conjuntamente a rocas paleozoicas del Ciclo Varisco y a rocas cretácicas y terciarias del Ciclo Alpino. Además, pueden estudiarse fallas de diferentes direcciones que se reactivan en distintas etapas de deformación. La relación que guardan entre ellas permite establecer la evolución de dichas estructuras.

Situación geográfica

La zona de estudio se encuentra en los alrededores de la población de Infiesto, capital del Concejo de Piloña, en la zona central del Principado de Asturias, España. El relieve más importante corresponde al Monte Cayón, una pequeña sierra de dirección OSO-ENE que se encuentra situada entre la Sierra del Suevo, al norte, y el río Piloña, al sur; cuya cota máxima se encuentra en el Pico Fario, de 563 m de altura (Fig. 1).



FIGURA 1: Situación de la zona de estudio (mapa tomado del IGN). El rectángulo rojo enmarca la zona de estudio.

Contexto geológico

La región estudiada se encuentra en la Cuenca Mesozoica-Terciaria Asturiana, más concretamente en la denominada Cuenca de Oviedo-Infiesto, que forma parte de la Cordillera Cantábrica. La Cordillera Cantábrica es una cadena de dirección E-O paralela al Mar Cantábrico (Fig. 2) originada durante la orogénesis alpina que constituye la prolongación occidental de los Pirineos.

La Cordillera Cantábrica está constituida por cabalgamientos con dirección de transporte hacia el sur y pliegues asociados, los cuales afectan tanto al basamento paleozoico deformado durante la Orogénesis Varisca como a rocas del Mesozoico-Terciario que se apoyan discordantemente sobre este. Así, algunas de las estructuras variscas pueden reactivarse durante la Orogenia Alpina. La estructura alpina más importante es el Cabalgamiento de Llanera que limita la cuenca de Oviedo-Infiesto por el N y da lugar a su geometría actual (Alonso et al., 1996).

En el basamento varisco de la zona de estudio se encuentran rocas paleozoicas pertenecientes a la Unidad de Bodón-Ponga de la Zona Cantábrica (Fig. 2), la más externa del Orógeno Varisco del noroeste peninsular, el cual tuvo lugar entre el Devónico superior y el final del Carbonífero. La Zona Cantábrica corresponde al cinturón de pliegues y cabalgamientos de dicho orógeno.

El sector estudiado corresponde a un segmento de la Cordillera Cantábrica, en el cual un bloque de basamento Paleozoico fue levantando conjuntamente con materiales mesozoico-terciarios por un cabalgamiento que se propagó desde dicho basamento.

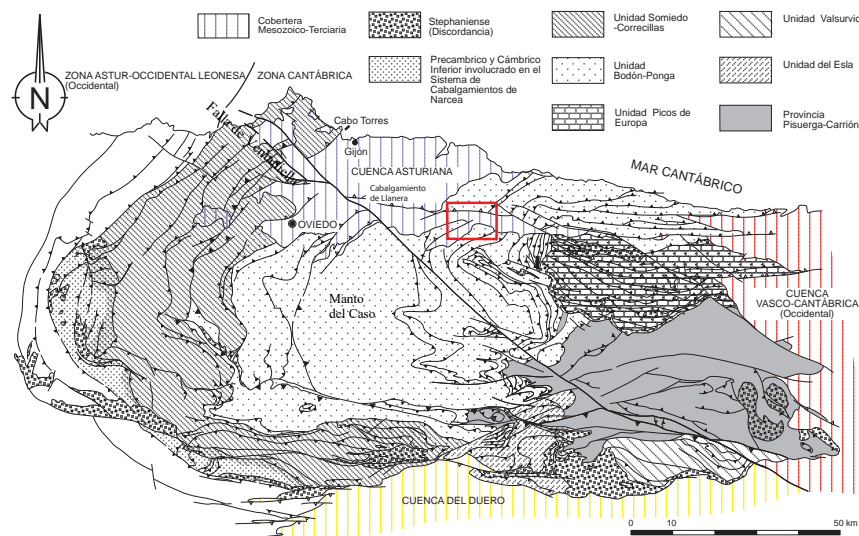


FIGURA 2: Esquema Zona Cantábrica. El rectángulo rojo enmarca la zona de estudio.

METODOLOGÍA

Para realizar este trabajo, se realizó un estudio estratigráfico y el análisis de la estructura, para cuya consecución se siguió el siguiente método:

- Elaboración de una cartografía geológica detallada de la zona, cuyo resultado fue un mapa geológico a escala 1: 25.000 (Anexo 1). Para la confección del mapa geológico se realizaron 15 días de trabajo de campo, durante los cuales fue reconocida la totalidad del área de estudio: se separaron las litologías, cartografiando sus contactos y se procedió a la toma de buzamientos y otros datos estructurales. Para realizar la cartografía geológica se ha utilizado el mapa topográfico de la Base Topográfica Nacional del Instituto Geográfico Nacional (IGN) a 1:25.000 y las ortofotos del visualizador IBERPIX del IGN. Asimismo, se ha contado con las cartografías geológicas previas de la Hoja nº 30 a escala 1:50.000, de la 2ª serie MAGNA del Instituto Geológico y Minero de España (Beroiz et al., 1973) y del GEODE de la Zona Cantábrica (Merino Tomé et al., 2013).

- Posteriormente, a partir del mapa geológico (Anexo 1), se realizaron tres cortes geológicos: A-A', B-B' y C-C', presentados en el Anexo 2, que muestran la estructura de la zona y sus variaciones laterales, la posición del basamento paleozoico subyacente y la distribución de los afloramientos de la cobertera meso-terciaria; así como las relaciones existentes entre ellos.

- Por último, se procedió a la digitalización del mapa geológico, utilizando el programa de acceso libre QGIS, y de los cortes geológicos, mediante el programa de dibujo Adobe Illustrator.

ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

Los MAGNAS a escala 1:50.000 y el GEODE de la Zona Cantábrica del IGME, mencionados anteriormente, son la base del trabajo de cartografía geológica. Además, aunque escasos, existen artículos previos utilizados como referencia para el estudio de la evolución alpina. En el caso de la estratigrafía del Mesozoico y Terciario en Asturias se utilizó el trabajo realizado por González Fernández *et al.* (2004), mientras que para la estructura se pueden destacar los de Alonso *et al.* (1992, 1996, 2007) y Pulgar *et al.* (1999) aunque tienen un carácter más general.

El objetivo principal perseguido con el presente trabajo es el estudio de las estructuras alpinas. Para ello, como objetivos más concretos se pueden destacar:

-Establecer la relación entre las fallas variscas y alpinas.

-Estudiar la evolución temporal de las estructuras.

-Entender la influencia de los cabalgamientos variscos en las posteriores etapas de deformación.

ESTRATIGRAFIA

La sucesión estratigráfica del área de estudio está formada por materiales que pueden ser incluidos en dos ciclos orogénicos: Varisco y Alpino. Las rocas del Ciclo Varisco tienen una edad paleozoica, si bien, en la zona de estudio solamente afloran unidades del Cámbrico-Ordovícico y Carbonífero. Por su parte, las unidades pertenecientes al Ciclo Alpino van desde el Cretácico hasta el Terciario. Las rocas del Cretácico se apoyan discordante sobre el Paleozoico, mientras que el Terciario reposa discordante sobre todas las unidades anteriores. La edad de estas rocas se conoce desde hace tiempo con precisión y sólo la de las rocas terciarias ha sido precisada recientemente. Por último, indicar que, en el área estudiada, existen depósitos cuaternarios de extensión variable, relacionados con las laderas y los cauces fluviales, cuya cartografía fue tomada del GEODE (Merino Tomé et al., 2013).

Estratigrafía del Ciclo Varisco

Formación Barrios (Cámbrico Medio-Ordovícico inferior)

Esta unidad fue establecida por Comte (1937, 1959) y su localidad tipo está situada en la Unidad de Somiedo-Correcillas (Fig. 2), donde aparece como una gruesa sucesión de areniscas y ortocuarcitas, con alguna intercalación de lutitas y rocas de origen volcánico. En la zona de estudio, el principal relieve, la Sierra de Cayón, está constituido por las ortocuarcitas de esta Formación, observándose que están muy bien estratificadas y que presentan laminaciones milimétricas y, en algunos puntos, estratificaciones cruzadas (Figs. 3A y 3B).

En la Unidad del Ponga (Fig. 2), Aramburu y García Ramos (1984) definen el Miembro Ligüeria en la parte media de esta formación, el cual ha podido diferenciarse en la zona de este estudio. La sección tipo de este miembro, localizada en la carretera de Riofabar a Ligüeria (valle del río Espinaredo), muy próxima a la zona de este estudio. Consta de conglomerados, areniscas y lutitas. Estos autores describen una mega-secuencia positiva, grano-decreciente, con conglomerados en la base, areniscas blancas y grises de grano muy grueso a fino en la parte media y lutitas y areniscas de grano muy fino en su techo. Las lutitas son predominantes en este miembro que se manifiesta como una depresión en mitad de las ortocuarcitas por lo que a veces se ha confundido con la Formación Oville (Beroiz et al., 1973). Los conglomerados del Miembro Ligüeria son de naturaleza silíceas y el tamaño de sus cantos es muy variable, desde milimétricos hasta decimétricos, en su mayoría redondeados y fácilmente reconocibles en campo (Fig. 3C y 3D). Según Aramburu y García Ramos (1993), la Formación Barrios tiene 3 miembros, donde el Miembro Ligüeria separa la parte inferior de una superior. La parte inferior, o Miembro La Matosa, está formada por ortocuarcitas de grano muy fino en la base que pasan a otras de grano muy grueso con cantos a techo, formando una secuencia claramente grano-creciente. La parte superior, correspondiente al Miembro Tanes, es de litología similar al Miembro La Matosa, pero se caracteriza por ser una secuencia grano-decreciente que culmina con las lutitas de la Formación Suevo, situada inmediatamente encima. En la zona estudiada, dentro de la Formación Barrios, no aparecen las intercalaciones volcánicas que son comunes en otras localidades.

El espesor mínimo total calculado en los cortes geológicos A-A' y B-B' (Anexo 2) es de unos 1100 m., de los cuales la parte superior consta de unos 750 m (ver corte A-A'), el Miembro Ligüeria de aproximadamente 100 m (A-A', B-B') y la parte inferior de unos 250 m (ver corte B-B'). Aramburu y García Ramos (1984), en Rodríguez Fernández y Heredia (1989), determinan que los espesores medios de la Formación Barrios en zonas situadas al sur de la zona estudiada (Rodríguez Fernández y Heredia, 1989), son de 400 m para el miembro inferior, 430m para el superior y el espesor del Miembro Ligüeria oscila entre 100 y 120 m. Estos mismos autores mencionan que los espesores de la Formación Barrios generalmente se encuentran en torno a los 200 y 1000 m, donde las mayores potencias se sitúan en el este de Asturias (Aramburu y García Ramos, 1993).

El depósito de la Formación Barrios se produjo por sistemas aluviales cercanos a la línea de costa, encontrándose desde términos fluviales, muy comunes en el Miembro Ligüeria, a claramente marinos, comunes en el miembro Superior (Aramburu en Heredia y Rodríguez Fernández, 1989).

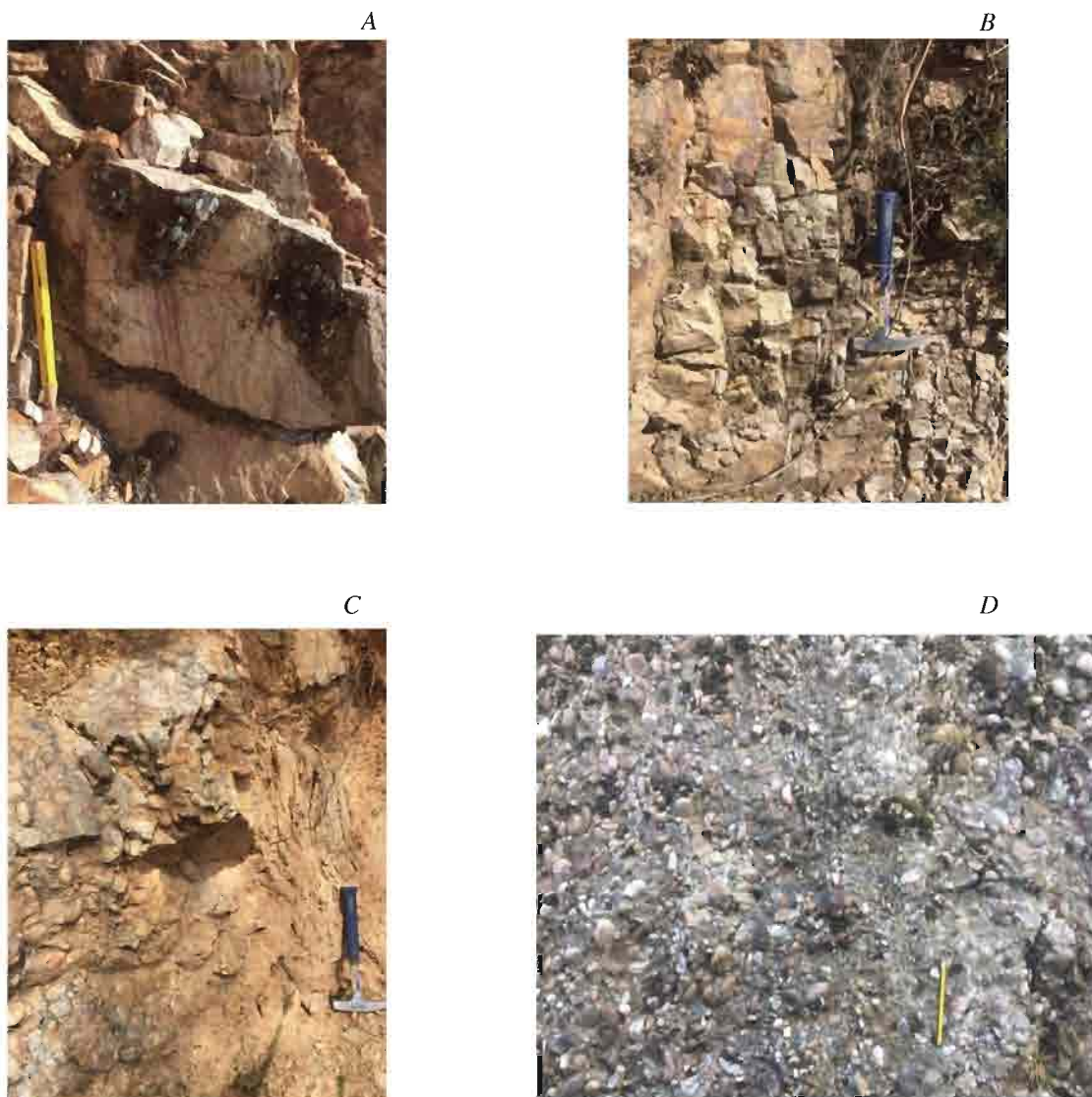


FIGURA 3. Diversos aspectos del Miembro Ligüeria de la Formación Barrios. (A) Laminación en niveles areniscosos, (B) Estratificación paralela, (C) Alternancia de conglomerados y lutitas (D) Conglomerados.

Formación Suevo (Ordovícico Medio)

Fue reconocida por primera vez por Adaro y Junquera (1916) en la Sierra del Suevo, que limita con el norte de la zona de este estudio. Son lutitas negras con faunas de trilobites, graptolites y braquiópodos, así como varios niveles oolíticos (Heredia y Rodríguez Fernández, 1989). Según estos mismos autores en zonas próximas al área de estudio, en la hoja Geológica de Rioseco, a pesar de que los afloramientos son escasos e incompletos, se pudo elaborar una columna estratigráfica donde el espesor total de la Formación es de 55,6 m. En la zona de estudio la Formación Suevo únicamente se observa en el oeste del mapa (Anexo 1), en un pequeño afloramiento cerca de la carretera AS-258, con unos 200 metros de espesor mínimo calculado con el corte A-A' (Anexo 2). Los materiales de esta Formación han sido asignados a un ambiente de plataforma externa (Heredia y Rodríguez Fernández, 1989).

Formaciones Alba y Barcaliente (Carbonífero, Missisipiense)

En el caso de la Formación Alba, el nombre fue propuesto por Van Ginkel (1965) para las calizas rojas que Barrois (1882) denominó "Mármol Griotte" y Comte (1959) "Griotte de Puente Alba". Son calizas rojas, tableadas, nodulosas, con facies características y abundante fauna que permite datar esta unidad como Viseense. Cerca de la zona de estudio, las series más completas alcanzan unos 40 m de espesor (Heredia y Rodríguez Fernández, 1989).

Wagner *et al.* (1971) proponen la Formación Barcaliente como independiente de lo que anteriormente, junto con la Formación Valdeteja, se conocía como Caliza de Montaña. Su estratotipo se encuentra en la Escama de Bodón, situada a unos 100 km al SO de la zona estudiada (Fig. 2). Son calizas negras, tableadas, bien estratificadas, con alto contenido en materia orgánica. Heredia y Rodríguez Fernández (1989) determinan que el espesor de la Formación Barcaliente es de 164 m.

En la zona de estudio, para la realización del mapa, no se diferenció entre la Formación Alba y la Formación Barcaliente, debido a que el afloramiento de estas formaciones en la zona de estudio es muy pequeño, situado al lado de la Formación Suevo, cerca de la carretera AS-258, al oeste del mapa (Anexo 1). Aquí, el conjunto de la Formación Alba y la Formación Barcaliente tiene aproximadamente 200 m de espesor, calculados sobre el corte A-A´.

Según Heredia y Rodríguez Fernández (1989) la Formación Alba representa el inicio de la homogeneización y estabilización de la plataforma carbonatada que marca un paso gradual a la Formación Barcaliente. Este tránsito está caracterizado por un aumento de la intensidad de sedimentación y de la matriz orgánica, dando el color negro y olor fétido característico.

Grupo Lena (Carbonífero, Pensilvaniense)

Este Grupo aflora ampliamente en la Unidad de Manto del Caso (Fig. 2) y ha sido dividido en las formaciones Beleño, Escalada y Fito. El ambiente de depósito de estas formaciones corresponde a una mega-secuencia de somerización, llegándose a condiciones de práctica colmatación de la cuenca (Heredia y Rodríguez Fernández, 1989).

Formación Beleño

Fue definida por Van Ginkel (1965) como una secuencia clástica que consiste en lutitas, lutitas arenosas y areniscas con intercalaciones carbonatadas. Donde mejor se encuentra representada esta Formación es unos 20 km al SE de la zona estudiada. Cerca del área de estudio, al sur, Heredia y Rodríguez Fernández (1989) calculan un espesor de la secuencia de 450 m, mientras que en otras localidades próximas se obtienen espesores de alrededor de 650 m. En la zona de estudio, su afloramiento limita el sur del mapa (Anexo 1), por lo que no ha sido objeto de estudio, quedando fuera de los cortes geológicos realizados (Anexo 2). Sedimentológicamente se trata de una serie transgresiva, desarrollada en una plataforma terrígena submareal. La proximidad de ambientes con sedimentación carbonatada da lugar a la intercalación de delgados niveles de calizas en esta Formación (Heredia y Rodríguez Fernández, 1989).

Formación Escalada

Definida por Van Ginkel (1965) se compone por calizas claras en capas con estratificación bien definida, con alguna intercalación lutítica y arenosa en la parte inferior. Su localidad tipo se encuentra en la zona de Beleño, en la sección del río Ponga-Taranes-La Escalada a unos 20 km al SE del área de estudio. Al sur de la zona estudiada, Heredia y Rodríguez Fernández (1989) determinan que la sucesión carbonatada de la Formación Escalada es de unos 300 m. En la zona estudiada, su único afloramiento se ubica al sur del mapa (Anexo 1) con un espesor mínimo calculado en los cortes A-A´, B-B´ y C-C´ (Anexo 2) de casi 500 metros. En conjunto constituye una mega-secuencia de facies de llanura de marea, en un clima húmedo, dentro de una plataforma carbonatada (Heredia y Rodríguez Fernández, 1989).

Formación Fito

Julivert (1960) se refirió a ella como “serie de lutitas, areniscas y bancos de caliza”, habiendo sido Brouwer y Van Ginkel (1964) quienes la denominan Formación Fito. Está compuesta de areniscas, lutitas, niveles de calizas y capas de carbón ordenadas en secuencias cíclicas muy marcadas. Heredia y Rodríguez Fernández (1989) determinan en el Manto de Beleño, a unos 20 km al SE de la zona de estudio, un espesor total de la serie de 800 m y, en el Manto de Caso (Fig. 2), a unos 20 km al S del área estudiada, 2000 m. El afloramiento de esta

Formación en la zona estudiada se encuentra al sur de Villamayor (Anexo 1), tiene un espesor mínimo, calculado en los cortes geológicos A-A', B-B' y C-C' (Anexo 2), de unos 1200 metros. Esta serie tiene un carácter deltaico que es generado por la progradación y posterior abandono de deltas dentro de una plataforma subsidente (Heredia y Rodríguez Fernández, 1989).

Estratigrafía del Cielo Alpino

Se distinguen dos niveles cartográficos de Cretácico: el superior carbonatado y el inferior detrítico, cuya base está marcada por una discordancia angular sobre el Paleozoico.

Formación Pola de Siero (Cretácico inferior)

Descrita por González Fernández *et al.* (2004), esta unidad tiene dos tramos diferenciables, uno inferior conglomerático y el superior arenoso. Los conglomerados son silíceos, heterométricos y redondeados en una matriz limo-arenosa, con intercalaciones de arcillitas rojas y niveles de arenisca fina muy poco cementada. Por su parte, el tramo arenoso está constituido por areniscas de grano fino, blanco-amarillentas a grises, con intercalaciones de arcillitas plásticas. También se observa algún nivel de limolita, materia orgánica, nódulos de pirita y costras ferruginosas. Su estratotipo se encuentra en La Peñuca, al sur de Pola de Siero, cerca de la zona estudiada.

En la zona de estudio, esta unidad se presenta como areniscas de color claro, lutitas y algunos niveles de conglomerados (Fig. 4). En el mapa (Anexo 1) los afloramientos se encuentran donde se asientan Cardes, Valles, parte sur de Cadanes y Pintueles (Anexo 1). En zonas cercanas al área de estudio del presente trabajo, González Fernández *et al.* (2004) aprecian una disminución global del espesor de la Formación de sur a norte: en las graveras de La Carba (Bendición) es de 100 m mientras que, al norte de la falla de Llanera (Fig. 2), en la zona de Peñaferruz, es de sólo 30 m. Como puede observarse en los cortes A-A', B-B' (Anexo 2), se apoya discordante sobre las series Paleozoicas y tiene un espesor bastante continuo de casi 200 metros. El ambiente sedimentario para el tramo inferior conglomerático corresponde a lóbulos de abanicos aluviales mientras que el superior arenoso se ha interpretado como de ambientes litorales (González Fernández *et al.*, 2004).



FIGURA 4: Arenas con cemento carbonatado de la Formación Pola de Siero. En los niveles superiores aumenta el contenido carbonatado.

Formaciones Ullaga, El Caleyú, La Manjoya, Latores, San Lázaro, La Argañosa y Oviedo (Cretácico superior)

Todas estas formaciones fueron definidas por González Fernández *et al.* (2004) y su descripción es la siguiente:

Formación Ullaga. Consiste en calizas bioclásticas, con abundante contenido fosilífero, grises o marrón amarillentas con niveles de arcillita grises/negras, limolitas y areniscas de grano fino a medio. Presentan cambios laterales y verticales de facies, así como acunamientos laterales, especialmente en los niveles calcáreos. Los materiales están oxidados, con lo cual se pueden observar coloraciones grises que cambian lateralmente a marrón. Estos materiales suelen contener materia orgánica, glauconita y son frecuentes las zonas dolomitizadas. La potencia total es de unos 40 m.

Formación El Caleyú. Son areniscas débilmente cementadas, blancas o blanco-amarillentas, de grano fino a medio, con intercalaciones irregulares de limolitas y arcillitas. En las inmediaciones de Cayés (Llanera) y en Bendición (Siero), la sucesión aparece muy carbonatada, pasando lateralmente los niveles arenosos a calizas arenosas o calcarenitas. El espesor medio es de 30 m pudiendo llegar a los 50 m.

Formación La Manjoya. Consta de arcillitas grises a negras, limolitas, areniscas y bancos carbonatados que, por oxidación, son de color gris a marrón amarillento. La potencia total es de 40-65 m.

Formación Latores. Son areniscas muy poco cementadas de color gris claro o amarillento, con lentejones de limolitas y arcillitas e intercalaciones micro-conglomeráticas. La ausencia de carbonatos puede ser debido a un cambio de facies o a alteraciones que produjeron descalcificación. La potencia es de unos 30-35 m.

Formación San Lázaro. Son rocas predominantemente carbonatadas. Se han definido tres miembros: el inferior, que es una alternancia de margas y calizas, arcillitas, limolitas y areniscas finas, con una potencia en torno a 20-25 m. Los dos miembros superiores están compuestos por calizas con abundante glauconita, algunas muy nodulosas, con unos 24 m de potencia.

Formación La Argañosa. Corresponde a areniscas muy poco cementadas con abundantes niveles de gravas y que tienen un enriquecimiento lateral de carbonatos. La potencia total es de unos 30-40 m.

Formación Oviedo. Son calizas de color beige claro o amarillento con glauconita y geodas. Representa el techo del Cretácico, se encuentra parcialmente erosionada y se dispone sobre ella el Terciario. Como consecuencia, tiene una potencia variable, de 25 m en el casco urbano de Oviedo a 40 m hacia Colloto.

En la zona de estudio, debido al poco relieve y abundante vegetación, la calidad de los afloramientos es mala e impide distinguir las formaciones que conforman el Cretácico superior. Debido a esto, la serie se agrupó según el criterio utilizado en Heredia y Rodríguez Fernández (1989), como una alternancia de calizas, arenas y niveles de micro-conglomerados. En el campo se observó un predominio de calizas que, en ocasiones, en la parte alta son nodulosas. Además de las calizas se han observado capas de areniscas, lutitas, alguna pasada de microconglomerados y a niveles superiores con algunas dolomías y margas (Fig. 5, A).

Los afloramientos situados en el mapa (Anexo 1), se observan al este de Infiesto, al norte de Villamayor, sur de Biedes, oeste de Valles y parte norte de Cadanes. El contacto de muro es concordante con las areniscas del Cretácico inferior y a techo es cortado

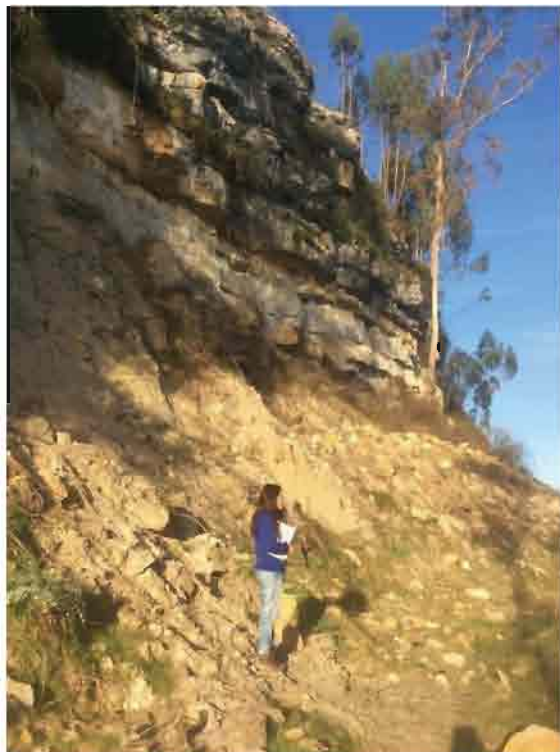
discordantemente por el Terciario. Toda la sucesión Cretácica (superior e inferior) tiene un espesor mínimo de poco más de 500 metros calculado sobre los cortes A-A', B-B' y C-C' (Anexo 2).

TERCIARIO (*Eoceno superior-Oligoceno*)

La base del Terciario se apoya discordante sobre las unidades anteriores, lo que puede ser observado tanto en el mapa como en los cortes geológicos (Anexo 1 y 2). Este conjunto de materiales aflora con colores anaranjados, fácilmente distinguibles en campo y presentan dos conjuntos litológicos que marcan un cambio lateral de facies. Uno de estos conjuntos litológicos está compuesto por arcillas, lutitas y conglomerados, aumentando a techo la cantidad de conglomerados. El segundo conjunto litológico consta de conglomerados dominantes, areniscas, lutitas y niveles carbonatados (caliches). Dentro de este segundo conjunto litológico se puede diferenciar un nivel más conglomerático que varía lateralmente con los niveles más arcillosos. Entre uno y otro conjunto litológico existe un cambio lateral de facies consistente en una transición gradual distinguible en campo. Dentro del segundo conjunto litológico, los conglomerados se encuentran mal clasificados, con tamaños desde centimétricos a decimétricos y normalmente redondeados, si bien, se encuentran algunos cantos angulosos. En los niveles basales se encuentran conglomerados con cantos carbonatados (procedentes de las calizas del Jurásico y Cretácico) y únicamente en los niveles superiores los cantos son silíceos, procedentes en su mayor parte, de las areniscas paleozoicas (Fig. 5, B). El Terciario aflora al oeste del mapa (Anexo 1), en Biedes, y en la parte norte del mapa, al sur de Borines, donde se asienta Vallobal y al este de la misma localidad. El espesor mínimo calculado a partir del corte B-B' (Anexo 2) es de unos 750 m (entre el SO de Borines y Vallobal).

La edad de estos depósitos ha sido establecida recientemente como Eoceno superior pudiendo llegar al Oligoceno inferior (Alonso et al., 1996., Martín-González et al., 2014).

A



B



FIGURA 5. (A). Cretácico superior. Arenas y pasadas de conglomerados. En nivel superior calizas, margas y dolomías. (B). Terciario. Conglomerados del terciario (cantos de caliza y arenisca paleozoica).

CUATERNARIO

La cartografía de los depósitos cuaternarios se ha realizado mediante fotografía aérea, ortofotos de Iberpix y con apoyo del mapa GEODE de la Zona Cantábrica del IGME (Merino Tomé et al., 2013) además de la comprobación necesaria en el campo. Se han distinguido *depósitos aluviales* asociados al Río Piloña en Infiesto y Villamayor y *canchales*, en su mayor parte procedentes de las ortocuarcitas de la Formación Barrios que afloran en las laderas del Monte Cayón.

ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

Se distinguen dos tipos de rocas ígneas: básicas y ácidas (sills porfídicos), ambas del Pérmico inferior, cuyo contacto ha sido trazado por Trell *et al.* (1986) y Beroiz *et al.* (1973). Encajada en la Formación Barrios, al pie del Monte Cayón, se encuentra una roca gris oscura con alteración verdosa que según Suárez y Marcos (1967) es un lamprófido con composición intermedia entre el minette y la kersantita cuarcífera. El afloramiento no llega al km² de superficie (Suarez y Marcos, 1967).

Por encima de la caliza de la Escalada, en la serie pizarrosa del Carbonífero (Formación Fito) se encajan sills clasificados por Suárez y Marcos (1967) como pórfidos cuarzodioríticos de gran continuidad lateral (10-15 km). Heredia y Rodríguez Fernández (1989) así como Luque y Gutiérrez Claverol (2010) señalan que, en el distrito de Piloña, a unos 2 km al sur y sureste de Infiesto, aflora un conjunto de rocas intrusivas encajado en materiales de edad carbonífera, constituido por pequeños apuntamientos, diques y sills, de petrografía variable entre gabros, gabrodioritas y granodioritas hasta pórfidos; con los cuales se relaciona un extenso metamorfismo de contacto. Estas intrusiones se relacionan con una línea de debilidad tectónica de rumbo NE-SO.

En las proximidades de Cardes se desarrolla un *skarn*, donde el metamorfismo de contacto va desde las facies de las corneanas hornbléndicas a las piroxénicas. Las mineralizaciones están asociadas a este *skarn* se encuentran irregularmente repartidas por las aureolas de contacto. La paragénesis incluye abundantes minerales metálicos: arsenopirita, magnetita, bismuto nativo, pirita, cubanita, calcopirita, cobres grises, esfalerita, boulangerita, galena, con altos valores en plata, e indicios de oro nativo (Luque y Gutiérrez Claverol, 2010).

ESTRUCTURA

La zona de estudio involucra materiales del Paleozoico, que constituyen el basamento, deformados durante la Orogenia Varisca y el Mesozoico y Terciario que conforman la cobertera, deformada junto con el basamento durante el Cenozoico, en el Ciclo Alpino. Como resultado de la superposición de los dos eventos de deformación, los materiales Paleozoicos tienen un buzamiento elevado, llegando incluso a estar verticales y dan relieves muy escarpados. El Mesozoico que se apoya discordante sobre este basamento, fosiliza las estructuras Variscas y presenta buzamientos mucho menores, que van desde 8° hasta 45°, por lo que los relieves resultantes son más suaves. El Terciario es discordante sobre todos los demás materiales, está casi horizontal, siendo el mayor buzamiento de 20°, y es sinorogénico con los cabalgamientos alpinos de la zona. En general, las capas de la zona de estudio se encuentran inclinadas hacia el NO, con una dirección NE-SO, tanto para las capas como para los principales cabalgamientos.

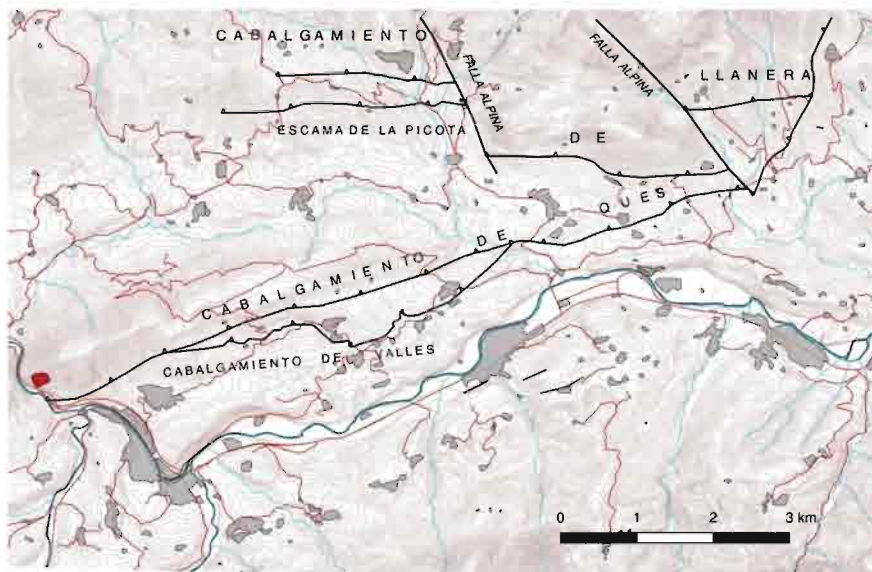


FIGURA 6: Esquema tectónico de la zona estudiada.

A



B



C



D



FIGURA 7.(A). Contacto bloque superior Cabalgamiento de Llanera (relieves más abruptos) y Terciarios (depresión)., (B). Límite calizas Cretácico superior-Terciario. Cabalgamiento de Valles, (C, D). Vista Monte Cayón, donde se asientan las casas se observa la disminución de relieve al bifurcarse el Cabalgamiento de Ques en el de Valles.

Estructuras Variscas

Las capas del Paleozoico que afloran en la zona estudiada presentan buzamientos elevados, casi subverticales y son paralelas a la principal falla de la zona estudiada que corresponde al cabalgamiento alpino de Ques. En el bloque septentrional de este cabalgamiento, las ortocuarcitas de la Formación Barrios son paralelas al mismo, mientras que, en su bloque meridional, las rocas paleozoicas paralelas al cabalgamiento están cubiertas discordantemente por las capas de la cobertera mesozoico-terciaria. Como consecuencia, puede interpretarse que el Cabalgamiento de Ques es una estructura varisca, estando las capas paleozoicas de ambos bloques en posición de rellano. Si bien, el juego alpino de esta estructura queda demostrado al observarse las capas mesozoicas cortadas y deformadas por él, por lo que se puede interpretar que el Cabalgamiento de Ques es una estructura varisca con rejuego alpino.

Estructuras Alpinas

Cabalgamiento de Llanera

El Cabalgamiento de Llanera (Fig. 6, 7A) es el de mayor importancia de la zona de estudio, con gran continuidad fuera del área de trabajo, se encuentra al norte de la zona estudiada (Anexo 1), tiene una dirección E-O y superpone los materiales mesozoicos sobre los terciarios, a los que, en general, corta con un ángulo bajo, en torno a 30°. El Cabalgamiento de Llanera es, a su vez, cortado por dos fallas alpinas de dirección NO-SE. No es el objeto de este trabajo el análisis de este cabalgamiento, por lo que el Mesozoico se ha dejado como indiferenciado en el bloque superior y, únicamente, se ha cartografiado la traza del cabalgamiento. Esta estructura limita por el norte los cortes geológicos del Anexo II, donde presenta elevados buzamientos en el corte B-B', de unos 80°, mientras que en el corte C-C' se inclina unos 30° al NO (Anexo 2).

Asociado al Cabalgamiento de Llanera, se encuentra el de La Picota (Fig. 6), de dirección E-O, que en la zona estudiada afecta exclusivamente a los materiales del Terciario. El buzamiento obtenido a partir del corte B-B' para el Cabalgamiento de la Picota es de 60° al NO (Anexo 2), siendo su dirección prácticamente paralela al Cabalgamiento de Llanera. La escama de La Picota no aflora al este de la falla de dirección NO-SE de Borines. El salto calculado en el corte B-B' según el desplazamiento de la base del Terciario para la escama de la Picota es de unos 240 m. Más al este, en la transversal del corte C-C', este desplazamiento debe de ser transferido al Cabalgamiento de Llanera.

Cabalgamiento de Ques

Se encuentra ubicado al sur del Monte Cayón, cerca de la base de la Formación Barrios, tiene una dirección ENE-OSO y corta tanto al Paleozoico como a la serie cretácico-terciaria. Tiene un buzamiento elevado, de unos 80° al NO, calculado a partir de los cortes geológicos del Anexo 2. Las capas del Cretácico son cortadas en rampa tanto en bloque superior como en el inferior. El cabalgamiento de Ques (Fig. 6) se une al Cabalgamiento de Llanera en la parte NE del mapa y es cortado a su vez por la falla alpina de dirección NO-SE más oriental, mencionada en el epígrafe anterior (Anexo 1). Al O, fuera de la zona de estudio, este Cabalgamiento se continúa en la Sierra de Ques. El salto calculado según el desplazamiento de la base del Terciario indica una disminución en el desplazamiento hacia el Este, siendo para el corte A-A' de unos 475 m, para el B-B' de 125 m y para el C-C' 90 m.

La ortocuarcita de Barrios, situada en el bloque superior del Cabalgamiento de Ques, está afectada por una intensa deformación frágil en las cercanías del plano de cabalgamiento, donde se encuentra arenizada y brechificada. Asimismo, los buzamientos medidos en la ortocuarcita, en su mayoría, son altos, llegando incluso a la verticalidad. Por lo general, las capas de cuarcita se disponen subparalelas al cabalgamiento. En la parte SO del Cabalgamiento de Ques, la ortocuarcita está deformada por un pliegue apretado y volcado al norte, que presenta el Miembro Ligüeria en su núcleo. Se interpreta que debe de tratarse de un pliegue Varisco, cortado y volcado por el Cabalgamiento de Ques.

Al norte de Biedes, el Cabalgamiento de Ques se bifurca en el Cabalgamiento de Valles (Fig. 6, 7B-D), que superpone el Mesozoico del bloque inferior del Cabalgamiento de Ques sobre el Terciario. Se trata de un cabalgamiento con poca continuidad lateral y de dirección ENE-OSO. El buzamiento del Cabalgamiento de Valles es de unos 60° (Anexo 2). El salto que se ha calculado para este cabalgamiento según el desplazamiento de la base del Terciario ha sido de 325 m en los cortes geológicos del Anexo 2. Tanto el Cretácico del bloque superior como el Terciario del bloque inferior se encuentran cortados en rampa por este cabalgamiento. La dirección de transporte tectónico de este cabalgamiento es S-SE, calculado perpendicularmente a la *branch line* deducida sobre el mapa del Anexo II a partir de los dos puntos de intersección entre los cabalgamientos de Ques y de Valles. Ya que los cabalgamientos de Valles y de Ques forman parte de una misma secuencia, con un trazado casi paralelo, se puede asumir que la dirección de transporte tectónico para el Cabalgamiento de Ques es también S-SE.

Otras fallas alpinas

Al NE del mapa (Anexo I) existen dos fallas alpinas (Fig. 6) subverticales de dirección NO-SE, anteriormente mencionadas, con poca continuidad hacia el sur de la zona estudiada. Estas fallas unas veces cortan a los cabalgamientos y, en otras ocasiones, transfieren el desplazamiento de unas estructuras a otras, tratándose por lo tanto de estructuras laterales u oblicuas asociadas a los cabalgamientos alpinos. Estas fallas alpinas tienen un salto de aproximadamente unos 1200 m, calculado según el desplazamiento del Cabalgamiento de Llanera.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Como se mencionó anteriormente, los desplazamientos producidos por las fallas de la zona estudiada se calcularon sobre los cortes geológicos del Anexo 2, tomando como referencia la línea de corte de la base del Terciario. Se trata, por lo tanto, de cabalgamientos alpinos que, sin embargo, algunos de ellos, como es el caso del Cabalgamiento de Ques, deben de resultar de rejuegos de estructuras variscas previas. El desplazamiento varisco del Cabalgamiento de Ques debe de ser calculado tomando como referencia las líneas de corte entre las unidades paleozoicas. Sin embargo, en el ámbito de la zona estudiada, nunca se encuentran los mismos materiales en los bloques superior e inferior del Cabalgamiento de Ques, por lo que no puede ser calculado el desplazamiento durante el Ciclo Varisco. Aún así, a la vista de los cortes geológicos del Anexo II, se aprecia que el desplazamiento que afecta a los materiales paleozoicos es mucho mayor que el que se ha medido en los Mesozoicos y Terciarios. Dado que las rocas paleozoicas de los bloques superior e inferior del Cabalgamiento de Ques se encuentran en posición de rellano, se puede estimar un desplazamiento mínimo superior a varios miles de metros para estas rocas. Por lo tanto, puede deducirse que se trata de un cabalgamiento varisco rejugado en el alpino. Esta interpretación se ve reforzada si se observa el mapa geológico de la Zona Cantábrica (Fig. 2), donde los cabalgamientos variscos dibujan una forma arqueada (Arco Astúrico), estando la zona estudiada en la parte septentrional de dicho arco, donde los cabalgamientos variscos tienen dirección NE-SO, tendiendo a E-O, posición esta, favorable para rejuegos posteriores.

En la zona estudiada, nunca se observa de qué forma los cabalgamientos de Llanera, de La Picota y de Valles cortan al Paleozoico, por lo que no se puede confirmar su movimiento varisco. Las fallas alpinas de la zona estudiada, además de poseer, o poder poseer, una historia previa como estructuras variscas, también pudieron funcionar como fallas tardivariscas o como fallas normales permo-mesozoicas, relacionadas con la apertura de las cuencas de esas edades en el norte de la Península Ibérica. Sin embargo, en la zona estudiada no existen suficientes afloramientos de rocas permo-mesozoicas que permitan comparar las sucesiones a ambos lados de las fallas alpinas para poder justificar su funcionamiento contemporáneo con la sedimentación del Pérmico y del Mesozoico. A pesar de este inconveniente, se puede decir que

las fallas de dirección NO-SE observables al NE de la zona de estudio que cortan a los cabalgamientos alpinos y/o actúan como *tear faults* durante su emplazamiento, tienen una dirección coincidente con la Falla de Ventaniella (Fig. 2).

A finales del Carbonífero y principios del Pérmico se generan las últimas estructuras relacionadas con la Orogenia Varisca. Estas estructuras tardivariscas, relacionadas con las fases finales del cierre del Arco Astúrico, son fallas de desgarre con componente dextral de dirección NO-SE. (Lopez-Gomez et al., 2019).

A principios del Pérmico, se forman rifts controlados por fallas extensionales Permo-Triásicas resultantes de la reactivación de las estructuras variscas de dirección E-O, NE-SO y tardivariscas, de dirección NO-SE. (Fernández-Viejo et al., 2014; Lopez-Gomez et al., 2019). La Falla de Ventaniella tiene una dirección NO-SE y recorre más de 400 km cruzando la Cordillera Cantábrica, desde Avilés hasta la Cuenca del Duero, afectando materiales Paleozoicos y Mesozoicos (Lopez-Fernandez et al., 2018). Es, por lo tanto, una estructura que se activó durante el proceso extensional del Pérmico-Triásico (Fernández-Viejo et al., 2014; Lopez-Fernandez et al., 2018), mientras que la reactivación de los cabalgamientos variscos de dirección NE-SO es posterior al movimiento del Cabalgamiento de Llanera de dirección E-O (Alonso et al., 1996).

Puede deducirse que los sistemas de fallas alpinas actuaron de la siguiente manera:

- En primer lugar, se generaron las fallas alpinas de Llanera y Escama de La Picota, ambas de dirección E-O. Algunos segmentos de fallas tardivariscas de dirección NO-SE se reactivaron y actuaron como *tear faults*. Esto se demuestra observando que la Escama de La Picota no aparece al lado NE de la falla más occidental.

- Posteriormente, se reactivan algunos cabalgamientos variscos de dirección NE-SO, dando lugar a las fallas de Ques y Valles; estas fallas cortan a las de dirección E-O (fallas de Llanera y La Picota). Por último, se reactivan nuevamente las de dirección NO-SE (coincidentes con la Falla de Ventaniella), cortando todas las estructuras anteriores (Alonso et al., 2016).

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de este trabajo son las siguientes:

- En la zona estudiada, la deformación alpina tuvo como efecto el levantamiento y verticalización del basamento, haciendo aflorar el Paleozoico con ángulos elevados. Así como también la verticalización de los cabalgamientos variscos.

- El Cabalgamiento de Ques es una falla alpina de alto ángulo, que corta en rampa a los materiales mesozoico-terciarios con un desplazamiento que puede alcanzar los 475 metros. Sin embargo, esta falla resulta del rejuego de un cabalgamiento varisco, de mucho mayor desplazamiento que el salto alpino, y que superpone los materiales paleozoicos que están en posición de rellano.

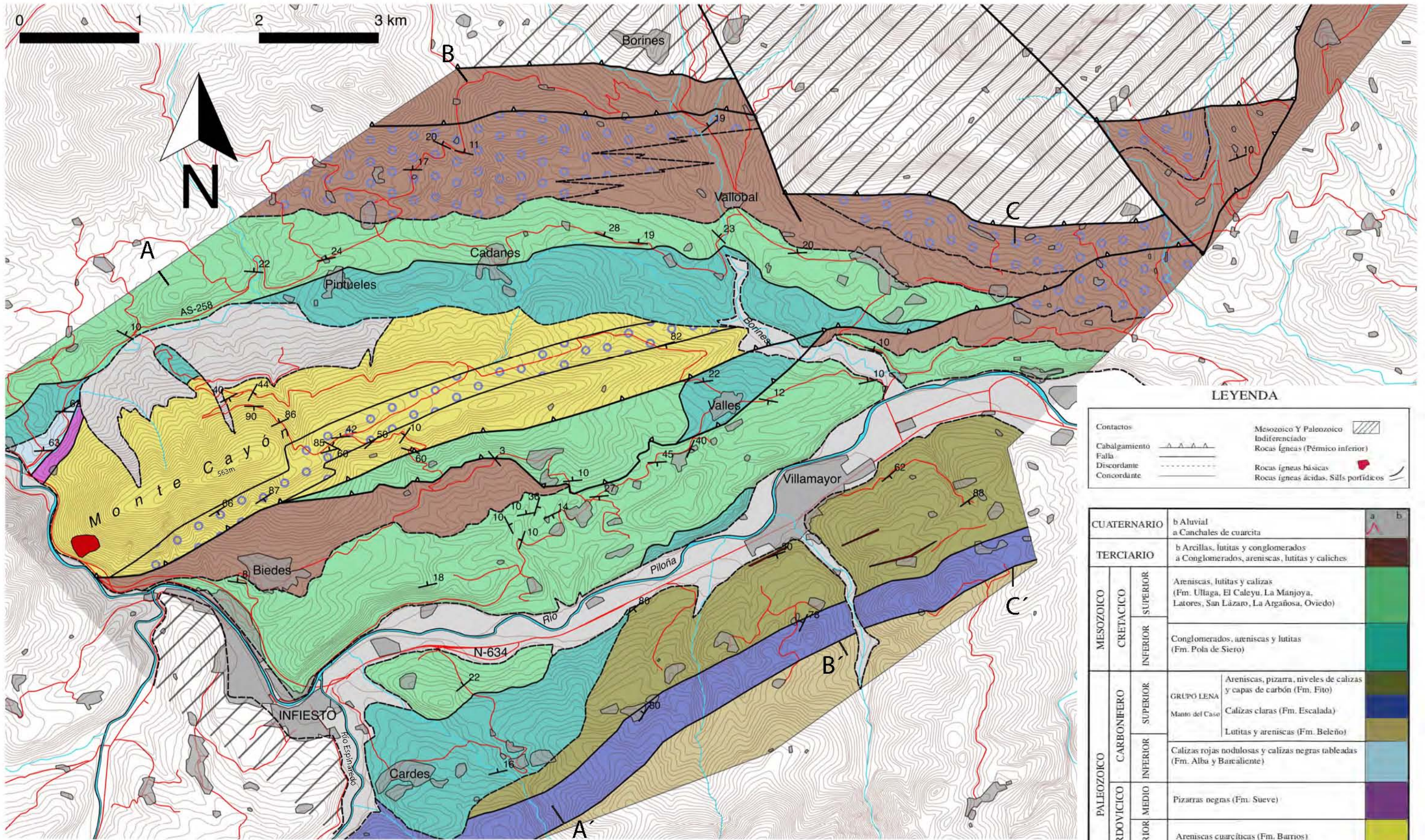
- Los cabalgamientos alpinos de Llanera y Ques son cortados por las dos fallas alpinas de dirección NO-SE que, en unos casos son posteriores a los cabalgamientos que cortan, mientras que, en otros, son contemporáneas con ellos, actuando como *tear faults*. Este es el caso del Cabalgamiento de La Picota, que termina contra una de estas fallas, transfiriendo su desplazamiento hacia el este al Cabalgamiento de Llanera.

- Las fallas alpinas de dirección NO-SE son estructuras tardi-variscas, relacionadas con el cierre del Arco Astúrico, que jugaron posteriormente como fallas extensionales. Durante la compresión alpina, estas mismas fallas volvieron a reactivarse como estructuras laterales asociadas a los cabalgamientos alpinos o cortándolos después de su emplazamiento.

REFERENCIAS

- Adaro, L. de., Junquera, G. (1916). Criaderos de hierro de España. T. II. Criaderos de Asturias. *Memoria Instituto Geológico Minero de España*, 673 pp.
- Alonso, J.L., Alvarez-Marron, J., Aller, J., Bastida, F., Farias, P., Marquinez, J., Pérez-Estaun, A., Pulgar, J.A. (1992). Estructura de la Zona Cantábrica. En J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América. *Universidad de Extremadura*, Extremadura, 426-434.
- Alonso, J.L., Barrón, E., González-Fernández, B., Menéndez Casares, E., García-Ramos, J.C., (2016). Extensión e inversión tectónica alpinas en el área de Sariego. Control ejercido por la estructura varisca subyacente (Asturias, norte de España). *Trabajos de Geología*, 36, 45-60.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., Carlos, G.R.J., Barba, P., (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: P.F. Friend, C.J. Dabrio (Eds.), Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. *Cambridge University Press*, Cambridge, 214-227.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., Pedreira, D. (2007). El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 151-163.
- Aramburu, C., García Ramos, J., (1993). La sedimentación Cambro-Ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, 19, 45-73.
- Aramburu, C., García Ramos, J.C., (1984). Cambro-Ordovician alluvial and marine sedimentation in the Cantabrian Zone, North Spain, *5th European Regional Meeting of Sedimentology International Association of Sedimentologists (IAS)*, Marseille, pp. 30-31.
- Barrois, Ch., (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Memoires Societé Geologique du Nord, Lille*. T. 2, n.1, 630 pp.
- Beroiz, C., Barón, A., Ramirez del Pozo, J., Giannini, G., Gervilla, M., (1973). Mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 30 (Villaviciosa). Memoria explicativa por Gervilla, M.; Beroiz, C.; Pignateli, R.; Barón, A.; Coma, J. E.; Felgueroso, C.; Ramirez del Pozo, J.; Giannini, G. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Brouwer, A., Ginkel, A. van., (1964). La sucesion carbonifere dans la partie meridionale des Montagnes Cantabriques. C. R. V *Congrés Internatioanl de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifere Paris*. Vol, 1. 307-319.
- Comte, P., (1937). La serie cambrienne et silurienne du Leon (Espagne). C.R. *Academie de Sciences, Paris*, 204, 604-606.
- Comte, P., (1959). Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Memoria Instituto Geológico y Minero de España*, 60, 1-114.
- Fernández-Viejo, G., López-Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M.J., Cadenas, P., (2014). How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves? The Cantabrian-Fault case. *Scientific Reports*, 4, 1-7.
- Ginkel, A. C. van., (1965). Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 34, 1-225.
- González Fernández, B., Menéndez Casares, E., Gutiérrez Claverol, M., García Ramos, J.C., (2004). Litoestratigrafía del sector occidental de la cuenca cretácica de Asturias. *Trabajos de Geología*, 24, 43-80.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., (1989). Mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 54 (Rioseco). Memoria explicativa por Rodríguez Fernández, L.R.; Heredia, N. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Julivert, M., (1960). Estudio geológico de la cuenca de Beleño. Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, 71, pp. 1-346.
- Lopez-Fernandez, C., Fernandez-Viejo, G., Olona, J., Llana-Funez, S., (2018). Intraplate Seismicity in Northwest Iberia along the Trace of the Ventaniella Fault: A Case for Fault Intersection at Depth. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(2), 604-618.
- Lopez-Gomez, J., Martin-Gonzalez, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenecheaa, J.F., Cadenas, P., Juncal, M., Diez, J.B., Borrueal-Abadia, V., Pedreira, D., Garcia-Sansegundo, J., Farias, P., Gale, C., Lago, M., Ubide, T., Fernandez-Viejo, G., Gand, G., (2019). New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains: A common tectono-stratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain. *Earth-Science Reviews*, 188, 249-271.
- Luque, C., Gutiérrez Claverol, M., (2010). Riquezas Geológicas de Asturias. *Distribuidora Jurídica Español*.
- Martín-González, F., Freudenthal, M., Heredia, N., Martín-Suárez, E., Rodriguez-Fernandez, L. R.

- (2014). Paleontological age and correlations of the Tertiary of the NW Iberian Peninsula: the tectonic evolution of a broken foreland basin. *Geological Journal*, 49, 15-27.
- Merino Tomé, Ó., Suárez Rodríguez, Á., Alonso, J.L., (2013). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). Mapa Geológico Digital Continuo de España. Sistema de Información Geológica Continua (SIGECO). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Pulgar, J. A., Alonso, J.L., Espina, R. G., Marín, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21, 283-294.
- Suarez, O., Marcos, A., 1967. Sobre las rocas ígneas de la región de Infiesto (Zona Oriental de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 1, 165-173.
- Trell, A.; Muñoz, J.L.; Leyva, F.; Villanueva, M.; Heredia, N.; Villa, E. Y Horvath, V. (1986). Estudio Geológico-Minero de la Cuenca Carbonífera de la Marea-Coballes (2º Fase). Sectores de Infiesto Sebares y Coballes-Tanes. *Informe Interno del Instituto Geológico y Minero de España* (Fondo Documental), 128 pp.
- Wagner, R. H., Winkler Prins, C. F., Riding, C. E., (1971). Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern Leon, Spain. *Trabajos de Geología*, 4, 603-663.



LEYENDA

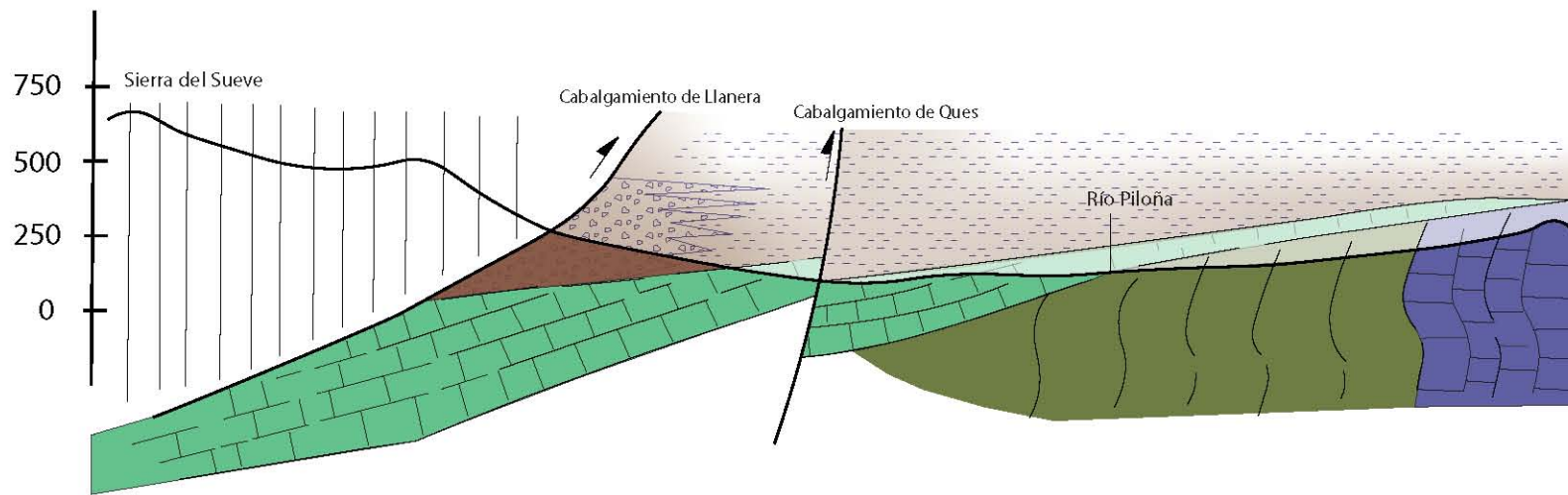
Contactos	Mesozoico Y Paleozoico Indiferenciado	
Cabalgamiento	Rocas ígneas (Pérmico inferior)	
Falla	Rocas ígneas básicas	
Discordante	Rocas ígneas ácidas. Silfs porfídicos	
Concordante		

CUATERNARIO		b Aluvial a Canchales de cuarcita	
TERCIARIO		b Arcillas, lutitas y conglomerados a Conglomerados, areniscas, lutitas y caliches	
MESOZOICO	CRETACICO SUPERIOR	Areniscas, lutitas y calizas (Fm. Ullaga, El Caleyú, La Manjoya, Latores, San Lázaro, La Argañosa, Oviedo)	
	CRETACICO INFERIOR	Conglomerados, areniscas y lutitas (Fm. Pola de Siero)	
PALEOZOICO	CARBONIFERO SUPERIOR	GRUPO LENA Areniscas, pizarra, niveles de calizas y capas de carbón (Fm. Fito) Manto del Caso Calizas claras (Fm. Escalada)	
	CARBONIFERO INFERIOR	Lutitas y areniscas (Fm. Beleño)	
	ORDOVICICO INFERIOR	Calizas rojas nodulosas y calizas negras tableadas (Fm. Alba y Barcaliente)	
ORDOVICICO MEDIO	Pizarras negras (Fm. Suevo)		
ORDOVICICO INFERIOR	Areniscas cuarcíticas (Fm. Barrios)		
CAMBRICO SUPERIOR	a Conglomerados, areniscas y pizarras (Miembro Ligüena)		

N

CORTE C - C'

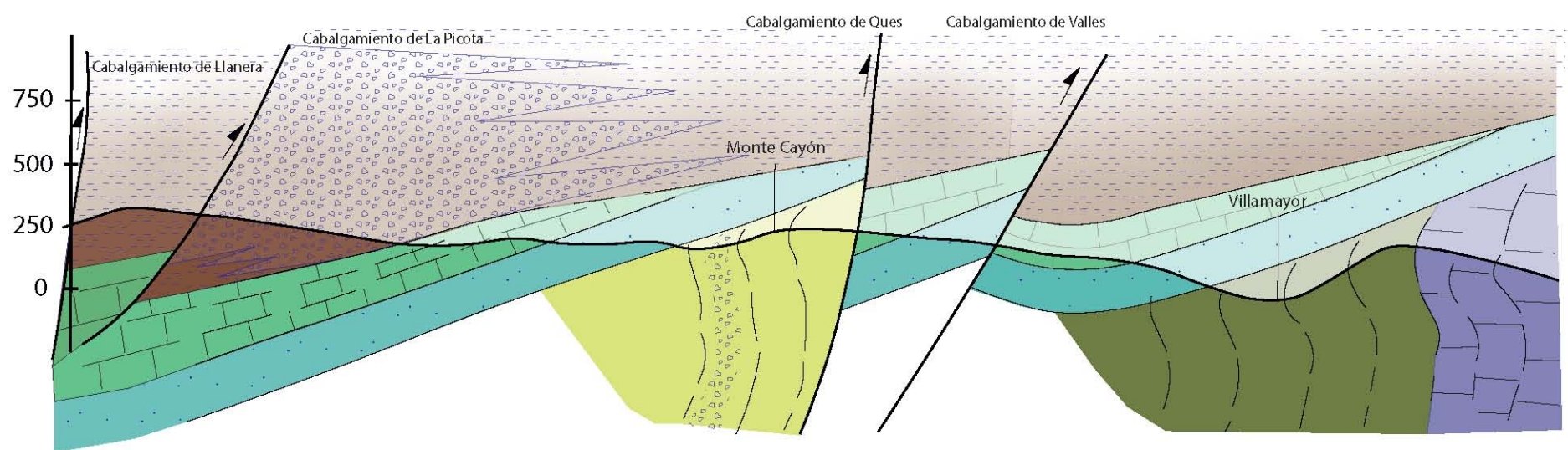
S



NW

CORTE B - B'

SE



NW

CORTE A - A'

SE

