



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

TRABAJO FIN DE GRADO

**ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA
GEOLÓGICA EN LA ZONA SITUADA
ENTRE EL PUERTO DEL MUSEL Y LA
PLAYA DE XIVARES (GIJÓN Y
CARREÑO, ASTURIAS)**

CARLOS HALLADO GONZÁLEZ

GRADO EN GEOLOGÍA
NOVIEMBRE – 2021

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a José Ángel Martino y a la Autoridad Portuaria de Gijón que me hayan facilitado el acceso a las instalaciones del Puerto del Musel. Asimismo, quiero expresar mi reconocimiento a los geólogos N. Heredia, B. Gonzalo, J. T. López-Gómez, R. de la Horra y J. F. Barrenechea por sus comentarios y explicaciones en relación con la estratigrafía y estructura del Permo-Triásico de la playa de Xivares.

El trabajo de campo ha sido parcialmente financiado por las Ayudas a Grupos de Investigación del Principado de Asturias (CGL2006-12415-CO3-02).



Estudio de la estructura geológica en la zona situada entre el Puerto del Musel y la playa de Xivares (Gijón y Carreño, Asturias)

Autor: Carlos Hallado González

@uniovi.es

Resumen: Este trabajo aborda el estudio de la estructura geológica de la zona situada entre el Puerto del Musel y la playa de Xivares, para lo cual se ha elaborado una cartografía geológica de la zona a escala 1:25.000 y tres cortes geológicos que muestran las características de las estructuras y su relación temporal. Algunas estructuras afectan exclusivamente a las rocas pre-carboníferas, mientras que otras deforman también a las rocas pérmico-mesozoicas, por ello, conocer la historia de la deformación de cada estructura, justificando el papel jugado en las diferentes etapas de la historia geológica, es el principal objetivo de este trabajo. Los resultados obtenidos en este estudio muestran que la Falla de Veriña, corresponde a un cabalgamiento varisco, rejugado como falla extensional durante el Pérmico y el Mesozoico y, posteriormente, como cabalgamiento alpino. Asimismo, se han reconocido otras fallas menores cuya actividad está relacionada con la sedimentación de las rocas triásicas. Como complemento a este trabajo, se ha llevado a cabo un estudio de la fracturación en las cuarcitas de la Formación Barrios, situadas en la zona del Cabo Torres, que ha puesto de manifiesto el origen alpino de esta deformación asociada a la Falla de Veriña.

Abstract: This work addresses the study of the geological structure of the area located between the Puerto del Musel and the Xivares beach, for which a geological cartography of the area has been prepared at a scale of 1:25,000 and three geological cross-sections that show the characteristics of the structures and their temporal relationship. Some structures exclusively affect pre-carboniferous rocks, while others also deform permio-mesozoic rocks, therefore, knowing the history of the deformation of each structure, justifying the role played in the different stages of geological history, is the main aim of this work. The results obtained in this study show that the Veriña Fault corresponds to a Variscan thrust, replayed as an extensional fault during the Permian and Mesozoic and, later, as an Alpine thrust. Likewise, other minor faults have been recognized whose activity is related to the sedimentation of Triassic rocks. As a complement to this work, a fracturing study in the quartzites of the Barrios Formation, located in the Cabo Torres area, has been carried out, which has revealed the alpine origin of this deformation associated with the Veriña Fault.

INTRODUCCIÓN

Situación geográfica

La zona objeto de estudio se encuentra situada al norte del Principado de Asturias, al NO de Gijón, en la Campa Torres, entre el puerto del Musel y la central térmica de Aboño, y en los alrededores de la playa de Xivares (Fig. 1).

Contexto geológico

En la zona estudiada afloran rocas del Ordovícico al Devónico que se sitúa al Norte de la Zona Cantábrica (Lotze, 1945), correspondiente a las zonas externas del Orógeno Varisco, situadas en el núcleo del Arco Ibero-Armoricano (Fig. 2). En la Zona Cantábrica las rocas paleozoicas se encuentran deformadas por pliegues y cabalgamientos, vergentes hacia el Este, y forman parte del cinturón de pliegues y cabalgamientos, que se desarrolló entre el Devónico Superior y el Pérmico.

Por otra parte, también afloran rocas del Ciclo Alpino, discordantes y sin deformación varisca, con edades comprendidas entre el Triásico y el Jurásico. Las rocas triásicas se encuentran al ESE de una cuenca situada al ONO de la cuenca de Gijón-Villaviciosa (López-Gómez et al., 2019). Los materiales jurásicos de la zona estudiada se sitúan al Este del Macizo Ibérico, que se encontraba emergido en ese momento, en el borde occidental de la cuenca jurásica, donde afloran las facies someras (Gómez et al. 2019). Estas rocas se encuentran afectadas por fallas, muchas de ellas resultado del rejuego de cabalgamientos variscos, cuyo

movimiento tuvo lugar durante la extensión permo-mesozoica, y durante la compresión alpina cenozoica, que dio lugar a la actual Cordillera Cantábrica (Pulgar et al. 1999) (Fig. 3).

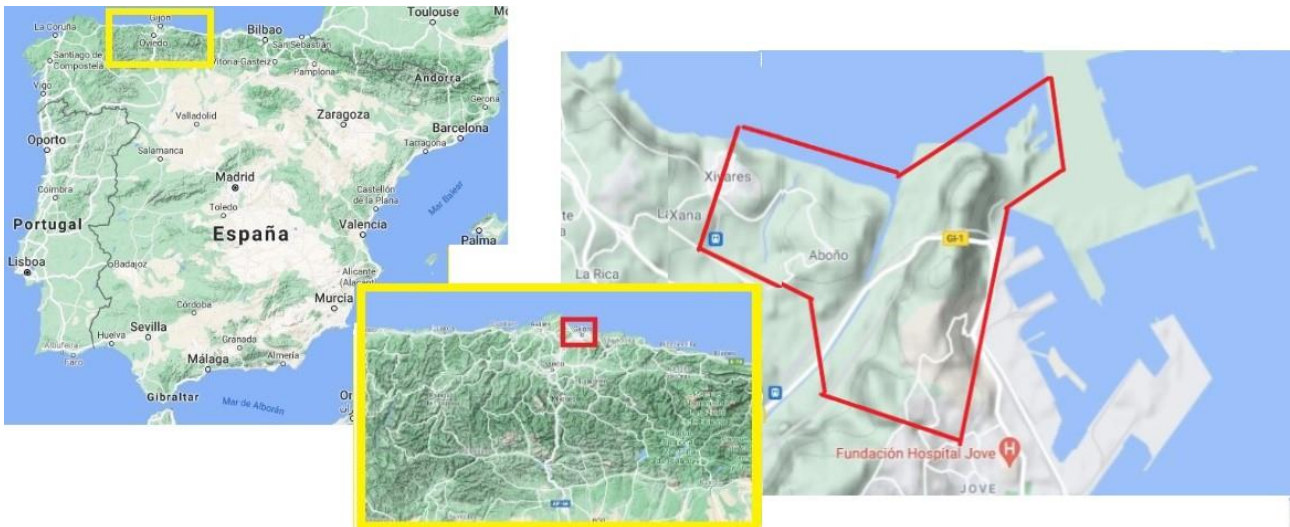


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio (capturas obtenidas a partir de Google Maps). La figura roja de la derecha delimita la zona de estudio.

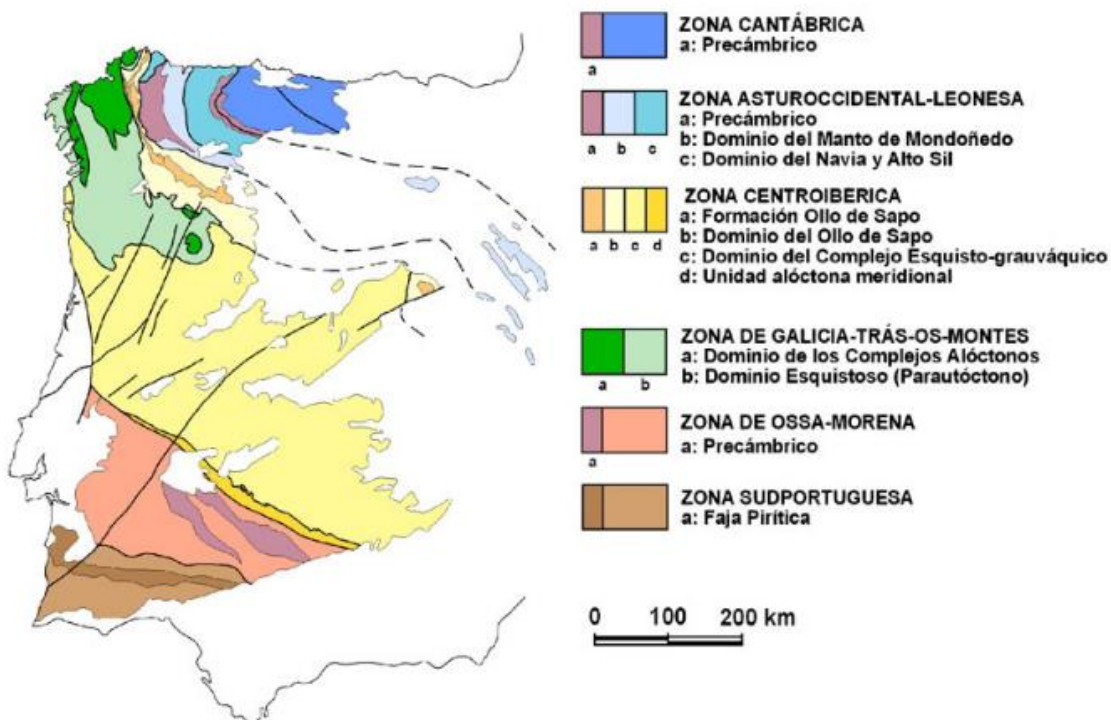


FIGURA 2. División en zonas del Macizo Ibérico según Lotze (1945), modificado posteriormente por Julivert et al. (1972) y Farias et al. (1987). Tomado de Bastida et al. 2004).

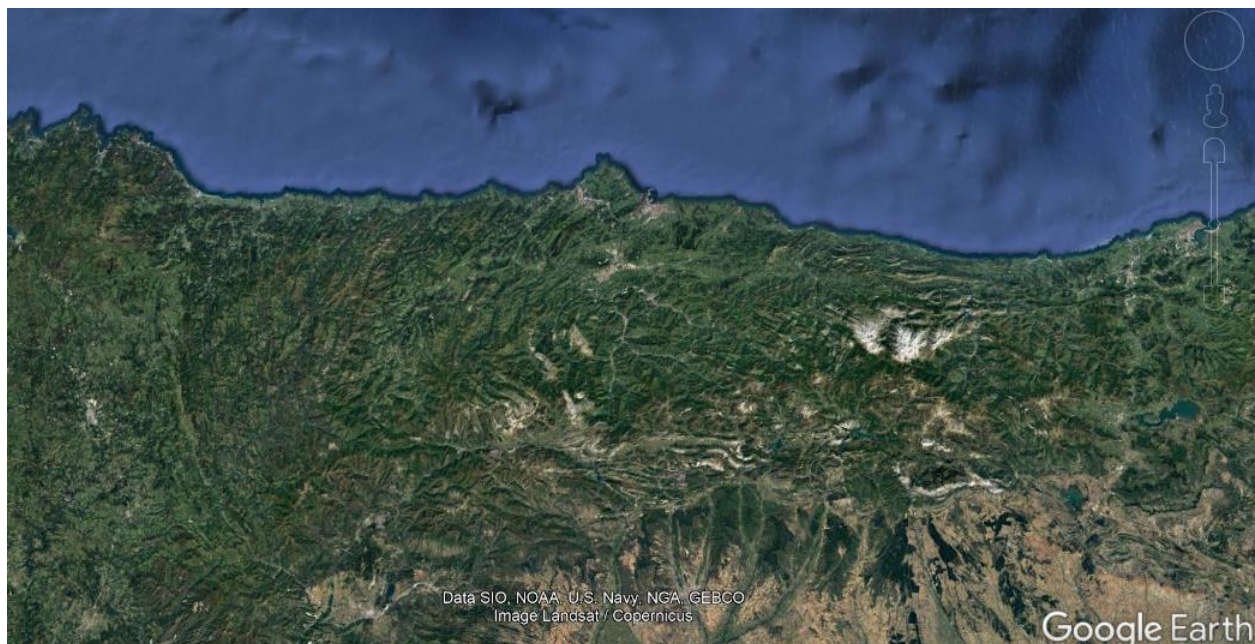


FIGURA 3. Imagen digital del terreno, obtenida en Google Earth, donde se observan el relieve la Cordillera Cantábrica, situada al Norte de la Península Ibérica.

Antecedentes

Los estudios geológicos realizados en la zona de estudio son escasos, habiendo sido publicados, por un lado, el mapa geológico de Gijón a escala 1:50.000 (Berioz et al., 1973), la posterior revisión del mapa geológico a escala 1: 200.000 de Avilés (Alonso et al. 1991) y la reciente revisión cartográfica del GEODE (Merino-Tomé et al. 2013). En las rocas del Ordovícico al Devónico no se han realizado estudios concretos en la zona estudiada, si bien, en sectores próximos al Oeste de la zona de estudio, estas rocas han sido caracterizadas y datadas (Truyols et al., 1990; Bastida et al., 2004). En cuanto a las rocas del Ciclo Alpino, aparte de las memorias de los mapas geológicos antes citados, se ha realizado el estudio de Valenzuela et al. (1986), donde se definen las formaciones mesozoicas.

En lo referente a la estructura, aunque no se han publicado trabajos concretos de la estructura varisca de la zona estudiada, los pliegues y cabalgamientos variscos observados encajan en la estructura general de la Zona Cantábrica (Pérez-Estaún and Bastida, 1990; Bastida et al. 2004). En lo referente a las estructuras del Ciclo Alpino, solamente se hace referencia a ellas en estudios de ámbito regional (Gallastegui, 2000; López-Gómez et al., 2019; Pulgar et al. 1999), no existiendo tampoco trabajos concretos en la zona estudiada.

OBJETIVOS

A la vista del nivel de conocimiento de la zona, los principales objetivos de este trabajo son los siguientes:

- A partir de una cartografía geológica detallada de la zona, se pretende caracterizar las estructuras, tanto las que afectan a rocas paleozoicas exclusivamente como a las que también deforman a rocas mesozoicas.
- Con base en este estudio se intentará explicar la historia de la deformación de cada estructura, justificando su papel jugado en las diferentes etapas: como cabalgamientos y pliegues variscos, como estructuras permo-mesozoicas extensionales y como estructuras compresivas cenozoicas.
- Asimismo, en la zona del Cabo Torres se estudiará la fracturación observable en las cuarcitas de la Formación Barrios, con el fin de conocer a qué deformación puede ser asociada.

METODOLOGÍA

Para la elaboración de este trabajo se ha realizado una cartografía geológica a escala 1: 25.000, para lo cual se ha utilizado la base topográfica del IGN. Sobre el mapa geológico se han realizado tres cortes geológicos que ilustran las características de las estructuras y su relación temporal. Para la confección del mapa geológico se ha utilizado el programa Q-Gis. Los cortes geológicos han sido delineados utilizando el programa informático Paint 3D.

El estudio de la fracturación se ha realizado a partir de numerosas medidas de fracturas realizadas directamente en el campo y su posterior proyección estereográfica. El análisis estereográfico de las fracturas fue realizado utilizando el programa “Stereonet” (Allmendinger et al., 2013; Cardozo and Allmendinger, 2013).

DESCRIPCIÓN

Estratigrafía

En la zona estudiada, afloran rocas del Paleozoico y Mesozoico. Las unidades paleozoicas corresponden a la Formación Barrios y al Grupo Rañeces, mientras que se reconocen series mesozoicas correspondientes al Triásico, posiblemente correspondientes a las formaciones Caravia, y la Formación Gijón del Jurásico. Estas unidades estratigráficas presentan las siguientes características:

Formación Barrios: Afloran en la cresta que configura el Cabo de Torres, al oeste del Puerto del Musel y al este de la ría de Aboño (ver mapa geológico en el Anexo 1). Se caracteriza por un nivel de cuarcitas blancas con algunas intercalaciones ocasionales de lutitas (Julivert et al., 1973). Según estos mismos autores la cuarcita de Barrios tiene un espesor de entre 400 y 500 metros en la zona del Cabo Torres. Las intercalaciones de pizarras están formadas por alternancias de lutitas negras y delgadas capas de cuarcitas (Farias, 2011). En ocasiones, es posible encontrar un nivel lutítico de mayor espesor y, por lo tanto, cartografiable. El ambiente sedimentario de esta formación es costero, desde sistemas aluviales, hasta depósitos marinos según se va subiendo hacia el techo de esta formación (Aramburu y García Ramos, 1988, en Alonso et al., 1991).

Formación Formigoso: Aparecen al oeste del Cabo Torres apoyadas directamente sobre la Formación Barrios y mayormente cubierta por la ría de Aboño (ver mapa geológico en el Anexo 1). Está formada por lutitas negras cuya edad es Llandovery Medio-Superior al Wenlock inferior (Julivert et al., 1973).

Formación Furada: Está sobre la Formación Formigoso y también se encuentra bajo la ría de Aboño (ver mapa geológico en el Anexo 1). Está formada por la alternancia de areniscas ferruginosas y pizarras (Barrois, 1882, en Julivert et al., 1973). La edad de esta Formación es Wenlock, Ludlow y Gedinense inferior, si bien, la mayor parte de la unidad pertenecería al Ludlow (Julivert et al., 1973).

Grupo Rañeces: Aflora en la Playa de Xivares, al oeste de la ría de Aboño, encima de la Formación Furada (ver corte geológico B-B' en el Anexo 2). Según Comte (1959) se caracteriza por una sucesión carbonatada, comprendida por las calizas de la Formación Nieva, las calizas y pizarras de la Formación Ferroñes y las calizas de la Formación Arnao. Estas formaciones fueron definidas por Barrois (1882, en Alonso et al., 1991).

-*Formación Nieva:* Está formada por calizas oscuras, con un espesor de unos 200 m (Alonso et al., 1991). Según estos autores, en ella abundan braquiópodos, tabulados, crinoideos, briozoos, y, con menor abundancia, tentaculites. Esta formación está datada como Gedinense Superior (Julivert et al., 1973).

-*Formación Ferroñes:* Está formada por calizas grises y lutitas, con un espesor que puede variar entre 100 y 140 m (Alonso et al., 1991). Según estos autores, en ella abundan niveles ricos en braquiópodos, así como la presencia de crinoideos, tabulados, rugosos y briozoos. Esta formación está datada como Emsiense inferior (Julivert et al., 1973).

-*Formación Arnao:* Está formada por calizas, margas y pizarras rojizas, y algunas capas de dolomía intercaladas. Tiene un espesor de unos 200 m aproximadamente (Alonso et al., 1991). En esta unidad abundan los niveles encriníticos, en los que puede haber briozoos, tabulados, braquiópodos, corales rugosos y estromatopóridos y tiene una edad de Emsiense (Julivert et al., 1973).

El ambiente sedimentario de este grupo corresponde a un medio marino somero con facies de llanura mareal y de plataforma (Alonso et al., 1991).

Formación Cícera (Triásico en facies Bundsandstein): Esta unidad se encuentran discordante sobre el Paleozoico antes descrito: sobre la Formación Barrios en la Campa Torres y sobre el Grupo Rañeces en la playa de Xivares, al oeste de la ría de Aboño (ver mapa geológico en el Anexo 1). Esta unidad está caracterizada por areniscas rojas de grano fino a grueso y lutitas de color rojo oscuro. En su parte inferior, son frecuentes marcas de raíces en los estratos con abundantes niveles brechoides y carbonatados. En ocasiones, debido a la falta de datos de edad, estas unidades triásicas, se han descrito en diferentes zonas como pertenecientes a la Formación Caravia, de edad Pérmico (Wagner y Martínez García, 1982; Farias, 2011, entre otros). Sin embargo, por su facies, corresponden al Triásico en Facies Bundsandstein y pueden ser comparables a la Formación Cícera, definida por López Gómez et al. (2019) en el pueblo cántabro del mismo nombre. De todos modos, los niveles inferiores brechoides, con raíces y abundante materia carbonatada, podrían corresponder al Pérmico (López-Gómez com. pers.). El espesor de la Formación Cícera es de unos 180 metros, aunque presenta

importantes cambios de potencia, pudiéndose medir hasta unos 15 metros de espesor en la zona estudiada. Estas rocas se han depositado en un borde de cuenca, formada por extensión cortical (López Gómez, et al., 2019).

Formación Gijón (Valenzuela et al., 1986): Al este de la cresta que forma la Campa Torres, afloran las calizas de la Formación Gijón (ver mapa geológico en el Anexo 1). Esta unidad está caracterizada por calizas, margas y dolomías. Según Valenzuela et al. (1986), estos depósitos se formaron en ambientes de lagoon y micromareales, dando lugar a una superposición cíclica, en la que se incluyen varias facies y estructuras sedimentarias, como: calizas micríticas más o menos dolomitizadas, localmente con fábrica fenestral, estructuras en *tepee*, laminitas de cryptoalgas, estromatolitos, brechas de disolución y colapso, brechas de tipo *tepee*, bancos y canales de ooides y bioclastos, grietas de desecación, ripples y brechas retrabajadas por tormentas. Con base en fauna fósil, la edad de esta Formación es del Hettangiense-Sinemuriense inferior (Julivert et al., 1973). El espesor de esta Formación es de unos 40 m (Alonso et al., 1991).

Formación La Ñora (Valenzuela et al., 1986): Un poco más hacia el sur de la zona estudiada afloran los conglomerados de la Formación La Ñora (ver mapa geológico en el Anexo 1). Esta unidad está caracterizada por conglomerados silíceos y algunas lentes ocasionales de areniscas. Según Valenzuela et al. (1986), estas litologías aparecen en capas amalgamadas presentes en ciclos granocrecientes, pertenecientes a un sistema de abanicos aluviales. El espesor de esta sucesión varía, así, en la zona NO de Avilés se ha medido un máximo de 100 m (Alonso et al., 1991). Esta formación fue datada como Dogger (Jurásico superior) (Julivert et al., 1973).

Estructura

En la zona estudiada, se han reconocido varios pliegues y fallas que afectan a todas las rocas y que se han formado en diferentes etapas de deformación:

a) Pliegues

Se han reconocido principalmente en la playa de Xivares y consisten en un anticlinal y un sinclinal, de escala decamétrica, que afectan a las formaciones Arnao y Ferroñes. El anticlinal (ver foto en la figura 4 y corte geológico C-C' en el anexo 2) tiene una dirección de N-44 E, con un ángulo de inmersión de 18 grados hacia el NE, el ángulo entre flancos es de 50 grados y el plano axial buza unos 80 grados hacia el ESE. El sinclinal tiene una dirección de N-38 E, con un ángulo de inmersión de 2 grados hacia el SE y un ángulo entre flancos de 79 grados; el plano axial buza 75,5 grados hacia ESE. Estos pliegues no deforman a las rocas triásicas, por lo que se han desarrollado durante Orogenia Varisca. Por otra parte, su posición indica una clara vergencia al Oeste, contraria la existente en el cinturón de pliegues y cabalgamientos variscos de la Zona Cantábrica, por lo que pueden ser considerados *back-folds*.

En las capas triásicas de la Formación Cícera de la playa de Xivares, se reconoce un sinclinal de escala hectométrica, dirección de N-20 E y ángulo de inmersión de 2 grados al Sur. Su ángulo entre flancos es de 148 grados y el plano axial buza 74 grados hacia ESE.



FIGURA 4. Anticlinal Varisco en la Playa de Xivares afectando a las calizas y pizarras de la Formación Arnao (Oeste a la derecha).

b) Fallas

En la zona estudiada se observan varias fallas, con diferentes orientaciones, tipo de movimiento y edad. En varias ocasiones ha sido posible observar cómo una determinada falla ha jugado en diferentes momentos de la historia geológica como inversa o directa. Para su descripción, se separarán en dos sectores que son: la zona del Cabo Torres y la de la playa de Xivares:

Zona del Cabo Torres

La Falla de Veriña (Julivert et al. 1973): En la zona del Musel, con dirección NE-SO, la Falla de Veriña produce el cabalgamiento de la Formación Barrios sobre las formaciones Gijón y La Ñora, pudiendo por lo tanto considerarse una falla alpina. Hacia el SO, la prolongación de esta falla se curva, dibujando el Arco Ibero-Armoricano y se prolonga en un cabalgamiento varisco de la Zona Cantábrica (Fig. 5), por lo que la Falla de Veriña debe de corresponder a un cabalgamiento varisco con rejuego alpino. El plano de falla está inclinado unos 70° hacia el ONO, con un desplazamiento alpino de 560 m y un desplazamiento varisco de 3200 m aproximadamente, según el corte geológico que del mapa de la hoja 14 del MAGNA de Gijón (Barrois et al. 1972), aunque se desconocen las características del plano de falla, ya que éste se encuentra debajo los depósitos cuaternarios del Musel. En la zona del Musel, como se verá a continuación, se ha estudiado la fracturación de la cuarcita de la Formación Barrios asociada a esta falla.

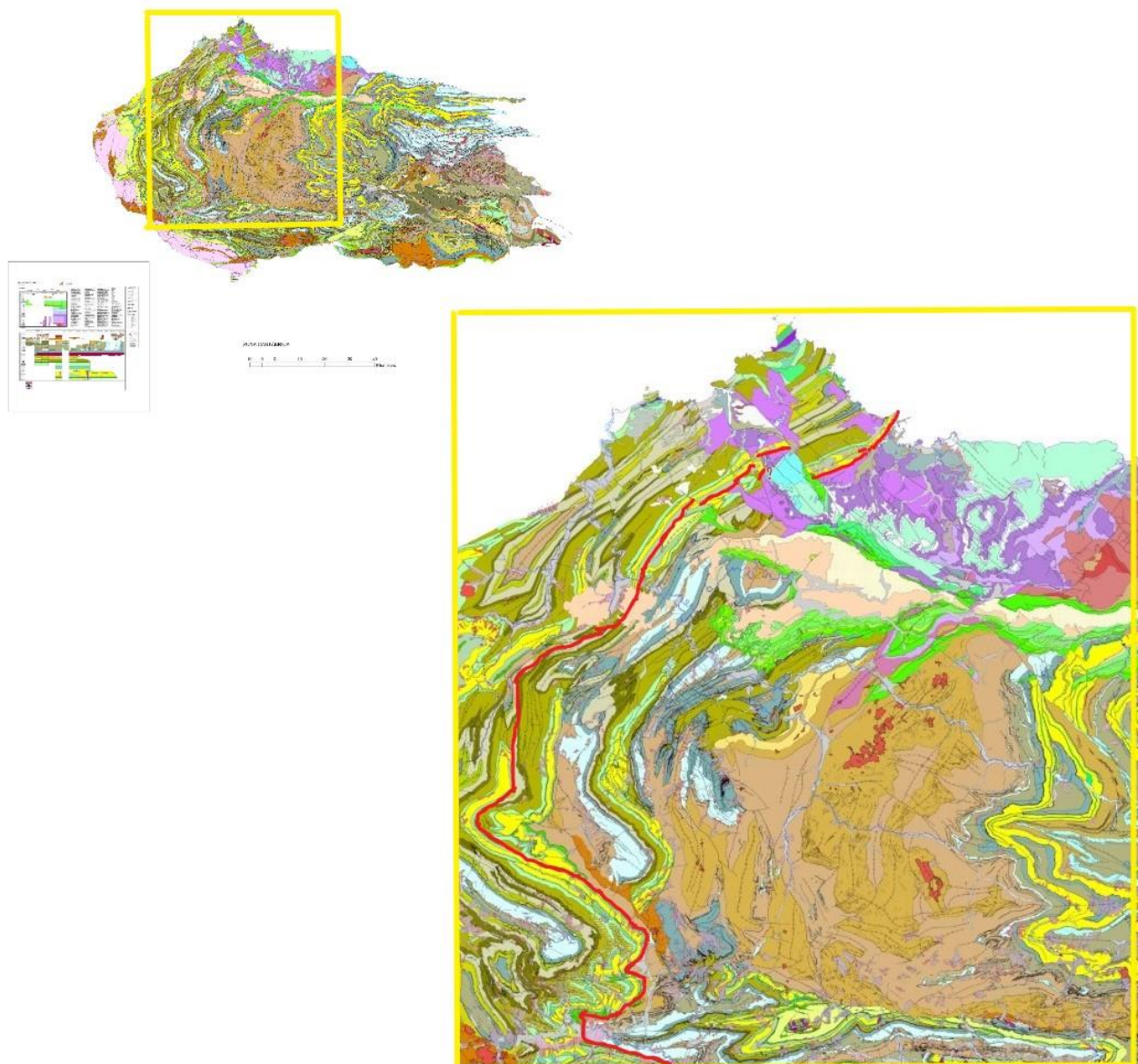


FIGURA 5. La zona donde aflora la prolongación hacia el Sur de la Falla de Veriña se ha marcado con un recuadro amarillo en el mapa geológico de Asturias (esquina superior izquierda) y se ha ampliado para la su observación, donde se evidencia su trazado como cabalgamiento varisco (líneas rojas). Esquemas tomados del GEODE (Merino-Tomé et al. 2013).

Existen fracturas perpendiculares a la Falla de Veriña, con dirección NO-SE, de las cuales se han representado sus polos en el estereograma de la figura 6, en el que se observan 2 familias de polos (F1 y F2), las F1 inclinadas al SO y las F2 al NE. Las fallas F1 y F2 se corresponden con la intensa fracturación de la Formación Barrios, en las proximidades de la Falla de Veriña. Existen, también, otras fallas (fallas F3) con dirección E-O e inclinadas al Norte, las cuales, también se han representado sus respectivos polos en el estereograma de la figura 7. En la misma zona, se observan otras fracturas con direcciones SO-NE y OSO-ENE que, en este caso, son de bajo ángulo, cuyos polos se han proyectado en el estereograma de la figura 8.

En la Campa Torres, situada en la parte alta del Cabo Torres, se reconoce un grueso nivel lutítico intercalado entre las cuarcitas de la Formación Barrios. En la parte occidental del nivel lutítico, las capas de cuarcita se encuentran plegadas en una estructura sinformal, la cual no está presente en las capas de cuarcita situadas al Este del nivel pizarroso, donde permanecen sin plegar. Esta estructura se ha interpretado como un cabalgamiento desarrollado sobre el nivel lutítico, que da lugar al cabalgamiento de las cuarcitas de la parte oriental hacia el Oeste. El pliegue observable en las cuarcitas de la parte occidental debe, por lo tanto, de corresponder a la rampa del bloque inferior del mismo (ver foto en la figura 9 y corte A-A' en el Anexo 2). El plano de este cabalgamiento tiene dirección NE-SO y está inclinado unos 65° hacia el ONO, el salto de falla

es de unos 100 m. Por su posición y dirección de transporte tectónico (hacia el Oeste) este cabalgamiento debe de considerarse como un retrocabalgamiento varisco.

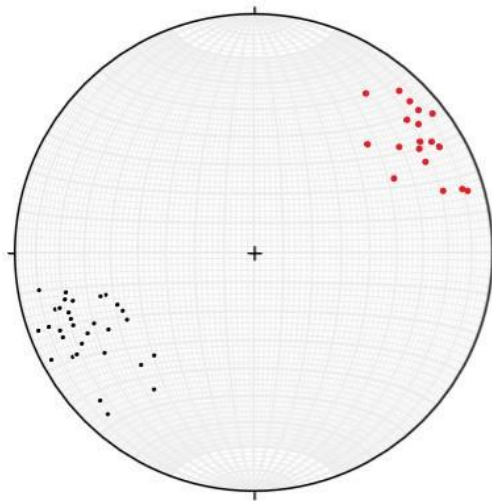


FIGURA 6. Representación estereográfica de las 2 familias de polos de las fallas F1(R) (negro) y F2(R') (rojo).

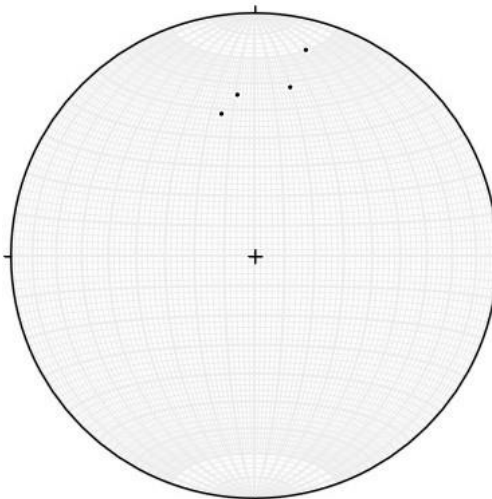


FIGURA 7. Representación de la familia de polos de las fallas F3.

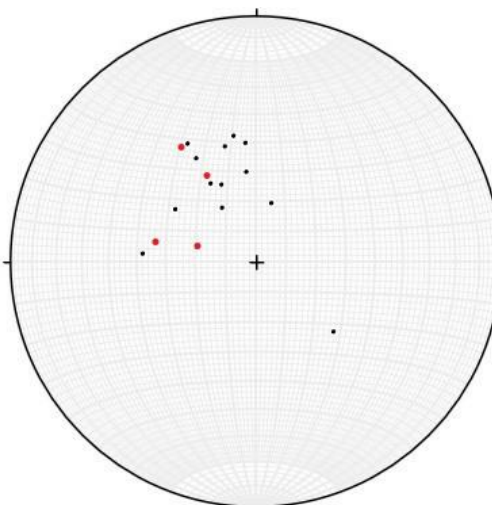


FIGURA 8. Representación estereográfica de los polos de las fallas de bajo ángulo con direcciones SO-NE y OSO-ENE.



FIGURA 9. Retrocabalgamiento varisco desarrollado en el nivel de lutitas intercalado en la Formación Barrios del Cabo Torres. Obsérvese que el pliegue de las cuarcitas en la parte occidental (parte izquierda de la falla según la foto) no está desarrollado en las capas del bloque oriental.

En las cercanías del barrio del Muselín, en el bloque inferior de la Falla de Veriña, se reconoce una falla normal con dirección NO-SE, que corta a las Formaciones Gijón y La Ñora. El plano de falla está inclinado hacia el SO, con un salto de 25 m, aunque se desconocen las características del plano de falla, ya que se encuentra cubierto por depósitos antrópicos. En la Campa Torres, en el bloque superior de la Falla de Veriña, se reconoce otra falla normal, de similar posición a la anterior, con dirección NO-SE, que corta a la Formación Barrios y limita los afloramientos triásicos. El plano de falla está inclinado hacia el SO, y produce un desplazamiento mínimo de 10 m en las capas del Triásico. Estas dos fallas normales se encuentran cortadas por la Falla de Veriña.

También, en la zona del barrio de El Muselín, Farias (2011) ha observado algunas fallas verticales, con dirección NO-SE y movimiento dextro aparente, que sólo afectan a la Formación Barrios. El plano de falla está brechificado y se desconoce su salto debido a la falta de referencias para su cálculo.

Zona de la playa de Xivares

En la playa de Xivares, afectando a las capas del Triásico, se reconocen varias fallas alpinas, con diferentes orientaciones que en unos casos son inversas y en otros directas.

En la entrada de la playa de Xivares se observa una falla normal con orientación NE-SO, que corta la discordancia Triásica, situando estos materiales en contacto con la Formación Arnao (ver mapa geológico en el Anexo 1). El plano de falla está inclinado 70° hacia el ONO y su salto mínimo es de 50 m.

También en la playa de Xivares, más al Este de la falla normal antes descrita, se observa otra falla normal con dirección NE-SO. Esta estructura afecta al contacto entre la Formación Arnao y a las capas triásicas (ver mapa geológico en el anexo 1). El plano de falla está inclinado 70° hacia el ESE y el salto estimado es de 30 m.

Al E de la falla normal anteriormente descrita, entre las capas triásicas de lutitas y areniscas y a las brechas triásicas (ver mapa geológico en el Anexo 1), se ha reconocido una falla normal, situada al Oeste del plano axial del sinclinal Triásico, cuyo plano de falla tiene una inclinación de unos 74° hacia el ESE. El plano de falla lleva asociada una brecha de falla.

Aún más al Este de la propia playa de Xivares, en el flanco oeste del sinclinal triásico, se reconocen varios pequeños cabalgamientos alpinos, que no se han representado en el mapa, por su escaso desplazamiento. Estos

cabalgamientos presentan una inclinación de entre 46 y 33 grados hacia ESE, con un salto que varía entre un metro a varios centímetros (Fig. 10).



FIGURA 10. Foto en la que se observan pequeños cabalgamientos alpinos desarrollados en las capas triásicas (Playa de Xivares).

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Edad de las estructuras e interpretación

Estructuras Variscas:

El anticlinal y el sinclinal observados en la playa de Xivares son variscos, como lo demuestra que sólo afectan a las capas de las formaciones Arnao y Ferroñes, y no a las capas discordantes del Triásico. Además, son pliegues con bajo ángulo entre flancos, característicos de la Orogenia Varisca (ver foto en la figura 4 y corte geológico C-C' en el anexo 2). Estos pliegues pueden ser considerados como *back-folds*, debido a que presentan una clara vergencia hacia el Oeste, al contrario del resto del cinturón de pliegues y cabalgamientos variscos de la Zona Cantábrica.

La falla de Veriña, situada en la zona Este del Cabo Torres, contigua a la zona del Musel (ver mapa geológico en el anexo 1), corresponde a un cabalgamiento varisco, lo que puede ser constatado al observar la prolongación hacia el SO de su trazado, el cual muestra el arqueamiento del Arco Ibero-Armoricano (Fig. 5), siendo, por lo tanto, su desarrollo previo al cierre del arco.

En el bloque superior de la Falla de Veriña, existe otra falla paralela a la estratificación, que aprovecha como nivel de despegue un nivel lutítico intercalado en las cuarcitas de la Formación Barrios y que puede ser reconocida por el sinforme situado en su bloque occidental, ausente en el oriental (ver foto en la figura 9 y corte A-A' en el Anexo 2 y ver mapa geológico en el Anexo 1). Este cabalgamiento, al igual que la Falla de Veriña, es varisco y ha funcionado como un retrocabalgamiento.

Estructuras extensionales Permo-Mesozoicas:

Existen evidencias de fallas normales Permo-Mesozoicas en el bloque superior de la Falla de Veriña, en la Campa Torres y en la zona de El Muselín (ver mapa geológico en el Anexo 1). Estas fallas normales tienen

dirección NO-SE, afectan a las capas de la Formación Barrios y limitan a las capas triásicas discordantes. Con respecto a las fallas de El Muselín, presentan un movimiento dextro aparente, y sólo afectan a la Formación Barrios. Ya que no afloran capas mesozoicas (probablemente erosionadas). Estas fallas normales se encuentran cortadas por la Falla de Veriña.

La propia Falla de Veriña debió de actuar como falla normal durante el Pérmico y el Mesozoico ya que, al Este de la misma, por encima del basamento paleozoico, aflora la Formación Sotres (Pérmico), la cual puede ser observada al Este de la zona de estudio (ver mapa de Berioz et al., 1973). Esta unidad está ausente en el bloque occidental de la falla deduciéndose, por lo tanto, que la Falla de Veriña representa el límite NO de la cuenca pérmica, de manera que, en ese tiempo, su bloque oriental se hundía. Por otro lado, las capas del triásico de la playa de Xivares no afloran el SE de la Falla de Veriña y sí lo hacen al NO. Otra vez la Falla de Veriña actuó como el límite de la cuenca Triásica, en la que se hundía su bloque NO.

Estructuras compresivas Alpinas:

En las rocas Triásicas que afloran en la playa de Xivares, se reconoce un suave sinclinal Alpino de escala cartográfica (ver corte geológico C-C' en el Anexo 2). Además de este pliegue, en estas mismas capas se han observado algunos cabalgamientos con escaso desplazamiento y dirigidos hacia el ONO.

Como ya ha sido indicado, la Falla de Veriña es un cabalgamiento varisco que actuó como falla normal durante el Pérmico y Mesozoico. Sin embargo, también tuvo un funcionamiento alpino, constatable por el cabalgamiento de la Formación Barrios sobre las formaciones Gijón y La Ñora.

Fracturación asociada a la Falla de Veriña:

Se ha estudiado la fracturación de la Formación Barrios en la zona del Musel y se han podido diferenciar varias familias de fracturas (Figs. 6 y 7). Las familias F1 y F2 están relacionadas entre sí, pues tienen la misma dirección, pero buzamientos contrarios, por lo que pueden ser conjugadas, y perpendiculares a la Falla de Veriña. Existe una tercera familia de fracturas (F3) perpendicular a las 2 anteriores, que es prácticamente paralela a la estructura principal.

Las familias de fallas F1 y F2, con una dirección coincidente con las fallas normales observadas en la Campa Torres y que controlan la sedimentación del Triásico, pueden ser consideradas de tipo Riedel (R y R' respectivamente) (Twiss y Moores., 2007). Por lo tanto, es factible interpretar que la fracturación producida por las fracturas F1 y F2 está relacionada con la extensión triásica. Las fracturas de la familia F3, de dirección E-O, podrían estar relacionadas con la etapa alpina compresiva, durante el Cenozoico.

Conclusiones

En la zona estudiada se observan evidencias de tectónica compresiva varisca y alpina, así como de deformación extensional asociada al desarrollo de las cuencas pérmicas y mesozoicas.

Muchas de las estructuras variscas de la zona estudiada, como son los pliegues desarrollados en las capas del Devónico de la playa de Xivares y el retrocabalgamiento desarrollado en un nivel lutítico incluido en las cuarcitas de la Formación Barrios, tiene una vergencia contraria a la dirección general de transporte tectónico varisco de la Zona Cantábrica.

La principal estructura de la zona estudiada, que es la Falla de Veriña, tiene una larga historia, pues actuó como cabalgamiento varisco, como falla normal durante la sedimentación del Pérmico y del Mesozoico y como cabalgamiento alpino durante el Cenozoico. La intensa fracturación asociada a esta falla se caracteriza por el desarrollo de cuatro familias de fracturas, de las que las mejor desarrolladas, las F1 y F2, pueden relacionarse con la actividad extensional triásica, generada por el desarrollo de fallas NO-SE, cortadas por la Falla de Veriña. Las fracturas de la familia F3 pueden relacionarse con la actividad compresiva alpina de la Falla de Veriña.

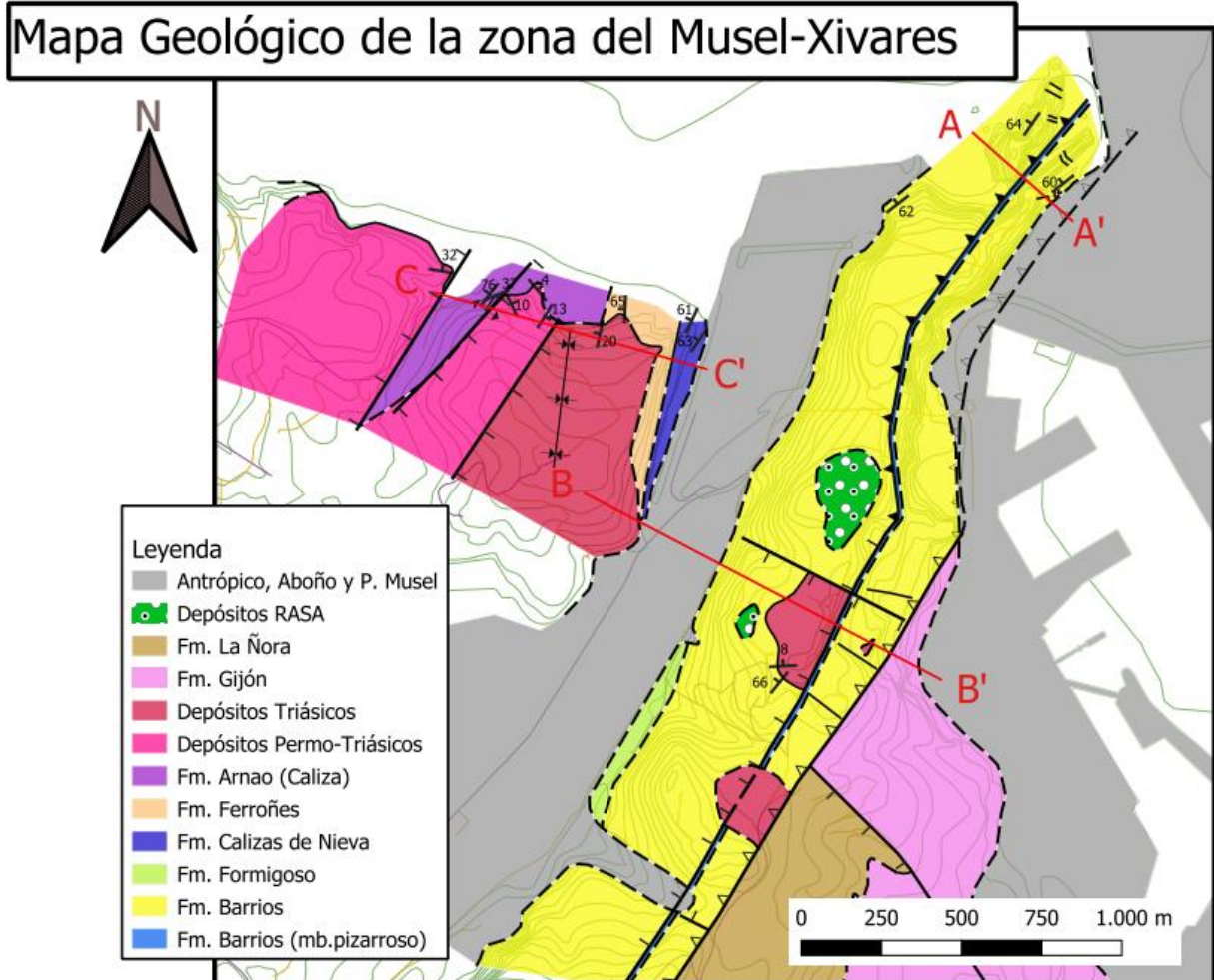
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press, 289 pp.
- Alonso, J.L.; Aller, J.; Bastida, F.; Marcos, A.; Marquínez, J.; Pérez-Estaún, A. and Pulgar, J.A. (1991). Memoria y mapa geológico de España a escala 1: 200.000, hoja nº 2 (Avilés), pp. 103. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.

- Aramburu, C. y García Ramos, J.C. (1988). Presencia de la discontinuidad Sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5, 11-13.
- Bastida, F., Pérez-Estaún, A., Aramburu, C., Méndez-Bedia, I., Arbizu, M.A., García-López, S., Fernández, L.P., Bahamonde, J.R., Barba, P., Colmenero, J.R., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Salvador, C., Sánchez de Posada, L.C., Villa, E., Merino-Tomé, Ó., Motis, K., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Bulnes, M., Marcos, A., Pulgar, J.A., Gallastegui, G., Suárez, O., Cuesta, A., (2004). Zona Cantábrica. In: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 42-49.
- Beroiz, C., Ramírez del Pozo, J., Giannini, G., Barón, A., Julivert, M. and Truyols, J. (1973). Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 14 (Gijón). In: *2ª serie MAGNA*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Cardozo, N., and Allmendinger, R. W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193 – 205.
- Comte, P. (1959) Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 60, 1-440.
- Farias, P. (2011). Estudio geológico y geomorfológico del sustrato del barrio de El Muselín: Análisis de los riesgos derivados de los procesos de dinámica de laderas. *Informe interno del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (Ayuntamiento de Gijón)*, pp. 50.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., de Pablo Maciá, J.G. and Rodríguez Fernández, L.R. (1987) Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências, Universidade do Porto*, 1, 411-431.
- Gallastegui, J. (2000) Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22, 9-234.
- Gómez, J. J.; Sandoval, J.; Aguado, R.; O'Dogherty, L. and Osete, M. L. (2019). The Alpine Cycle in Eastern Iberia. *Geology of Iberia: a Geodynamic Approach, Vol 3: The Alpine Cycle*, pp. 15-27. *Springer Nature*.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. and Conde, L. (1972) Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Julivert, M., Ramirez del Pozo, J. and Truyols, J. (1971) Le reseau de failles et la ciuverture post-hercynienne dam les Asturias. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne* (Eds J. Debyser, X. Le Pichon and L. Montardet), 2, pp. 3.1-3.34. Publications de l'Institute Français du Pétrole, Technip.
- Julivert, M.; Truyols, J.; Ramírez del Pozo, J. y Giannini, G. (1973). Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 14 (Gijón), In: *2ª serie MAGNA*, pp. 48. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- López-Gómez, J., Martín-González, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenecheaa, J.F., Cadenas, P., Juncal, M., Díez, J.B., Borruel-Abadía, V., Pedreira, D., García-Sanseguno, J., Farias, P., Gale, C., Lago, M., Ubide, T., Fernández-Viejo, G. and 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.
- Lotze, F. (1945) Einige problema der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch*, nº 6, 1-12, Berlín. (Traducido por J.M. Ríos: Algunos problemas de la Meseta Ibérica). *Publicaciones Extranjeras de Geología de España*, V, 43-58.
- Martínez-García, E., Wagner, R.H., Gand, G., Villa, E. and Alegre-Mateo, M.T. (2001) Permian of the Cantabrian Mountains (Asturias and Cantabria, NW Spain) and its tectonic significance. In: *XV Annual Field Meeting of the Association de Géologues du Permien (AGP)*, pp. 1-64, Oviedo, Spain.

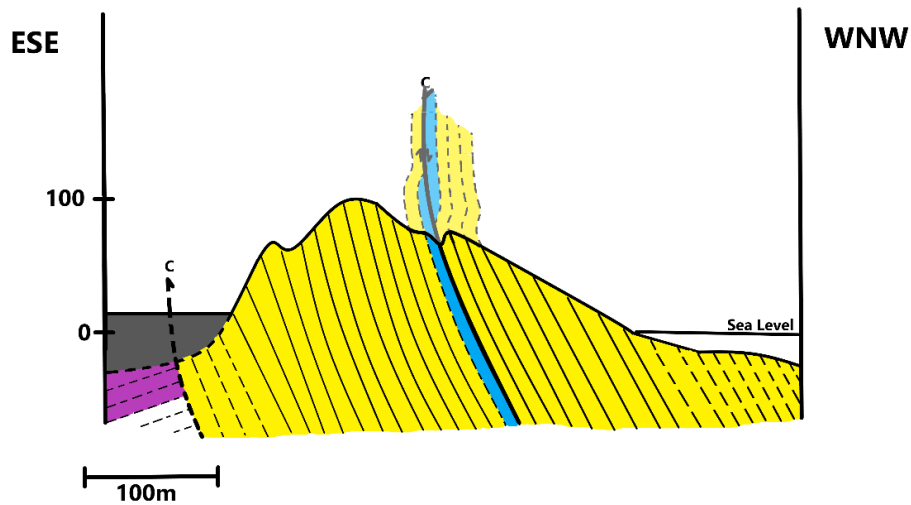
- Merino-Tomé, Ó., Suárez Rodríguez, Á. and Alonso, J.L. (2013) Mapa Geológico Digital Continuo E. 1: 50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). In: *Mapa Geológico Digital Continuo de España. Sistema de Información Geológica Continua (SIGECO)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., 1990. Cantabrian Zone: structure. In: R.D. Dallmeyer, E. Martínez-García (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 55-69.
- 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.
- Truyols, J., Arbizu, M.A., García Alcalde, J.L., García López, S., Méndez Bedía, I., Soto, F., Truyols Massoni, M., 1990. Stratigraphy of the Asturian-Leonese Domain. In: R.D. Dallmeyer, E. Martínez-García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia. IGCP-Project 233 (Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens)*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 10-19.
- Twiss, R. J. and Moores, E. M. (2007). *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company (second edition), New York, pp. 736.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. and Suárez de Centi, C. (1986) The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología*, 16, 121-132.
- Wagner, R.H. and Martínez-García, E. (1982) Description of an early Permian flora from Asturias and comments on similar occurrences in the Iberian Península. *Trabajos de Geología*, 12, 273-287.

ANEXO 1

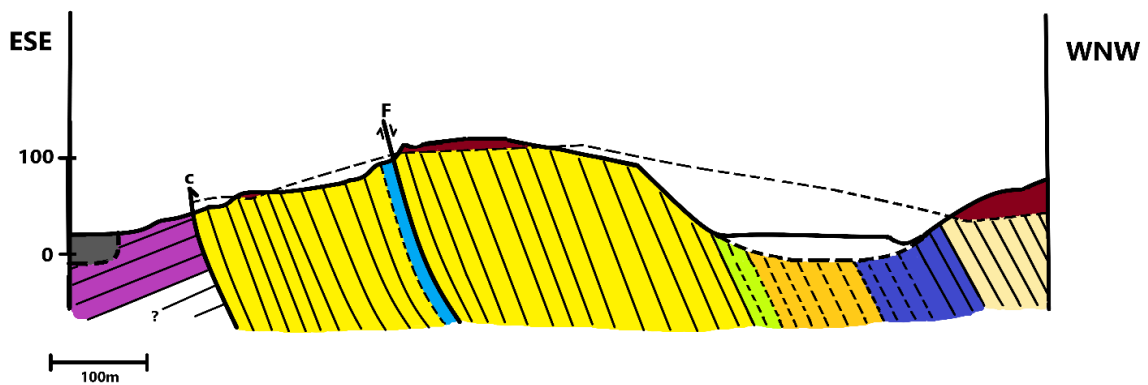


ANEXO 2

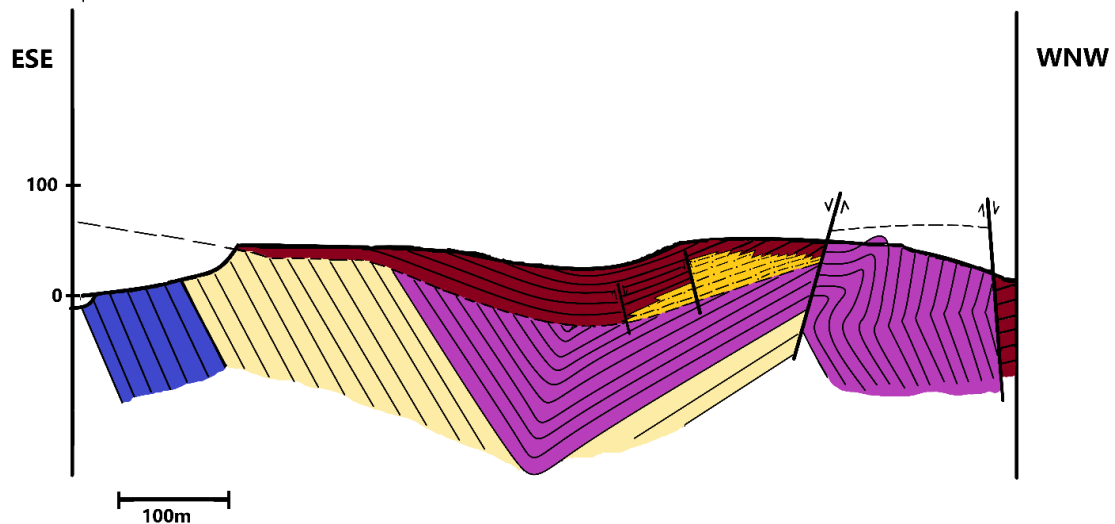
Cortes geológicos de la zona de estudio



Corte geológico A-A': Realizado en la zona del Musel, donde se observa el paralelismo de los cabalgamientos alpinos y variscos.



Corte geológico B-B': Donde se observan los depósitos triásicos a ambos lados de la ría de Aboño.



Corte geológico C-C': Realizado en la playa de Xivares, donde se observa la discordancia angular del Triásico con respecto a los depósitos Devónicos.