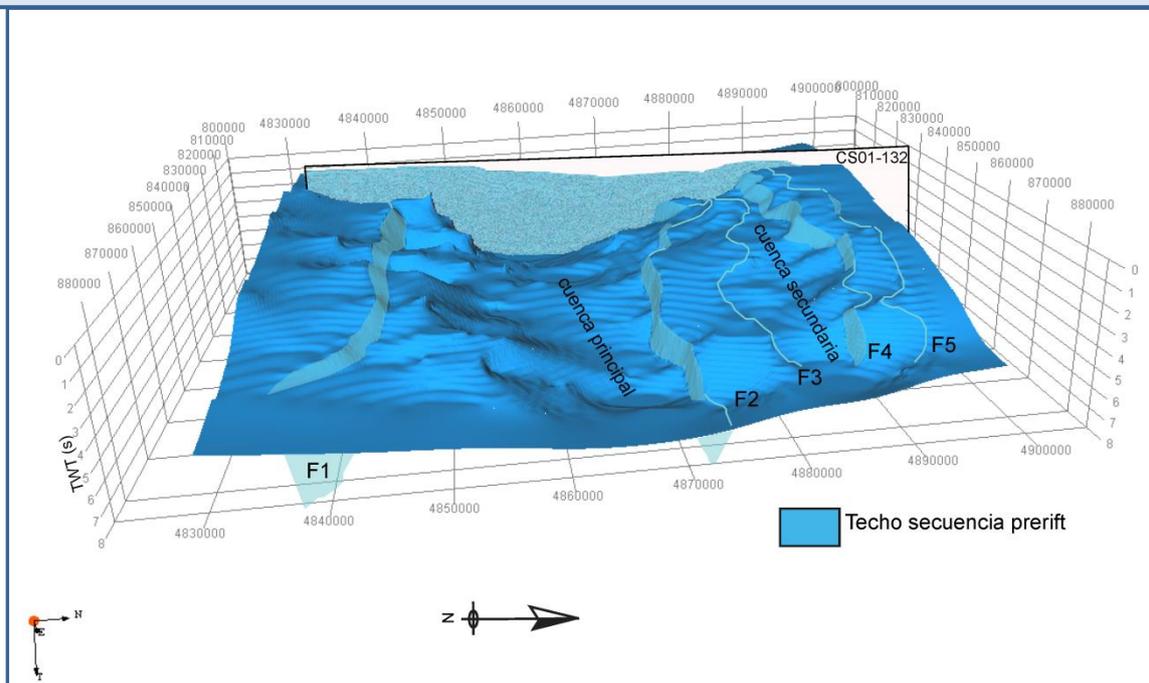


Estructura geológica y modelización tridimensional de la Plataforma Continental Noribérica entre 4° y 5°30 W (Golfo de Vizcaya)



Trabajo Fin de Máster

Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Autora: Patricia Cadenas Martínez

Directora: Gabriela Fernández Viejo

Facultad de Geología

Universidad de Oviedo

Junio de 2013



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

Dña. Patricia Cadenas Martínez, autora del Trabajo Fin de Máster “Estructura geológica y modelización tridimensional de la Plataforma Continental Noribérica entre 4º y 5º30 W (Golfo de Vizcaya) certifica que constituye un trabajo original y solicita su presentación.

Dña. Gabriela Fernández Viejo, Profesora Titular de Universidad, adscrita al Área de Conocimiento de Geodinámica Interna del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo:

CERTIFICA: que ha dirigido y revisado la memoria titulada “Estructura Geológica y modelización tridimensional de la Plataforma Continental Noribérica entre 4º y 5º30W (Golfo de Vizcaya)”, correspondiente al Trabajo Fin de Máster realizado por Dña. Patricia Cadenas Martínez dentro del Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica, y autoriza su presentación.

D. Agustín Martín Izar, Director del Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica otorga el Vº Bº a este trabajo y autoriza su presentación.

Y para que así conste, se firma el presente documento:

Oviedo, a 10 de Junio de 2013

Fdo: Patricia Cadenas Martínez

Fdo: Gabriela Fernández Viejo

Fdo: Agustín Martín Izar

ÍNDICE

1) Introducción y objetivos	2
2) Contexto geológico	5
3) Metodología de estudio	13
4) Interpretación geológico-geofísica	20
4.1) Secuencias sismoestratigráficas	20
4.2) Características estructurales	30
4.2.1) Fallas normales	31
4.2.2) Sistema de fallas inversas y pliegues relacionados	35
4.2.3) Diapiros y estructuras halocinéticas	36
5) Estructura geológica tridimensional	38
6) Conclusiones	40
7) Bibliografía	42

Abstract: Based on the analysis of a dense set of high quality 2D seismic reflection profiles together with boreholes and well logs, recorded for oil and gas exploration purposes, a seismic interpretation of the Cantabrian Platform is presented in an area that extends close to 5000 Km² around Le Danois Bank, a structural high located in the central part of the North Iberian Margin. The space between the continental platform and the structural high is occupied by a depressed area that is known as Asturian Internal Platform and Basin, an extensional basin formed during the rifting process which drove to the opening of the Bay of Biscay and the separation of the North Iberian Margin from its Armorican counterpart in the Mesozoic, uplifted and slightly inverted during the Alpine Orogeny in the Cenozoic, when the Cantabrian-Pyrenean realm was formed in the North Iberian Peninsula and the Bay of Biscay was partially closed. With the ending of the compressional period in the Upper Miocene and the beginning of the currently passive margin period, the sedimentation in the Asturian basin has been dominated by oceanographic processes, which led to the formation of a contourite depositional system.

Well data compilation was integrated within the seismic profiles using velocity models deduced from the sonic logs. This allowed to the recognition of six seismostratigraphic units related to the main tectonic events, distinguished by their reflectivity patterns and geometric relationships, and the definition of a 3D model from the top of the prerift deposits which would be an image of the rift morphology developed during the extensional period. The results show an elongated E-W basin with a maximum thickness of about 6 Km in its main depocenter that thins out in an asymmetric manner towards the edges. This geometry is the consequence of the activity of five major normal faults that show a variable slip and irregular traces in the northeast part of the basin.

Key words: North Iberian Margin, Asturian Basin, seismic interpretation, rift morphology.

Resumen: El análisis e interpretación de una densa malla de perfiles sísmicos 2D de alta calidad junto con una serie de sondeos y diagrfías ha permitido determinar las características geológico-geofísicas de la Plataforma Continental Noribérica en las inmediaciones del Banco Le Danois, alto estructural localizado en la parte central del Margen Continental Noribérico. El espacio entre la plataforma continental y Alto está ocupado por una zona deprimida, denominada Plataforma Interna y Cuenca Asturiana, que constituye una cuenca extensional desarrollada durante los procesos de rift que condujeron a la individualización del Margen Noribérico y la apertura del Golfo de Vizcaya en el Mesozoico, emergida y moderadamente invertida durante la deformación Alpina que generó el levantamiento del Orógeno Pirenaico-Cantábrico y el cierre parcial del Golfo de Vizcaya en el Cenozoico. Tras la finalización de la deformación compresiva en el Mioceno Superior, el predominio de los procesos oceanográficos durante el episodio actual de margen pasivo, ha dado lugar a la formación de un sistema deposicional contourítico.

El modelo de velocidades obtenido del estudio de las diagrfías sónicas ha permitido integrar los datos de los sondeos en los perfiles sísmicos, delimitar las principales unidades sismoestratigráficas, caracterizadas por presentar una determinada facies sísmica, y obtener un modelo tridimensional del techo de la sucesión prerift que representaría la morfología del rift generado en la etapa extensional. Los resultados obtenidos muestran la existencia de una cuenca elongada en dirección E-W, con un espesor máximo de 6 Km en el depocentro principal, que decrece de forma desigual hacia los extremos. Esta geometría es consecuencia directa de la actividad de cinco fallas normales principales que muestran un desplazamiento variable, y una trazar irregular en la parte nororiental de la cuenca.

Palabras clave: Margen Noribérico, Cuenca Asturiana, interpretación sísmica, cuenca de rift

1) Introducción y objetivos

En el presente trabajo se recoge el estudio geológico-geofísico de la Plataforma Continental Noribérica en las inmediaciones del Banco Le Danois, alto estructural localizado en el mar Cantábrico, en la parte central del Margen Continental Noribérico (figura 1), limitado por los cañones de Gijón, Lastres y Torrelavega. Conocido regionalmente como caladero de “El Cachucho”, en relación al sobrenombre local de la palometa roja (*Berix splendens*), muy abundante en sus aguas, fue descrito por primera vez por Edouard Le Danois en 1948, a quién debe su nombre científico, en el libro “*Les Profondeurs de la Mer*”, tras las investigaciones realizadas entre 1934 y 1939 a bordo del buque oceanográfico Président Théodore Tissier.

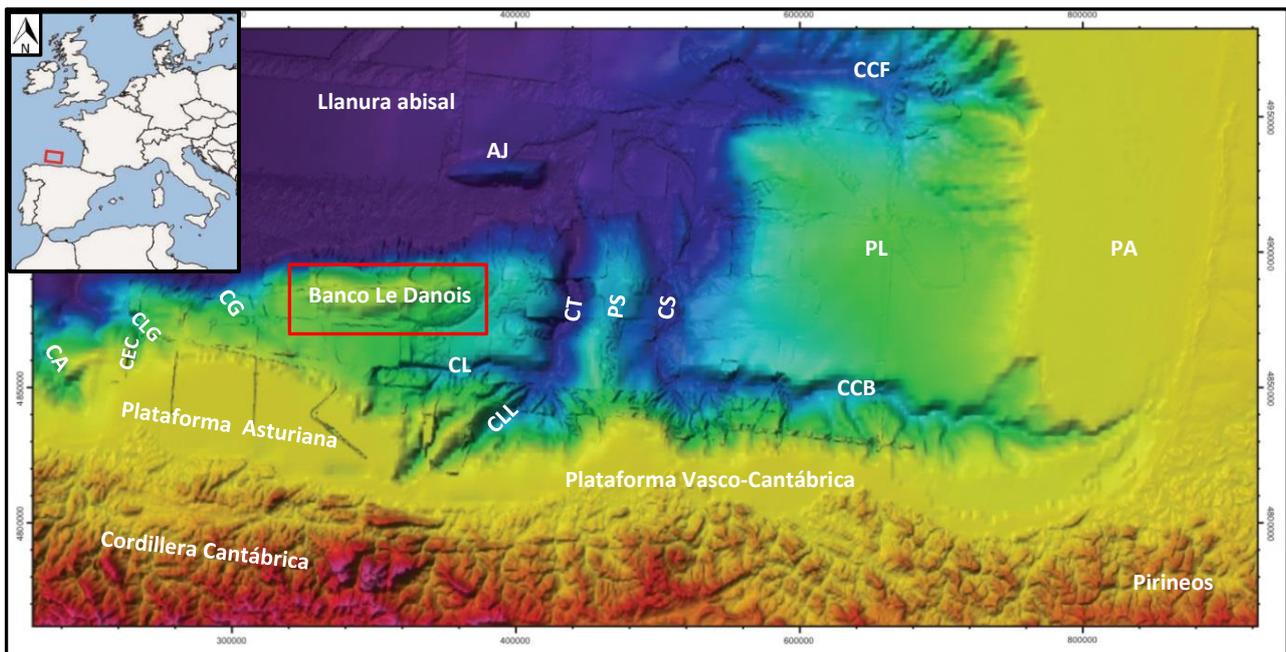


Figura 1: Localización del Banco Le Danois en el mapa batimétrico del área centro-meridional del Margen Continental Noribérico (modificado de Iglesias, 2009); **PA:** Plataforma de Aquitania; **PL:** Plataforma de Las Landas; **CCF:** Cañón de Cap Ferret; **CCB:** Cañón de Cap Bretón; **CS:** Cañón de Santander; **PS:** Promontorio de Santander; **CT:** Cañón de Torrelavega; **CLL:** Cañón de Llanes; **CL:** Cañón de Lastres; **AJ:** Alto de Jovellanos; **CG:** Cañón de Gijón; **CA:** Cañón de Avilés; **CLG:** Cañón de La Gavierna (Druet *et al.*,2012); **CEC:** Cañón de El Corviro (Druet *et al.*,2012).

El Margen Continental Noribérico o Margen Cantábrico es un margen pasivo independizado del Margen Armoriano durante el proceso de rifting postvarisco que dio lugar a la apertura del Golfo de Vizcaya y la individualización de la placa Ibérica, posteriormente deformado e incorporado al Orógeno Pirenaico-Cantábrico durante la compresión alpina que originó el cierre parcial del Golfo de Vizcaya y el levantamiento del sistema orogénico. Se caracteriza por presentar una elevada complejidad morfoestructural, marcada por el desarrollo de una plataforma continental irregular y estrecha y un talud continental corto y abrupto, surcado por profundos cañones submarinos, que difiere notablemente de la fisiografía de su conjugado al norte, caracterizado por el desarrollo de una extensa plataforma continental y un talud suave.

Esta diferenciación morfológica es el resultado de la evolución alpina de ambos márgenes; mientras que el Margen Armoricano permaneció estable, el Margen Noribérico fue sometido a un esfuerzo compresivo que generó una fuerte deformación de la zona del talud continental y una compleja estructuración de la plataforma continental, que incluye diversos altos estructurales como el Banco Le Danois (figura 2). El espacio entre el alto y el resto de la plataforma está ocupado por una zona deprimida, denominada Plataforma Interna y Cuenca Asturiana, que constituye una cuenca extensional mesozoica con morfología asimétrica, emergida y moderadamente invertida en la Orogenia Alpina.

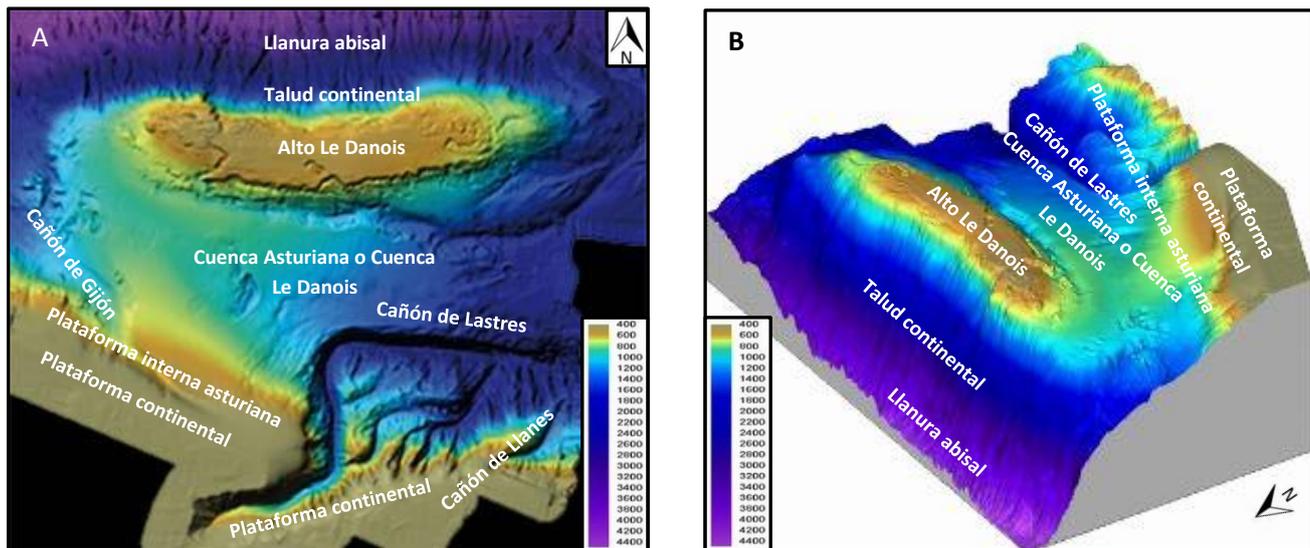


Figura 2: Características fisiográficas del Margen Continental Noribérico Banco Le Danois; **A)** Modelo digital del terreno (modificado de www.magrama.gob.es); **B)** Modelo tridimensional (modificado de www.magrama.gob.es).

La primera caracterización geológico-estructural del Banco Le Danois realizada por Boillot *et al.* (1971, 1973a, 1979), prosiguió en la década de los 80 con los primeros muestreos y observaciones directas (Capdevilla *et al.*, 1980; Malod y Boillot, 1980; Malod *et al.*, 1982). Posteriormente, los primeros modelos de la evolución geotectónica de la cuenca fueron realizados por Soler *et al.*, (1981) y Boillot y Malod (1988), seguidos de los estudios de Rianza-Molina (1996) sobre la inversión de las cuencas del offshore asturiano. Sin embargo, no fue hasta la década de los 90, con el desarrollo del proyecto ESCIN, cuando se determinó la estructura cortical (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1996; Fernández-Viejo *et al.*, 1998) y las características geológicas de la cuenca Asturiana y el Alto Le Danois (Gallastegui, 2000; Gallastegui *et al.*, 2002). Los estudios recientes sobre el sistema contourítico de Le Danois (Ercilla *et al.*, 2008; Iglesias, 2009; Van Rooij *et al.*, 2010) han permitido caracterizar las secuencias y depósitos superficiales y la dinámica geomorfológica desarrollada durante la etapa de margen pasivo iniciada tras la Orogenia Alpina, que continúa en la actualidad.

Por lo tanto, el Margen Continental Noribérico constituye un lugar único para el estudio y caracterización de un margen desarrollado durante una evolución geodinámica que incluye un estadio inicial extensional y un período final compresivo. Asimismo, la localización y la evolución geotectónica de la Cuenca Asturiana, caracterizada por presentar una inversión moderada que hace posible identificar los rasgos estratigráfico-estructurales desarrollados tanto en la etapa extensional como en la compresión alpina, permite constreñir los modelos geodinámicos de evolución del Margen Noribérico y determinar el desarrollo y la evolución del orógeno Pirenaico-Cantábrico hacia el oeste. En último término, el conocimiento de las características estructurales de la cuenca presentará gran repercusión en diversas disciplinas científicas, en relación al factor condicionante que ejerce la estructura en la dinámica geomorfológica y oceanográfica de la zona.

En octubre de 2004, la Organización Marítima Internacional aprobó la inclusión de El Cachucho en la Zona Marina Especialmente Sensible (ZMES) de las Aguas Occidentales de Europa, y en Diciembre de 2011 se declaró El Cachucho Área Marina protegida (AMP) y Zona de Especial Conservación (ZEC) de la Red Natura 2000, debido a la existencia de un ecosistema de gran valor ecológico con elevados índices de biodiversidad. Los planes de Uso, Gestión y Aprovechamiento incluyen un régimen de protección preventiva que prohíbe el desarrollo de cualquier tipo de actividad minera, de exploración o extractiva, así como la otorgación de nuevos permisos de investigación, a pesar de pertenecer a la Zona Económica Exclusiva de España, y el empleo de diversas técnicas de investigación de carácter invasivo, como la adquisición de perfiles de sismica de reflexión mediante el uso de *airguns*.

De este modo, el presente trabajo incluye un estudio geológico-geofísico de la Cuenca Asturiana y el Banco Le Danois a partir de la interpretación de una densa malla de perfiles sísmicos de reflexión de alta calidad, adquirida durante una de las últimas campañas sísmicas realizadas en la zona, junto con una serie de sondeos seleccionados, procedentes de la exploración de hidrocarburos. El análisis de las diagramas sónicas ha permitido integrar los datos de los sondeos junto con los perfiles sísmicos en el software de interpretación Kingdom Suite, con el fin de determinar las características estratigráfico-estructurales de la cuenca y definir la geometría del rift generado durante los procesos extensionales, que parecen haber tenido mayor relevancia y haber jugado un papel determinante en el desarrollo de la deformación alpina.

Objetivos del trabajo

La existencia de reservorios de hidrocarburos (Claverol y Gallastegui, 2002) y un ecosistema con hábitats e índices de biodiversidad de gran relevancia ecológica, condicionados por las características fisiográficas y geomorfológicas, son consecuencia directa de la estructura del Banco Le Danois (Sánchez *et al.*, 2008; González-Pola *et al.*, 2012; Rodríguez-Cabello *et al.*, 2012). Por lo tanto, el estudio de las características estratigráfico-estructurales y la evolución geotectónica presentará gran repercusión en diversos ámbitos: **1)** campo geológico, en cuanto que la definición de las características geológicas en esta área permitirá constreñir los modelos geodinámicos de evolución del Margen Continental Noribérico y determinar la relación entre la Cuenca Asturiana y el resto de cuencas coetáneas tanto en tierra como en mar; **2)** ámbito geomorfológico, en cuanto que el desarrollo de determinadas formas y depósitos superficiales está vinculado a la estructura; **3)** campo biológico-

ecológico, debido a la posible interrelación entre las estructuras y la existencia de hábitats singulares;
4) oceanografía, en relación a la hidrodinámica de aguas existente en la zona a consecuencia de la fisiografía del Banco.

Con una superficie total de 5000 Km², el área estudiada incluye el Alto Le Danois, la Cuenca Asturiana o Cuenca Le Danois, la zona oriental de la Plataforma Continental Asturiana y la Plataforma Interna Asturiana y los cañones de Lastres y Llanes (figura 2). Los objetivos concretos son:

1) Determinar las secuencias sismoestratigráficas y las estructuras vinculadas con los principales eventos tectónicos desarrollados en el Margen Continental Noribérico.

2) Obtener un modelo geológico 3D de la cuenca de rift.

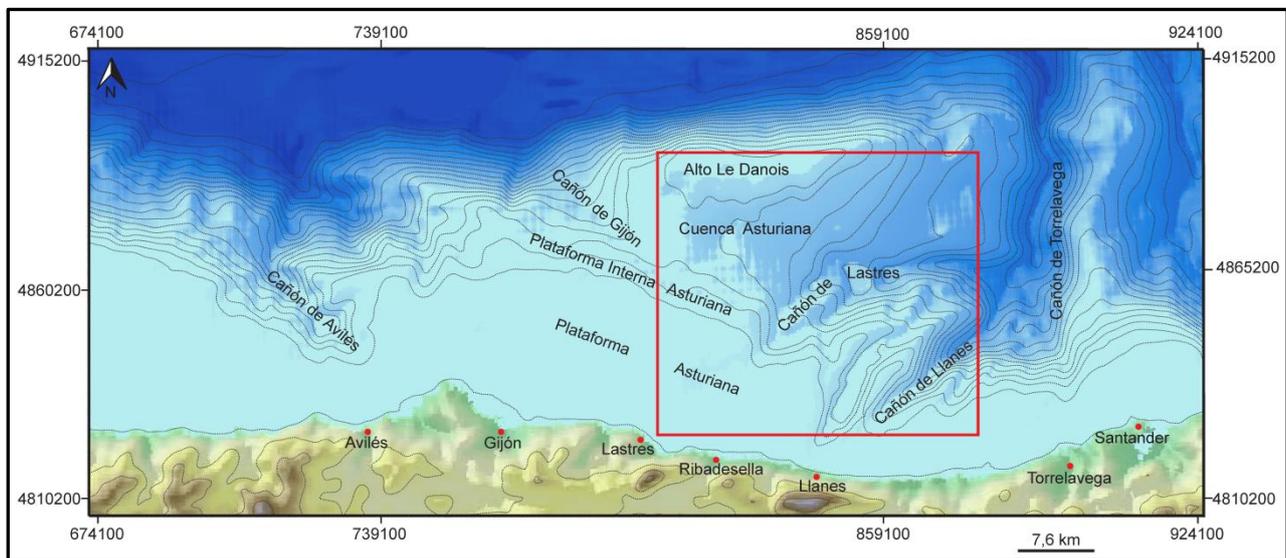


Figura 2: Localización y extensión de la zona de estudio

2) Contexto geológico

El Banco Le Danois se sitúa en el segmento más complejo desde el punto de vista morfológico del Margen Continental Noribérico; esta complejidad morfoestructural es consecuencia directa de las características geológicas, resultado de la evolución paleogeográfica postvarisca de la placa Ibérica, condicionada por la posición entre las placas Africana y Euroasiática.

La inversión del contexto geodinámico tras el proceso de colisión que culminó con la formación del supracontinente Pangea durante la Orogenia Varisca, dio lugar a la implantación de un régimen divergente-transformante entre Gondwana y Laurasia, marcado por la reactivación de las zonas de rift que condujeron a la apertura de los océanos Atlántico y Tethys durante el Jurásico y el Cretácico Inferior (Torsvik, 2008), iniciada por la propagación hacia el sur del rift del mar Noruego-Groenlandés y hacia el oeste del rift del Tethys (Ziegler, 1989). En el margen norte de Iberia, este proceso dio lugar a una primera fase de rifting continental en el Triásico (Boillot *et al.*, 1979), seguida de una subsidencia

generalizada de los rifts bajo el nivel del mar durante el Jurásico Inferior y Medio, que dio paso en el Jurásico Superior a una segunda fase de mayor relevancia, que se extendió hasta el Aptiense tardío en el margen noroccidental de la placa Ibérica (Malod y Mauffret, 1990).

El proceso de rifting prosiguió en la zona central del Golfo con la expansión oceánica que culminó con la apertura del Golfo de Vizcaya, a consecuencia del movimiento antihorario de Iberia, con una rotación total de 35º (Van der Voo, 1969; Gong *et al.*, 2008; Vissers y Meijer, 2012 a y b). El estudio de las anomalías magnéticas de los fondos oceánicos ha dado lugar a diversas reconstrucciones de la paleogeografía de la placa Ibérica (Srivastava *et al.*, 1990 a y b; Roest y Srivastava, 1991; Sibuet y Collette, 1991; Verhoef *et al.*, 1996; Srivastava *et al.*, 2000; Sibuet *et al.*, 2004; Gong *et al.*, 2008; Vissers y Meijer, 2012 a y b) que han permitido datar el proceso de rotación. El análisis cinemático de los datos aportados por diferentes autores ha permitido a Vissers y Meijer (2012a) realizar una reconstrucción de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya, que aparece recogida en la figura 3. Los resultados obtenidos permiten delimitar el inicio del proceso en la anomalía M3 (125,6 Ma, Barremiense Inferior), que constituye la primera isocrona reconocida en el Golfo (Sibuet *et al.*, 2004); sin embargo, la ausencia de la anomalía simétrica meridional, que algunos autores han atribuido a la subducción generada durante la compresión alpina (Sibuet *et al.*, 2004; Vissers y Meijer, 2012a), no permite estimar de modo preciso el comienzo hasta la anomalía M0 (Roest y Srivastava, 1991; Gong *et al.*, 2008); en cuanto a la finalización, existe cierta controversia; Sibuet *et al.*, (2004) y Gong *et al.*, (2008) definen el momento terminal en la anomalía A33, mientras que Roest y Srivastava (1991) extienden el proceso de rotación hasta la anomalía A31. Durante este período, Iberia formó parte de la placa Africana (Roest y Srivastava, 1991 y Sibuet *et al.*, 2004), con un límite de placas situado en el eje de Vizcaya. El cambio gradual de la extensión oceánica a un régimen de desgarre culminó con la formación de un punto triple inestable que dio lugar a la traslación del límite de placas a la zona de fractura situada entre la fosa de King's Trough y los Pirineos en el Eoceno Superior (isocrona 18, 42 Ma) (Roest y Srivastava, 1991). El inicio de la actividad a lo largo de la zona de fractura de las Azores-Gibraltar, simultáneamente a la traslación del límite de placas hacia el sur y el comienzo de la actividad a través de la zona de King's Trough, culminó con la independización de la Placa Ibérica. Estos autores proponen la existencia de Iberia como una placa independiente hasta el Mioceno Inferior (isocrona 6c, 24 Ma), momento en el cual la zona de fractura que discurre entre King's Trough y los Pirineos se volvió inactiva e Iberia fue anexionada a Eurasia, situándose el límite de placas en la zona de fractura de Azores-Gibraltar.

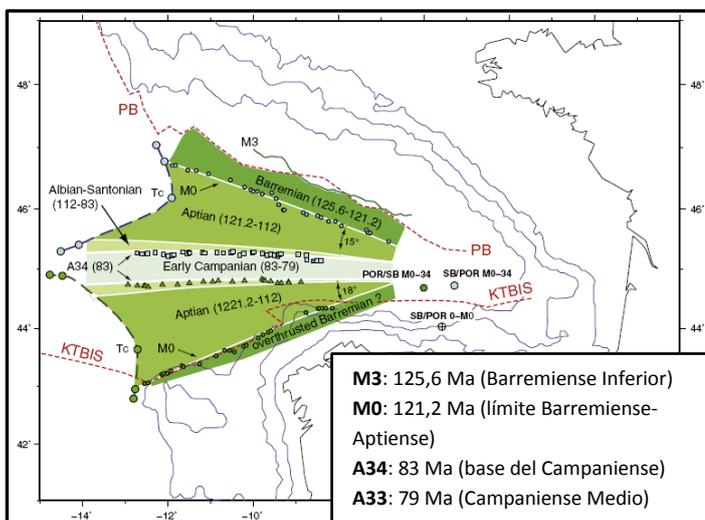


Figura 3: Estructura de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya realizada a partir de las anomalías magnéticas y datos de paleomagnetismo (Vissers y Meijer, 2012a). Las edades de las anomalías magnéticas del Cretácico Superior se han establecido según la Escala de Tiempos de Polaridad Geomagnética de Cande and Kent (1995), mientras que para las anomalías del Jurásico Superior y el Cretácico Inferior se ha utilizado la escala de Tominaga y Sager (2010). PB: límite con la placa Porcupina; KTBIS: zona de fractura de King's Trough-Vizcaya-Pirineos.

La apertura del Golfo de Vizcaya generó la individualización de la placa Ibérica y la separación del Margen Continental Armoricano y Margen Continental Noribérico, que tras la finalización del proceso de rifting continental en el Aptiense se comportó como un margen pasivo durante el Cretácico Superior. La deriva hacia el noroeste de la placa Africana culminó a comienzos del Cenozoico con la convergencia entre la placa Euroasiática y la placa Ibérica en la Orogenia Alpina, generando el cierre parcial del Golfo de Vizcaya, el levantamiento del Orógeno Pirenaico, constituido por los Pirineos y su prolongación occidental a lo largo de la Cordillera Cantábrica (Pulgar *et al.*, 1996) (figura 4), y la inversión e incorporación al sistema orogénico de la Cuenca Vasco-Cantábrica y el Margen Continental Noribérico, que se comportó como un margen activo hasta el Mioceno Superior (Gallastegui, 2000), cuando comenzó la etapa de margen pasivo que continúa en la actualidad.

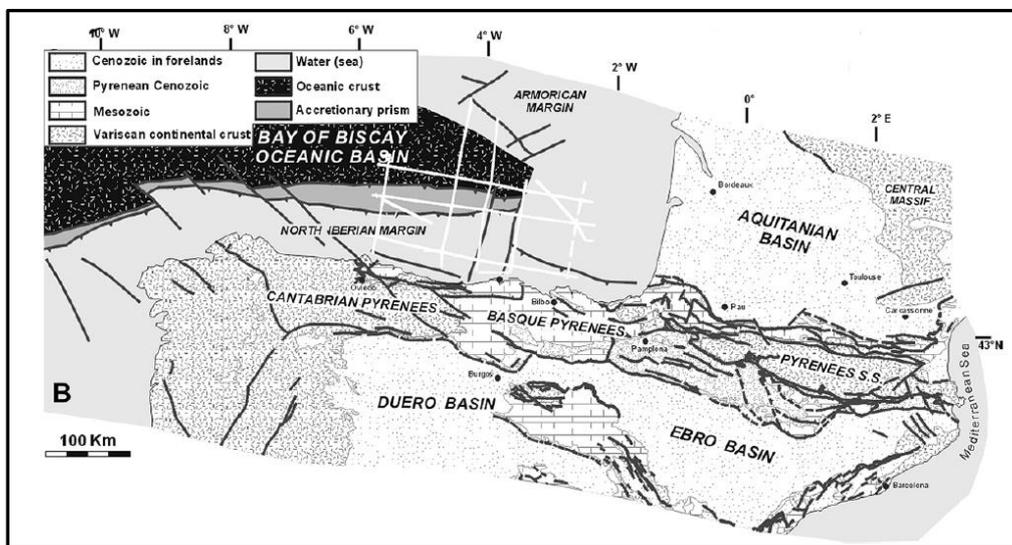


Figura 4: Orógeno Pirenaico-Cantábrico, compuesto por los Pirineos en la zona oriental y su prolongación occidental a través del Margen Noribérico y la Cuenca Vasco-Cantábrica que dan paso a la Cordillera Cantábrica hacia el área occidental (tomada de Ferrer *et al.*, 2008).

El carácter compresivo del Margen Continental Noribérico fue propuesto por primera vez por Le Pichon *et al.* (1971) en relación a la existencia de una fosa paralela a la línea de costa situada al pie del talud continental, que fue interpretada como el resultado de una subducción limitada de la corteza oceánica desarrollada en el Golfo de Vizcaya bajo la placa Ibérica (Deregnacourt y Boillot, 1982; Boillot *et al.*, 1979). Los estudios realizados por Pulgar *et al.* (1996), Gallastegui (2000) y Gallastegui *et al.* (2002) muestran la existencia de una cuña orogénica de doble vergencia en dirección N-S, que engloba una serie de cabalgamientos dirigidos al sur en la Cordillera Cantábrica sobre la cuenca de antepaís del Duero, seguidos de una serie de estructuras fuertemente verticalizadas en el sector intermedio que dan paso a un sistema de cabalgamientos vergentes al norte situados al pie del talud continental. Estos cabalgamientos confluyen en un despegue formado por el rejuego de un sistema de cizalla dúctil extensional situado entre la corteza inferior y media, que generó el deslizamiento y la indentación de la corteza inferior del Margen Noribérico en la corteza Ibérica (Gallastegui *et al.*, 2002) forzando la subducción de la corteza inferior Ibérica bajo la Cordillera Cantábrica (Pulgar *et al.*, 1996). Este proceso,

acompañado de la formación de una estructura de acreción tectónica semejante a los prismas de acreción en la base de talud (Fernández-Viejo *et al.*, 2011, 2012), dio lugar al acortamiento y aumento del gradiente del talud continental que desembocó en un levantamiento de la plataforma continental y la Cuenca Asturiana, donde se observa un adelgazamiento cortical importante en dirección N-S, desde espesores próximos a los 30 Km en la zona de plataforma continental hasta unos 18 Km en las inmediaciones del Alto Le Danois (Fernández-Viejo, 1998).

Evolución geodinámica y características geológicas de la cuenca Asturiana

Las características estructurales y geológicas de la cuenca Asturiana son, por tanto, el resultado de la compleja evolución geodinámica del Margen Noribérico, agrupada en dos etapas principales dentro de las cuales se enmarca la evolución geotectónica de la cuenca.

Durante la etapa extensional iniciada tras el proceso de colisión Varisco, la primera fase de rift en la cuenca Asturiana se desarrolló entre el Pérmico y el Triásico (Riaza-Molina, 1996) acompañada de formación de grabens y semigrabens rellenos por depósitos aluviales y evaporitas triásicas. El episodio postrift que siguió a esta primera fase de rifting durante el Jurásico Inferior y Medio estuvo acompañado de una transgresión generalizada que dio lugar al depósito de facies marinas restringidas, entre las que cabe destacar la presencia de arcillas bituminosas, que constituyen las principales rocas madre de hidrocarburos en la zona. La segunda fase de rifting desarrollada en el Jurásico Superior, estuvo acompañada del depósito las facies del Purberk (Riaza-Molina, 1996). Boillot *et al.*, (1979) proponen la existencia de una transgresión local en el Portlandiense que delimita la transición entre depósitos de plataforma marina somera y facies pelágicas profundas. Entre el Valanginiense y el Barremiense, el depósito de las facies Weald coincidió con una reactivación del proceso de rift que se extendió hasta el Aptiense (Malod y Mauffret, 1990), cuando la expansión oceánica del Golfo de Vizcaya comenzó. En el Aptiense, la transición del régimen extensional a un régimen de strike-slip estuvo acompañada de la formación de plataformas carbonatadas con depósitos arrecifales que con el desarrollo progresivo de la fase transtensiva dieron paso en el Albiense y el Cenomaniense a una sedimentación detrítica con una rápida transición a facies profundas (Riaza-Molina, 1996). Durante el Cretácico Superior, la Cuenca Asturiana continuó su expansión, desarrollándose profundas cubetas en dirección E-W donde se produjeron depósitos de *flysh*, localizados actualmente a lo largo de la plataforma continental (Boillot *et al.*, 1979) formados simultáneamente a la sedimentación de facies turbidíticas en el Alto Le Danois (Boillot y Malod, 1988). Un análisis de los cortes geológicos de las todas las cuencas mesozoicas desarrolladas en el margen norte de la placa Ibérica, permite observar que, de todas ellas, la Cuenca Asturiana presenta la menor acumulación de sedimentos y se encuentra localizada en la transversal donde el margen sufrió una mayor extensión (figura 5).

Estructura geológica y modelización tridimensional de la Plataforma Continental Noribérica entre 4º y 5º30 W (Golfo de Vizcaya)

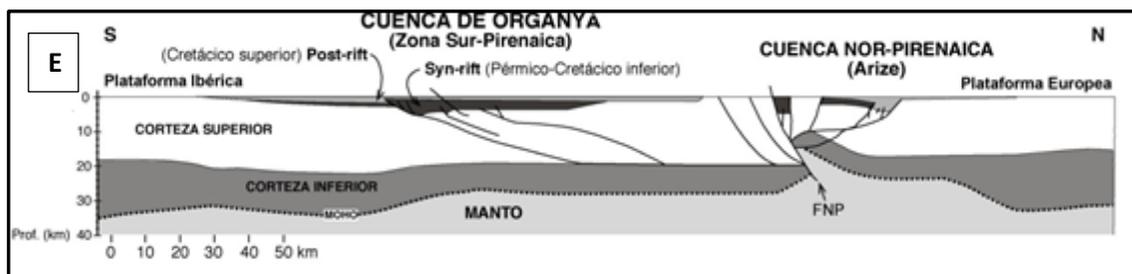
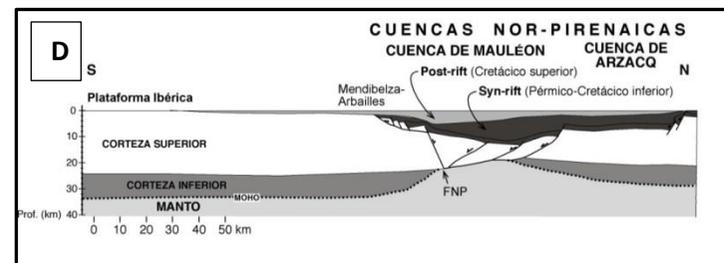
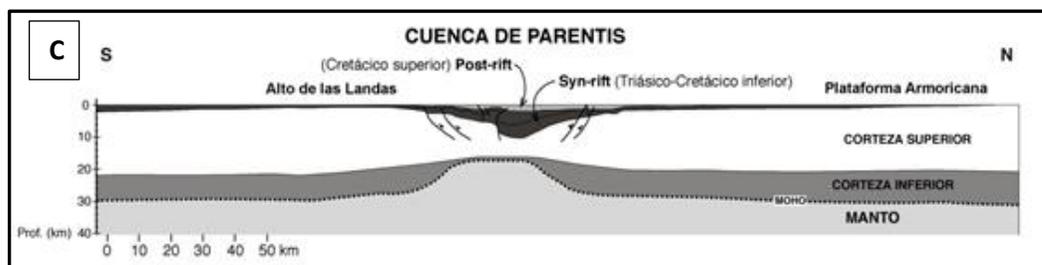
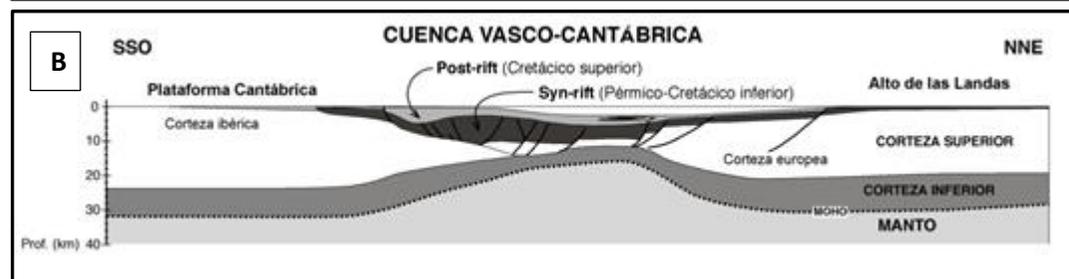
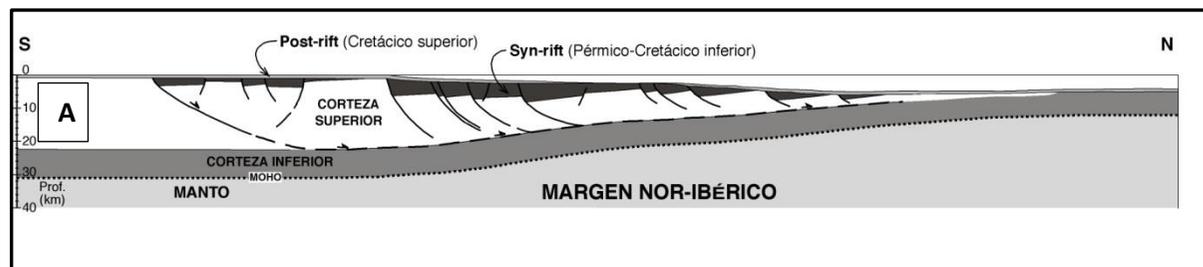
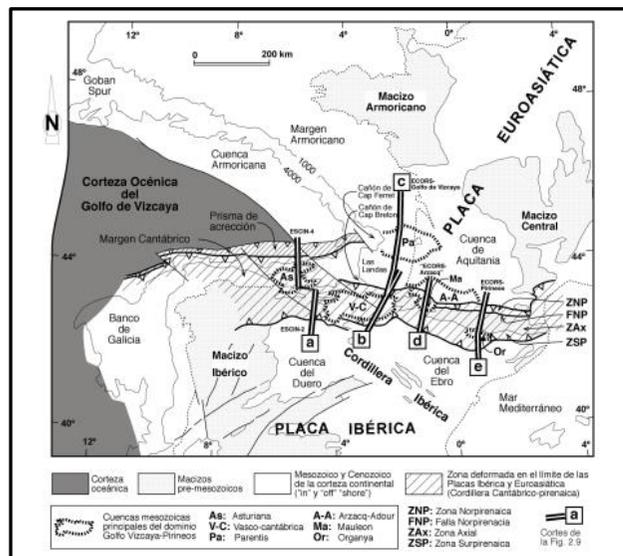


Figura 5: Cortes geológicos de las cuencas extensionales del dominio de Vizcaya-Pirineos donde se muestra la geometría en el Cretácico Tardío tras la restauración de la deformación alpina (Quintana, 2012); En la parte superior izquierda se muestra el mapa de situación basado en Montardert et al. (1979), Rat et al. (1983), Pinet et al. (1987), Boillot y Malod (1988), García-Mondéjar et al. (1996), Bois et al. (1997) y Ziegler (1990); **A)** Redibujado de Gallastegui (2000); **B)** Redibujado de Pedreira (2004); **C)** Redibujado de Pinet et al. (1987); **D)** Redibujado de Daignières et al. (1984), Teixell (1998) y Vergés y García-Senz (2001); **E)** Redibujado de Muñoz (1992), Vergés y García Senz (2001) y Beaumont *et al.* (2000).

La inversión del contexto geodinámico a comienzos del Cenozoico, que culminó con el levantamiento de la Cordillera Cantábrica, la deformación del talud continental y la elevación de la plataforma continental, dio lugar a una inversión moderada de la Cuenca Asturiana acompañada por el depósito de los materiales sinorogénicos. Gallastegui *et al.* (2002), diferencian dos secuencias sinorogénicas: una primera secuencia, desarrollada durante el Eoceno Superior, coetáneamente al inicio de la deformación en la Cordillera Cantábrica, que evidencia el inicio de la deformación en el margen meridional de la cuenca, y una secuencia superior, desarrollada durante el Oligoceno y el Mioceno Inferior, cuando la deformación se expandió hacia el norte simultáneamente al levantamiento y la deformación de la Cordillera Cantábrica.

El resultado de esta compleja evolución geotectónica es la formación de una cuenca cuya geometría está relacionada con la deformación generada durante los procesos extensionales, que parecen haber tenido mayor relevancia que la deformación compresiva, restringida a la inversión de las estructuras y cuencas extensionales. Los estudios realizados por Gallastegui (2000) y Gallastegui *et al.* (2002) muestran la existencia de una cuenca asimétrica rellena por una potente secuencia mesozoica, que presenta un espesor máximo de 6 Km en el depocentro que decrece progresivamente hacia los extremos (figura 6).

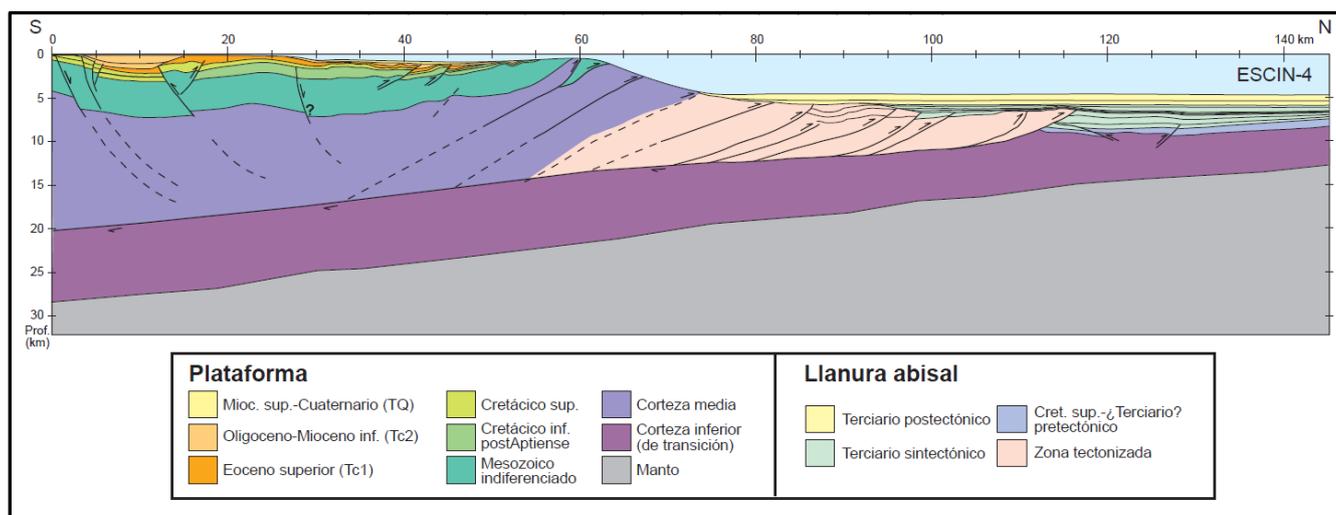


Figura 6: Estructura de la Cuenca Asturiana, la Plataforma Continental Noribérica y los fondos abisales en las inmediaciones del Banco Le Danois realizada por Gallastegui (2000) a partir de la interpretación del perfil ESCIN-4.

Esta secuencia se compone por una unidad inferior depositada en pequeñas subcuencas limitadas por fallas normales que aparece recubierta por los depósitos del Cretácico Superior formados durante la etapa de margen pasivo, y es fosilizada discordantemente por una unidad cenozoica desarrollada en pequeños surcos formados en relación a la actividad de las fallas inversas y el levantamiento de los pliegues, con superficies de falla y ejes dispuestos en dirección E-W (figura 7). Este proceso culminó con la elevación de la secuencia sedimentaria hacia el Alto Le Danois, donde el afloramiento de niveles del basamento compuesto por rocas metamórficas de la facies de los esquistos verdes y las anfibolíticas y granulitas ya fue propuesto en los primeros estudios geológicos realizados

en el Banco por Boillot *et al.* (1979). La presencia de rocas mantélicas fue corroborada por la existencia de un máximo gravimétrico y velocidades de refracción elevadas (Fernández-Viejo *et al.*, 1998) que sugieren la presencia de manto serpentizado, indicativo de una gran extensión previa (Fernández-Viejo *et al.*, 2012). Los estudios termocronológicos realizados sobre los circones y apatitos muestreados en las facies granulíticas ha permitido determinar una edad de enfriamiento simultánea a la finalización de la compresión alpina y una exhumación vinculada a la etapa extensional principal desarrollada durante el Cretácico temprano (Fugenschuh *et al.*, 2003).

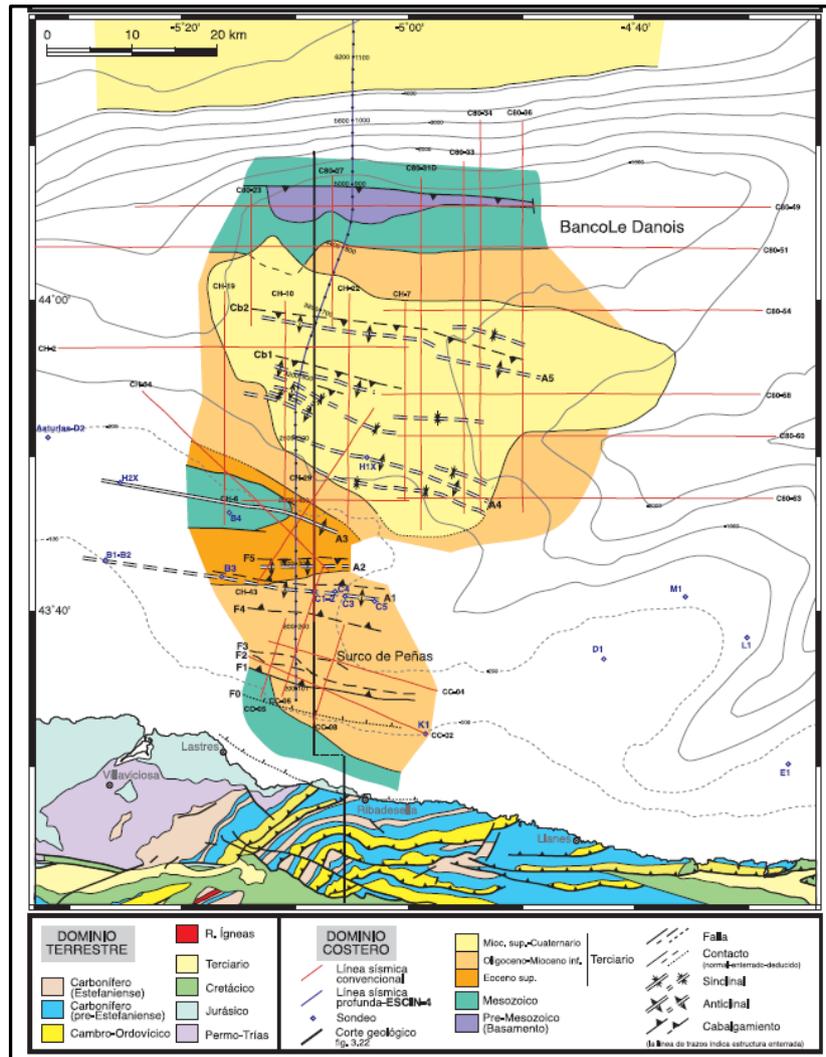


Figura 7: Mapa geológico de la región del Margen Noribérico comprendida entre la línea de costa y el Banco Le Danois (Gallastegui, 2000).

La secuencia sedimentaria concluye con los depósitos del Plioceno y el Cuaternario que constituyen la unidad postectónica depositada durante la etapa actual de margen pasivo, iniciada tras la finalización de la deformación alpina, dominada por la actuación de procesos oceanográficos y geomorfológicos. La cartografía y los modelos digitales del terreno realizados en el proyecto ECOMARG (Serrano *et al.*, 2005; Gómez-Ballesteros *et al.*, 2009), a partir de los análisis granulométricos, los datos de reflectividad de fondo y el estudio de los perfiles de sísmica de reflexión, permite determinar la escasez del recubrimiento sedimentario (figura 8), debido principalmente a la

existencia de extensos y complejos sistemas de cañones submarinos, que suponen zonas de transferencia y “bypass” de sedimentos. La intensa actividad geomorfológica asociada a estas zonas, genera fondos con escaso recubrimiento sedimentario que en las pendientes de las áreas de canal presentan un marcado carácter irregular, asociado a la existencia de abundantes movimientos en masa. La transferencia de sedimentos a través de la densa red de cañones submarinos que surcan el talud continental genera fondos de roca de bajo relieve con escasa cobertera sedimentaria en el Alto Le Danois, especialmente en la zona oriental, donde se han cartografiado algunos niveles de roca en resalte. En la Plataforma Interna y la Cuenca Asturiana, la interacción de las corrientes marinas con las pendientes que enlazan con la plataforma continental y el Alto, dan lugar a la formación de depósitos contouríticos (Ercilla et al., 2008; Iglesias et al., 2009; Van Rooij et al., 2010), que generan fondos planos con un recubrimiento sedimentario homogéneo.

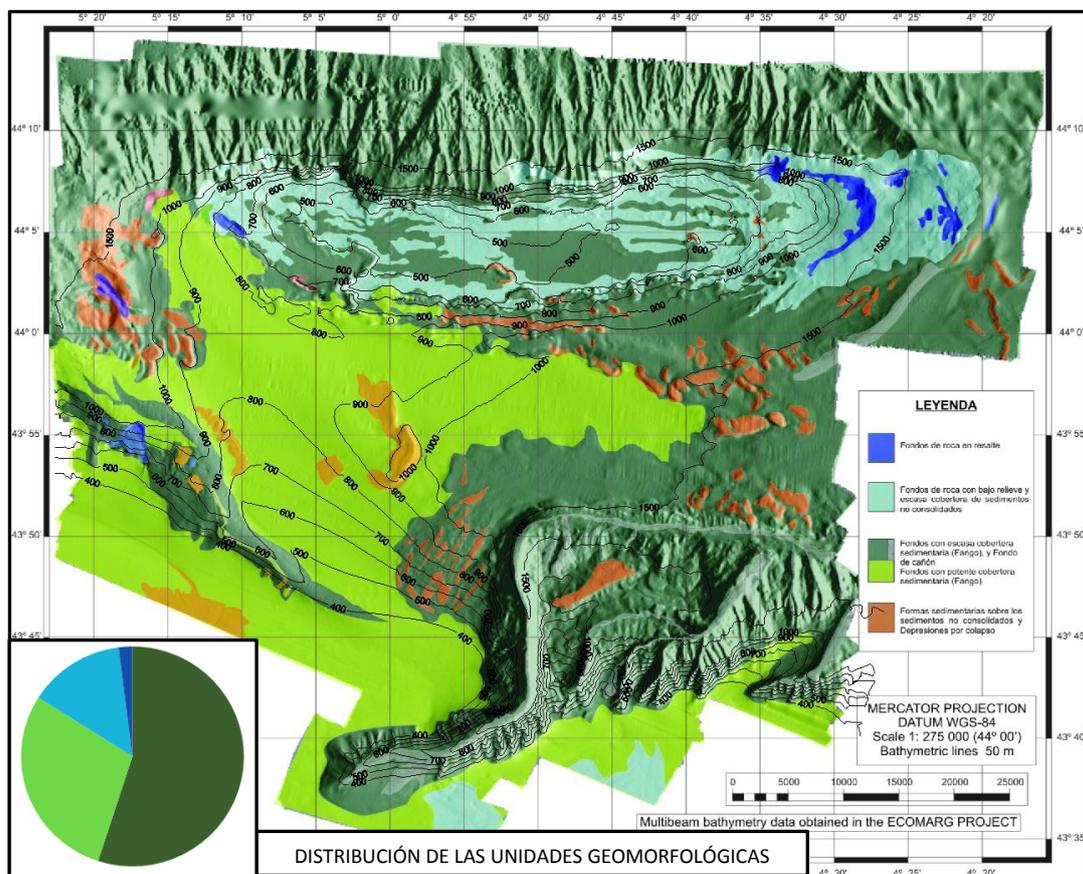


Figura 8: Mapa digital del terreno con la interpretación textural y geomorfológica de los fondos oceánicos obtenido en el Proyecto ECOMARG y la distribución de las diferentes unidades geomorfológicas cartografiadas (modificada de Gómez-Ballesteros *et al.*, 2009)

A pesar de que esta unidad postectónica no muestra deformación que evidencie la actuación de procesos tectónicos, la existencia de una sismicidad moderada (López-Fernández *et al.*, 2012) es indicativo de la persistencia de cierta actividad tectónica, reflejada en la existencia de abundantes movimientos en masa a lo largo de los taludes que delimitan los cañones submarinos y las pendientes del talud continental.

3) Metodología de estudio

Las técnicas y métodos empleados se basan en la interpretación y el análisis integrado de una densa malla de perfiles sísmicos de reflexión de alta calidad junto con una serie de sondeos, procedentes de la exploración de hidrocarburos. El desarrollo de estudios geológico-geofísicos para localizar y caracterizar reservorios de gas y petróleo en la Cuenca Asturiana y la Plataforma Continental Cantábrica comenzó en los años 60. Desde entonces, diversas compañías han desarrollado campañas de prospección basadas en la adquisición de perfiles sísmicos. Las estructuras observadas condujeron a la perforación de diversos sondeos exploratorios entre los años 70 y 90 (Claverol y Gallastegui, 2002). La mayor parte de las perforaciones realizadas se emplazaron en la Plataforma Continental y la Plataforma Interna Asturiana, situándose un único sondeo en la cuenca interna del Banco Le Danois, debido a la falta de objetivos exploratorios en relación a la inversión de las estructuras donde podrían existir trampas petrolíferas (Riaza Molina, 1996). Las restricciones establecidas tras la declaración del Banco Le Danois como Área Marina Protegida en el año 2011 no permiten el desarrollo de nuevos permisos de investigación de hidrocarburos ni de campañas sísmicas marinas basadas en la adquisición de perfiles sísmicos mediante el uso de *airguns*.

En este estudio se incluyen una densa malla de perfiles sísmicos adquiridos en una de las últimas campañas exploratorias realizadas en la zona en el año 2001, seguida por los trabajos realizados por la empresa Repsol Investigaciones Petrolíferas S.A entre los años 2003 y 2011 en los permisos de investigación Ballena, y cuatro de los sondeos más profundos desarrollados en la zona: MC-B2, MC-E1, MC-K1 y MC-H1X, cuya distribución se puede observar en la figura 9.

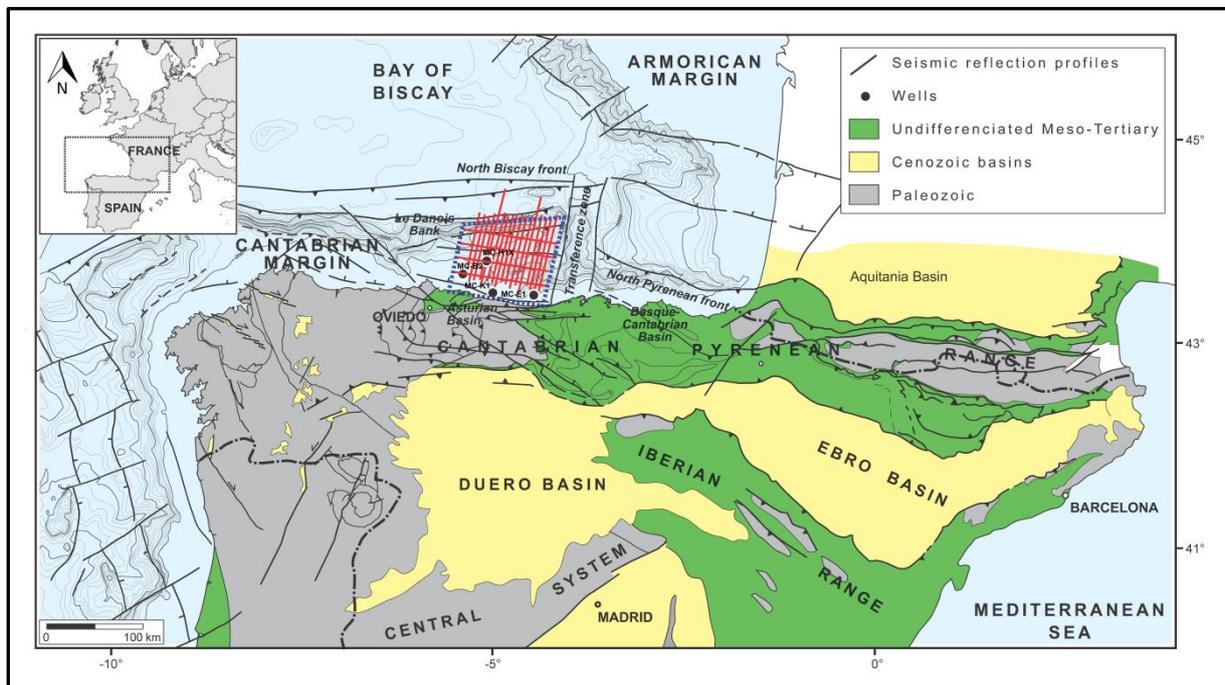


Figura 9: Mapa de la zona estudiada donde se muestran los principales rasgos geodinámicos del norte de la placa Ibérica y el Golfo de Vizcaya y la distribución de los datos utilizados en este estudio

Set de perfiles sísmicos de reflexión 2D

Las líneas sísmicas pertenecen a una densa malla rectangular de perfiles sísmicos de reflexión adquiridos por la empresa TGS_Nopec en Septiembre y Octubre del año 2001. Con un registro superior a 1500 Km, agrupa un conjunto de 15 líneas N-S y cuatro perfiles E-W con una longitud de registro 12 segundos (TWT). Las líneas fueron adquiridas una vez libres a través del Archivo Técnico de Hidrocarburos del Ministerio de Industria, Economía y Turismo de España como stacks migrados en formato SEG-Y. Los parámetros de adquisición y procesado aparecen recogidos en las tablas I y II respectivamente:

Parámetros de adquisición			
Fecha de adquisición	September-October 2001	Intervalo de tiro	37.5 m
Buque Oceanográfico	M/V Nanhai 502	Intervalo de grupo	25 m
Longitud total de registros	4080 km	Número de canales	240
Número de líneas	43	Profundidad del streamer	9m
Instrumento de registro	Syntrak 480 MRS	Longitud del streamer	6000 m
Fuente	Sleeve gun	Longitud de muestreo	12 s
Volumen de la fuente	3680 Cu.in.	Intervalo de muestreo	2 ms
Profundidad de los cañones	7 m	Cobertura nominal de CDPs	80

Tabla I: Parámetros de adquisición empleados durante la campaña CS-01

Parámetros de procesado Pre-stack	Parámetros de procesado Post-stack
1) Remuestreo a 4 ms; 2) Edición y control de calidad; 3) Estáticas; 4) Amplitudes; 5) Mezcla de trazas en dominio de tiros; 6) Demultiple con filtro tipo Radon; 7) Corrección NMO; 8) Mezcla de trazas en dominio CDP; 9) Filtro Wiener-Levinson; 10) Corrección DMO; 11) Migración en dominio F-K (Stolt); 12) Análisis de velocidad cada 1.5 Km; 13) Deconvolución; 14) Escala; 15) Muting y stack.	1) Migración en dominio F-K (Stolt) inversa; 2) Migración tipo Kirschhoff; 3) Filtro variable en el tiempo.

Tabla II: Parámetros de procesado aplicados en los perfiles CS-01.

Sondeos y diagrfías

Las perforaciones se localizan en el sector meridional del área estudiada (figura 9); los sondeos MC-B2, MC-K1 y MC-E1, perforados en los años 1977 y 1978 por la empresa Shell España en la concesión Mar Cantábrico, se sitúan en la Plataforma Continental Asturiana de oeste a este, mientras que la perforación MC-H1X, que presenta la mayor longitud de registro, realizada en el año 1980 por un consorcio de compañías en la concesión "Mar Cantábrico H", se sitúa en la Cuenca Le Danois. Los informes de las perforaciones realizadas fueron adquiridos a través del Archivo Técnico de Hidrocarburos del Ministerio de Industria, Turismo y Comercio de España. Incluyen información general sobre el registro del sondeo, una testificación estratigráfico-estructural más o menos detallada,

diagráfias sónicas y gamma-ray, mapas de contornos con la distribución de los principales horizontes sísmicos, perfiles sísmicos locales desarrollados en determinadas estructuras y diversas de testificaciones geofísicas.

El estudio de los sondeos comenzó con el análisis de la testificación geológica recogida en los informes de las perforaciones con el fin de determinar las principales unidades cronoestratigráficas y sus características estratigráfico-estructurales (figura 10).

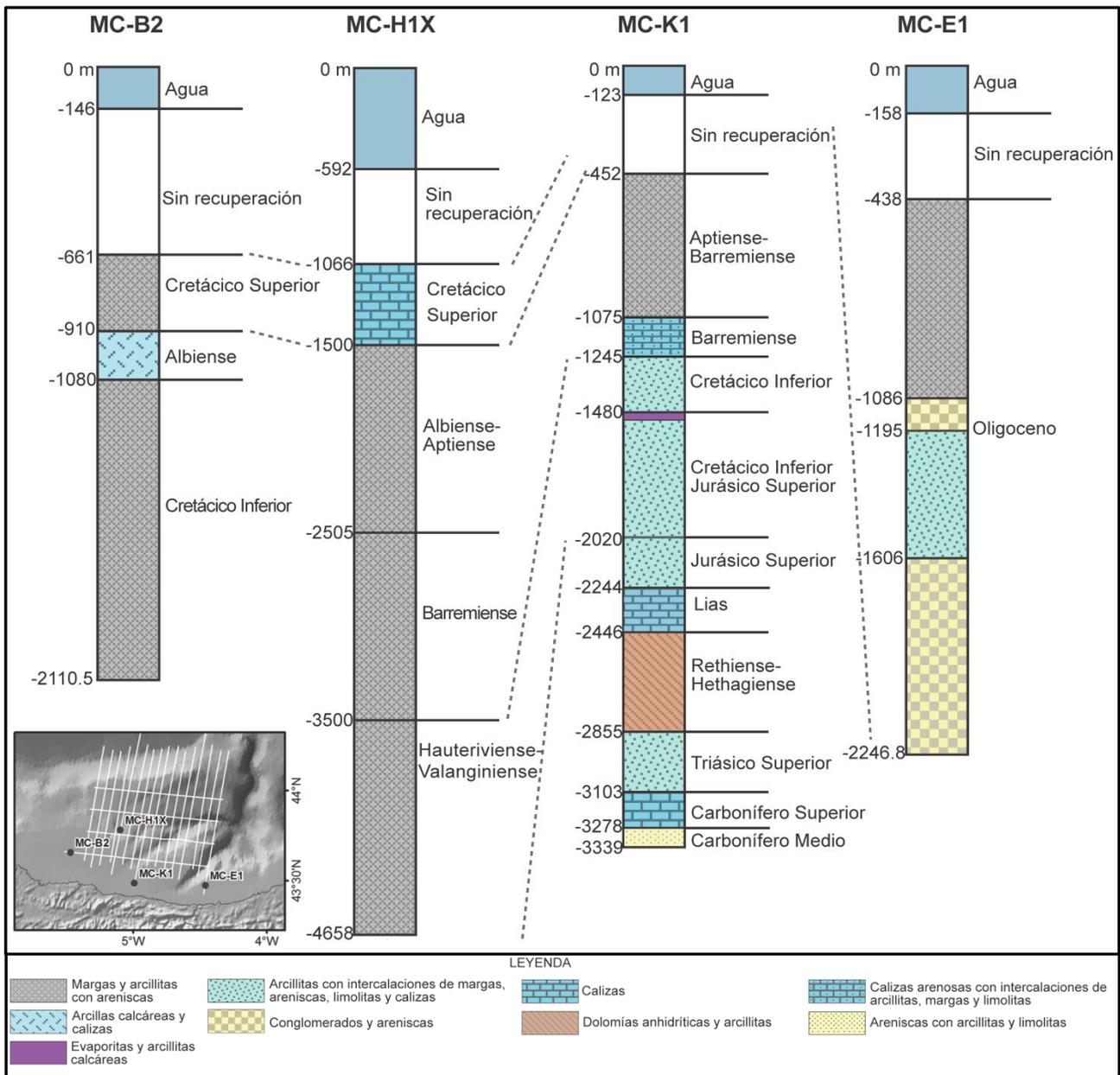


Figura 10: Descripción litológica y correlación de las diferentes unidades cronoestratigráficas testificadas en los sondeos estudiados, cuya localización y distribución se muestra en la parte inferior izquierda. Las profundidades están referidas a la mesa de rotación.

Posteriormente, se realizó un análisis de las diagráfias sónicas, adquiridas en papel, con el fin de determinar una velocidad media para cada una de estas unidades. Para ello, se determinaron valores de velocidad a diferentes profundidades, cuya representación gráfica en un diagrama de dispersión permite estimar la interrelación entre ambos parámetros (figura 11)

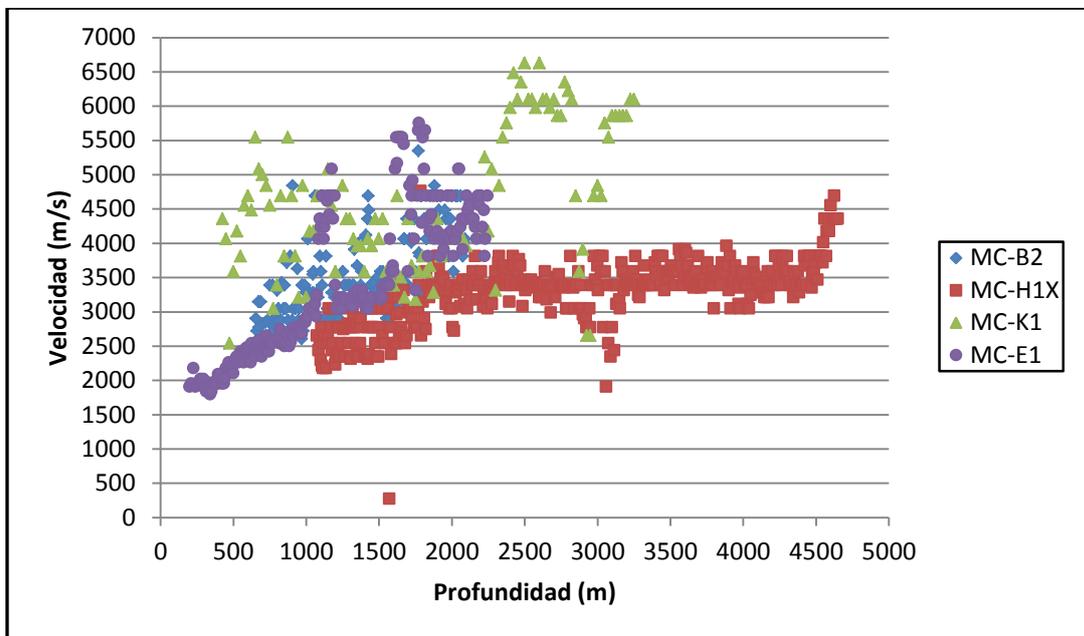


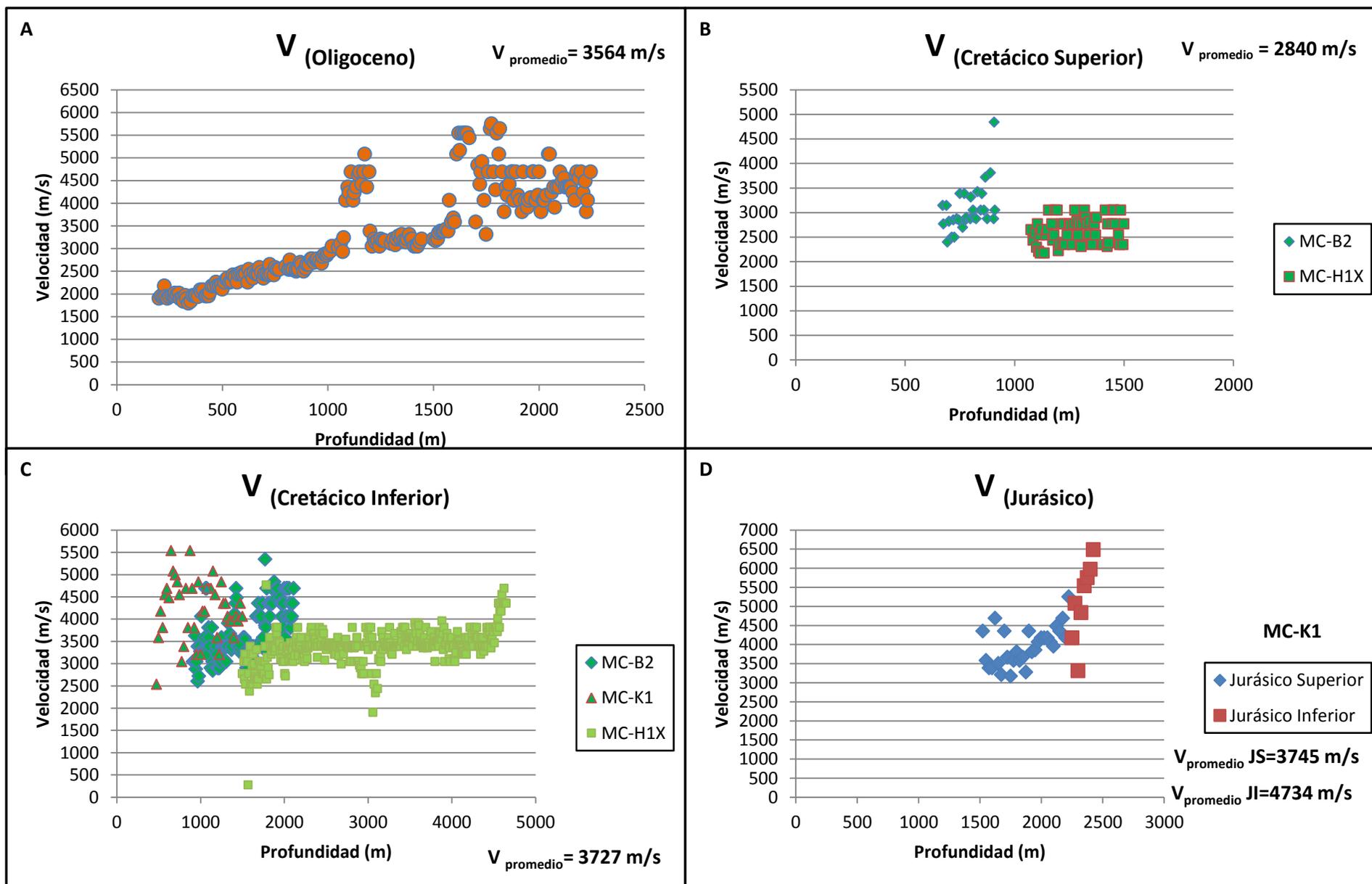
Figura 11: Representación gráfica en un diagrama de dispersión de los valores de velocidad obtenidos a diferentes profundidades a partir de las diagráfias sónicas realizadas en cada una de las perforaciones estudiadas.

Las velocidades estándar utilizadas en la interpretación de las diagráfias sónicas, determinadas por Sheriff y Geldart (1995), y la correlación con la testificación de los sondeos, han permitido realizar un estudio elemental de los resultados obtenidos. En primer lugar, cabe reseñar que la existencia de profundidades elevadas ejerce una marcada influencia en los valores de velocidad. Un análisis de los resultados obtenidos permite corroborar el aumento progresivo de los valores de velocidad con la profundidad, destacando el incremento lineal observado en los sondeos MC-H1X, MC-B2, donde la homogeneidad litológica existente hace que la profundidad sea uno de los principales factores condicionantes de la velocidad sísmica. Esta tendencia está claramente definida en el sondeo MC-E1, que comienza con valores de velocidad comprendidos entre 2000 y 2500 m/s hasta los 1000 metros, en relación a los niveles de arcillitas calcáreas y margas, que crecen progresivamente en los conglomerados. Dentro de esta tendencia lineal, sobresalen dos zonas con elevada dispersión: un área situada entre los 1100 y los 1200 metros, con valores comprendidos entre los 4000 y 4700 m/s, vinculada a un nivel de conglomerados con cemento calcáreo, seguida de una agrupación en torno a los 1700 metros, donde se alcanzan velocidades de 5500 m/s, posiblemente relacionada con la existencia de niveles de areniscas.

En el caso del sondeo MC-H1X, se produce un incremento exponencial para profundidades comprendidas entre 1000 y 2000 metros, posiblemente vinculado a la existencia de un nivel de calizas arenosas, que continúa con una clara tendencia lineal, con un valor medio de 3500 m/s en torno al cual se agrupan la mayor parte de los valores, que oscilan entre 3000 y 4000 m/s en los niveles de margas y arcillas. En el sondeo MC-K1, en cambio, no existe una relación de proporcionalidad tan definida entre

el incremento de la velocidad y la profundidad, debido a la heterogeneidad litológica que presenta. Los valores de velocidad se distribuyen en una nube de puntos con una elevada dispersión, con valores comprendidos entre 5000 y 3500 m/s para profundidades que oscilan entre 500 y 2000 metros, donde se han testificado areniscas con cemento calcáreo en los tramos iniciales de mayor velocidad seguidas de una secuencia compuesta por arcillitas con intercalaciones de limolitas, areniscas y calizas. Entre los 2000 y los 2400 m/s, se produce un crecimiento lineal desde valores próximos a los 4000 m/s hasta 6000 m/s, vinculado con los niveles calcáreos del Lias, que conduce a un área con velocidades comprendidas entre 6000 y 6600 m/s situada entre unos 2400 y 2850 m, relacionada con las dolomías anhidríticas del límite Jurásico-Triásico; estas velocidades elevadas se mantienen en el tramo final del sondeo, donde se alcanzan niveles del basamento paleozoico, compuesto por calizas del Carbonífero Superior, que presentan una velocidad comprendida entre los 5800 y los 6100 m/s, y areniscas del Carbonífero Medio.

La representación de las velocidades obtenidas para cada unidad cronoestratigráfica (figura 12A, B, C, D, E, F) y el cálculo de un valor promedio, ha permitido asignar una velocidad a cada de estas unidades, con el fin de establecer un modelo de velocidades (figura 12G), obtener los tiempos de tránsito e integrar los datos de los sondeos en los perfiles sísmicos. Un análisis de los datos obtenidos permite determinar la dificultad de definir una velocidad estándar para los niveles del Oligoceno, debido a la influencia que ejerce la presión de confinamiento en los valores de velocidad. Por ello, debido a que únicamente se dispone de un dato, por comparación con los datos obtenidos en otros sondeos y los valores establecidos por Fernández-Viejo *et al.* (2012) en la llanura abisal, se ha asignado un valor de 2700 m/s a los sedimentos oligocenos. En cuanto a los valores del Cretácico Superior, los datos obtenidos en el sondeo MC-H1X presentan una clara agrupación en torno a 2500 y 3000 m/s, mientras que en el sondeo MC-B2 se disponen entre 2500 m/s y 3500 m/s, con cierta tendencia a agruparse en torno a 3000 m/s; por comparación con el valor promedio obtenido con otros sondeos y las velocidades determinadas por Gallastegui (2000), se ha asignado una velocidad de 3200 m/s a los materiales del Cretácico Superior, ligeramente superior al valor medio obtenido a partir de las dos perforaciones estudiadas. Los valores de velocidad obtenidos para el Cretácico Inferior, con cierta tendencia a agruparse entre los 3000 y 4000 m/s, permiten asignar una velocidad promedio de 3700 m/s, que se sitúa dentro del rango establecido por Gallastegui (2000). En cuanto a los datos del Jurásico, los valores promedio obtenidos determinan una velocidad de 3745 m/s para el Jurásico Superior y 4734 m/s para el Jurásico Inferior, donde se observa una mayor dispersión. Finalmente, para la parte inferior de la cuenca se ha asignado un valor de 5458 m/s a los materiales triásicos y 5940 m/s al basamento paleozoico. Los valores de velocidad asignados a la parte baja del Jurásico y al Triásico se encuentran dentro del rango de velocidades establecidos por Fernández-Viejo *et al.* (2012) en la llanura abisal, pero son notablemente superiores a los establecidos por Gallastegui (2000); cabe reseñar que para estas unidades únicamente se dispone de los datos aportados por la perforación MC-K1 y los valores asignados constituyen únicamente una aproximación, siendo necesario un análisis más detallado acompañado de la elaboración de sismogramas sintéticos para una determinación precisa de un modelo de velocidades que permita asignar los tiempos de tránsito a cada profundidad.



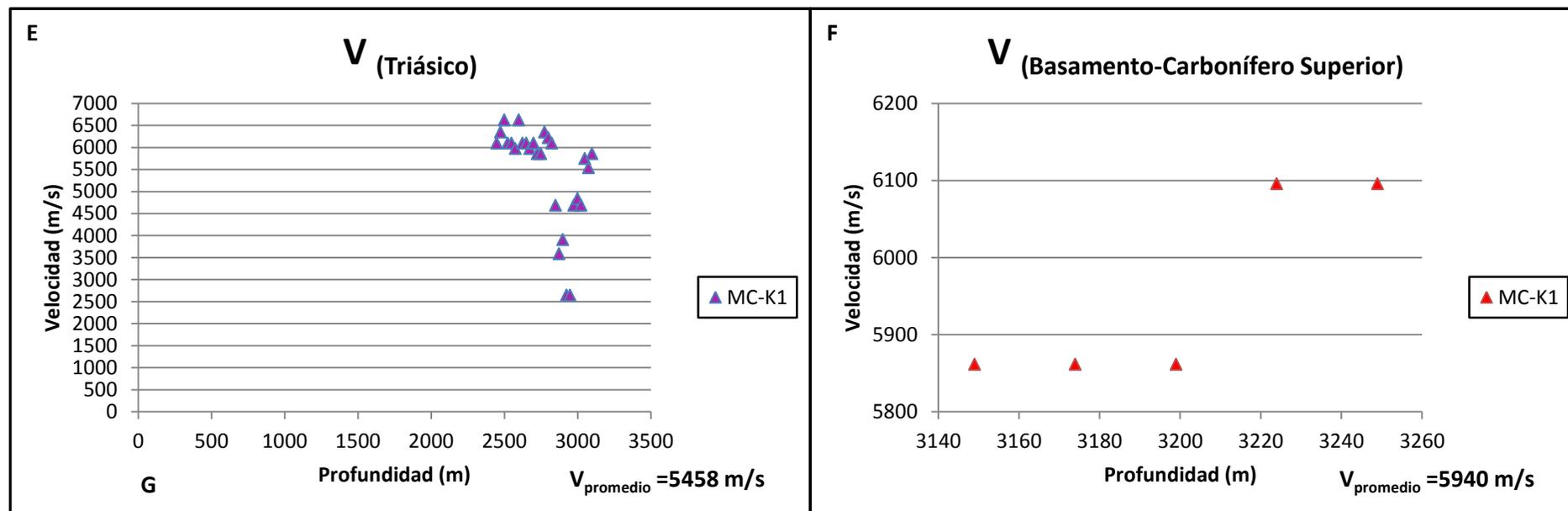


Figura 12: Velocidades de las principales unidades cronoestratigráficas obtenidas a partir del análisis de las diagráfias sónicas; **A)** Oligoceno; **B)** Cretácico Superior; **C)** Cretácico Inferior; **D)** Jurásico; **E)** Triásico; **F)** Basamento; **G)** Modelo de velocidades aplicado para la conversión tiempo-profundidad; las velocidades se han calculado a partir de los valores obtenidos en cada sondeo y la correlación con los datos obtenidos en otros sondeos y los modelos realizados por Gallastegui (2000) y Fernández-Viejo *et al.* (2012). Los sondeos estudiados presentan un tramo inicial sin recuperación, al que se le ha asignado una velocidad promedio de los valores obtenidos en las diagráfias sónicas para cada una de las perforaciones (tabla III)

Sin recuperación	V_m (m/s)
MC-H1X	2241
MC-E1	2000
MC-B2	2812
MC-K1	3586

Tabla III: Velocidades promedio obtenidas a partir del análisis de las diagráfias sónicas para los tramos iniciales de no recuperación

4) Interpretación geológica-geofísica

El análisis integrado de los datos de los sondeos y los perfiles sísmicos en el software de interpretación Kingdom Suite ha permitido determinar las secuencias sismoestratigráficas y estructuras desarrolladas durante los eventos geotectónicos principales acontecidos en el Golfo de Vizcaya. Finalmente, la representación bidimensional de los horizontes guía mediante *grids* y la definición de la geometría de las fallas principales mediante la construcción de polígonos de falla permitió realizar una representación tridimensional del techo de la sucesión prerift, que asemejaría la geometría de la cuenca de rift desarrollada durante la etapa extensional.

4.1) Secuencias sismoestratigráficas

La correlación entre los horizontes cronoestratigráficos que delimitan las unidades testificadas en los sondeos y los perfiles sísmicos ha permitido establecer los principales horizontes guía y definir las principales secuencias sismoestratigráficas (figura 13).

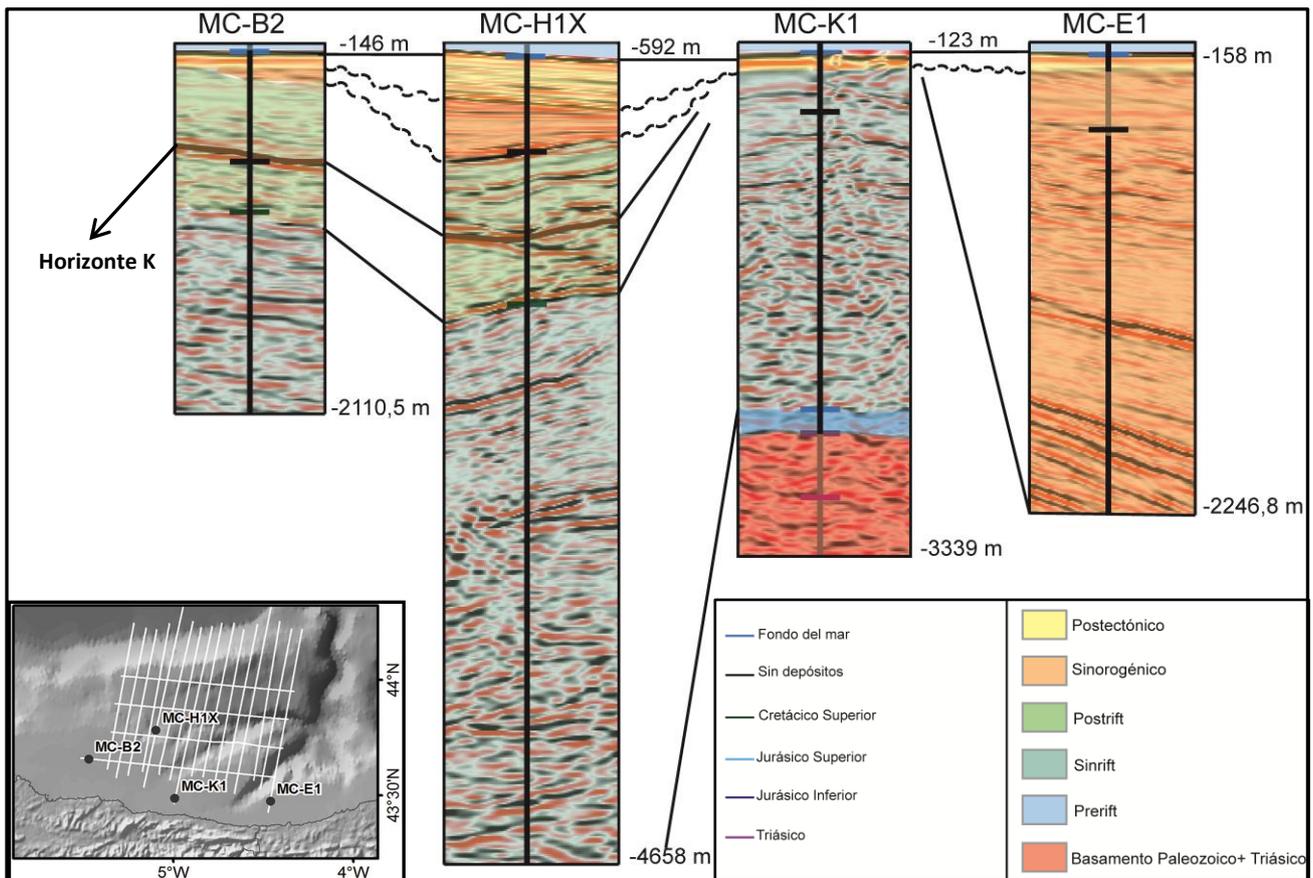


Figura 13: Correlación entre los principales horizontes cronoestratigráficos testificados en los sondeos, que delimitan el muro de cada unidad cronoestratigráfica, e identificación de las principales secuencias sismoestratigráficas.

Los patrones de reflectividad y las relaciones geométricas entre los reflectores han permitido caracterizar las facies sísmicas de cada una de las secuencias sismoestratigráficas (figura 14), datadas tentativamente a partir de la interrelación con las estructuras presentes, derivada de la cartografía de las secuencias a lo largo de los perfiles estudiados (figuras 15, 16 y 17) y la correlación con los datos de sondeos y los estudios realizados por otros autores.

1) La secuencia superior (amarillo en las figuras 13, 14, 15, 16 y 17) está formada por un conjunto de reflectores paralelos y continuos limitados superiormente por una gruesa reflexión de elevada amplitud correspondiente al fondo marino e inferiormente por una discordancia muy neta (T2, Gallastegui, 2000). Esta unidad tabular con un espesor más o menos constante de 0,1 s TWT, estimado en unos 100 metros aproximadamente a partir de los datos de los sondeos y las diagráfias, ha sido interpretada como una secuencia postectónica. Los estudios realizados por Gallastegui (2000) determinan una secuencia que incluye los depósitos desarrollados desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario, mientras que los estudios realizados por Álvarez-Marrón *et al.* (1997) datan el inicio de la secuencia en el Mioceno Inferior.

2) La segunda secuencia (naranja en las figuras 13, 14, 15, 16 y 17) presenta variaciones notables en las facies sísmicas y el espesor. Con un valor máximo de 0,9 s TWT en la zona oriental que decrece progresivamente hasta 0,3 s TWT hacia el límite occidental del área estudiada, se constituye por dos unidades separadas por una superficie de discordancia (discordancia T1, Gallastegui, 2000) que varía de angular a progresiva: 1) una unidad superior de elevada reflectividad, (secuencia Tc2, Gallastegui, 2000) compuesta por dos sets de reflectores con espaciado bajo y relaciones geométricas de onlap delimitados por una superficie de discordancia (T12, Gallastegui, 2000); 2) una unidad inferior menos reflectiva que incluye reflectores paralelos con zonas localmente transparentes (secuencia Tc1, Gallastegui, 2000) delimitada de la secuencia infradyacente por una superficie de discordancia (C1, Gallastegui, 2000) que pasa a una conformidad correlativa. Esta secuencia con geometría y espesor variable se ha interpretado como una unidad sinorogénica, cuyo depósito es simultáneo al proceso de deformación compresivo, con una edad tentativa que abarca desde el Eoceno Medio al Mioceno Inferior según los datos obtenidos por Álvarez-Marrón *et al.* (1997), y desde Eoceno Superior hasta el Mioceno Inferior, según los estudios de Gallastegui (2000), que define una edad Eoceno Superior para la unidad inferior y una edad comprendida entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior para la unidad superior.

3) La tercera secuencia (verde en las figuras 13, 14, 15, 16 y 17) agrupa un conjunto de reflectores paralelos y continuos de elevada frecuencia y baja amplitud, y se caracteriza por presentar un espesor constante de 0,3 s TWT, estimado en unos 300 metros a partir de los datos de sondeos y las velocidades deducidas de las diagráfias sónicas. Dentro de este nivel destaca la presencia de tres reflectores de elevada amplitud, dos de los cuales están vinculados a las superficies de discordancia que marcan los límites de la unidad, mientras que el horizonte intermedio ha sido reconocido y denominado en las campañas de prospección de hidrocarburos como horizonte K y constituye un reflector sísmico regional que se extiende a lo largo de toda la zona estudiada, relacionado con un nivel de arcillas del Santoniense. Esta secuencia de espesor constante conforma la unidad postrift depositada durante la etapa de margen pasivo que sucedió a la etapa extensional mesozoica y precedió a la deformación alpina, y abarcaría edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Paleoceno.

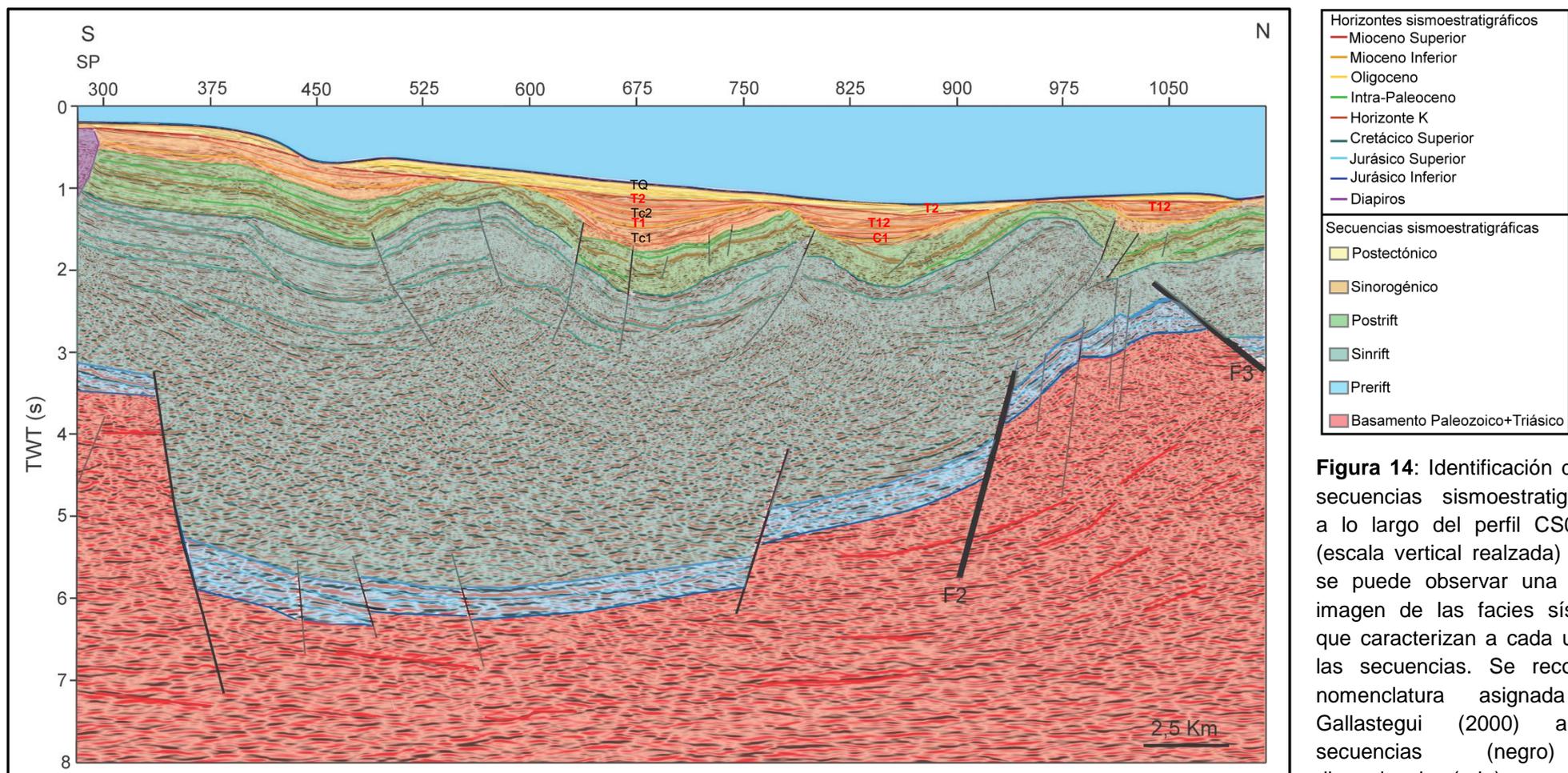


Figura 14: Identificación de las secuencias sismoestratigráficas a lo largo del perfil CS01-131 (escala vertical realzada) donde se puede observar una buena imagen de las facies sísmicas que caracterizan a cada una de las secuencias. Se recoge la nomenclatura asignada por Gallastegui (2000) a las secuencias (negro) y discordancias (rojo) cenozoicas.

4) La cuarta secuencia (verde claro en las figuras 13, 14, 15, 16 y 17) presenta un espesor muy variable, con valores máximos de 4,8 s TWT, próximos a los 5000 metros, en la parte central de la Cuenca Asturiana que decrecen progresivamente hasta valores mínimos de 0,4 s TWT, estimados en unos 400 metros, hacia la plataforma continental y el Alto Le Danois. Dentro de esta gruesa secuencia, se han podido diferenciar dos unidades caracterizadas por presentar facies sísmicas muy dispares: 1) una unidad superior de elevada reflectividad que se extiende entre 1 s y 2 s TWT, con un espesor aproximado de 1050 metros, integrada por una serie de reflectores paralelos y continuos que muestran localmente relaciones geométricas de onlap, y presentan baja amplitud y alta frecuencia; 2) una unidad inferior, caracterizada por una disminución paulatina de la reflectividad en profundidad desde niveles superiores compuestos por reflectores con continuidad moderada hasta zonas profundas, donde únicamente es posible diferenciar reflectores discontinuos. Las variaciones notables de espesor y la existencia de relaciones geométricas de onlap y discordancias angulares han permitido determinar que se trata de la secuencia sinrift con edades comprendidas entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior.

5) La quinta secuencia (azul en las figuras 13, 14, 15, 16 y 17) se compone por set de reflectores paralelos de elevada amplitud y frecuencia con un espesor más o menos constante próximo a 0,3 s TWT, interpretada, por tanto, como la secuencia prerift depositada durante el Jurásico Inferior y Medio.

6) La secuencia infradyacente (rojo en las figuras 13, 14, 15, 16 y 17) agruparía los materiales triásicos y el basamento acústico. Se caracteriza por presentar facies sísmicas compuestas por reflexiones cortas y discontinuas de baja coherencia, con niveles donde se pueden diferenciar reflectores con continuidad moderada.

Los niveles triásicos agrupan arcillas rojas y niveles anhidríticos, que permiten postular la posible existencia de diapiros salinos, reconocidos y ampliamente descritos en el margen oriental del Golfo de Vizcaya (Ferrer *et al.*, 2008), formados por la fluencia de estos depósitos durante los procesos de deformación, cuya identificación y definición en sísmica de reflexión es compleja, debido a que presentan facies sísmicas caóticas y transparentes. Durante la interpretación de los perfiles sísmicos estudiados se han identificado varias estructuras diapíricas, como las que se pueden observar en el perfil CS01-128 de la figura 16B, entre los puntos de tiro 1500 y 1310, y en el perfil CS01-104 de la figura 17B, entre los puntos de tiro 2325 y 2550 y 3300 y 3375, donde se localiza la estructura de mayores dimensiones. Las características y la cinemática de estas estructuras serán abordadas en el siguiente apartado (figuras 28 y 29).

La perforación MC-K1, que presenta la máxima longitud de registro, alcanzó el basamento a 3103 metros de profundidad, donde se compone por calizas del Carbonífero Superior, análogas a las identificadas a lo largo del Macizo Asturiano, caracterizadas por presentar una facies singular denominada Caliza de Montaña, seguidos de niveles de areniscas del Carbonífero Medio.

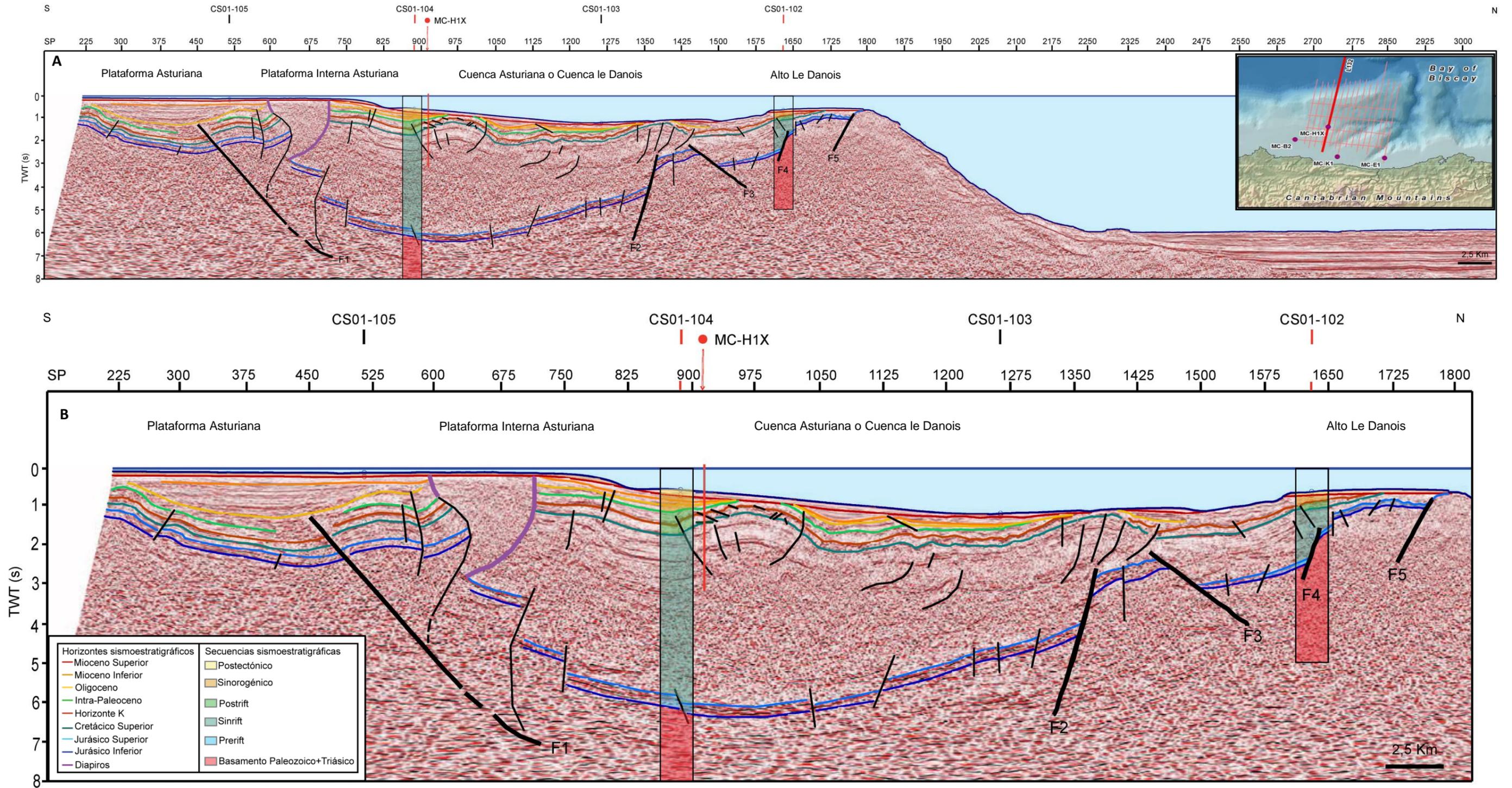


Figura 15: A) Interpretación de las secuencias sismoestratigráficas y estructuras principales a lo largo del perfil CS01-132, situado en la parte central de la zona estudiada; comprende el único sondeo emplazado en la cuenca Asturiana y constituye uno de los perfiles transversales donde se puede observar una imagen completa de la estructura geológica de la cuenca. Las secuencias sismoestratigráficas se muestran a lo largo de secciones realizadas en la intersección de la línea con los perfiles longitudinales representados en la figura 17; **B)** Detalle de la interpretación entre la plataforma continental Asturiana y el Banco Le Danois

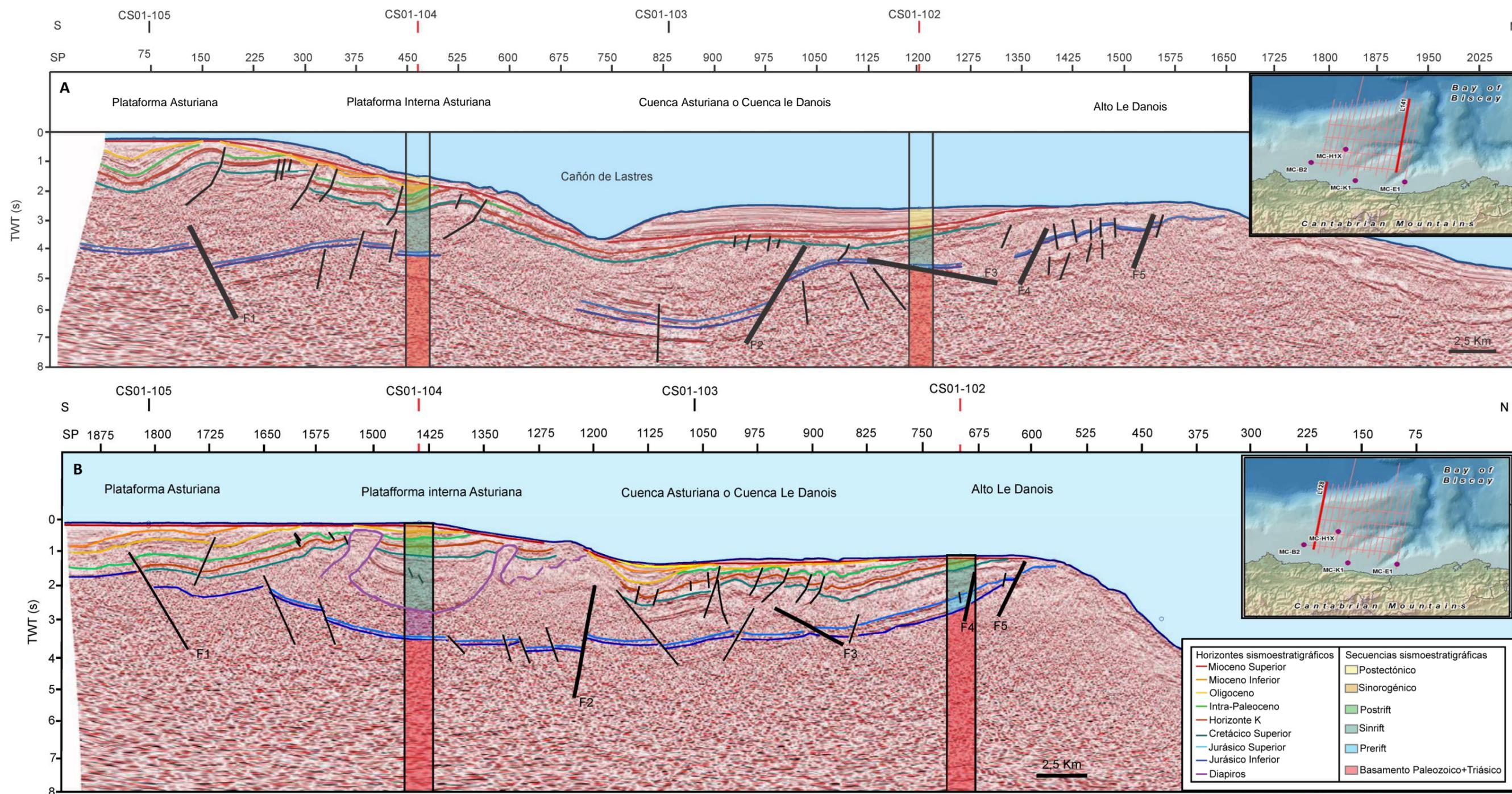


Figura 16: Interpretación de las secuencias sismoestratigráficas y estructuras principales en los perfiles sísmicos transversales S-N que delimitan la zona estudiada. Las secuencias sismoestratigráficas se muestran a lo largo de secciones realizadas en la intersección de estas líneas sísmicas con los perfiles longitudinales representados en la figura 17; **A)** Línea CS01-141, localizada en el área occidental, que discurre desde la Plataforma continental Asturiana hasta el Alto Le Danois surcando el cañón de Lastres; **B)** Perfil CS01-128, emplazado en la zona occidental, en el límite de la Cuenca Asturiana con el cañón de Gijón.

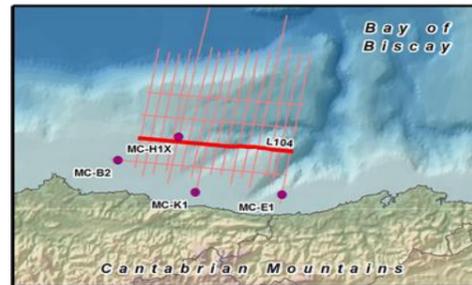
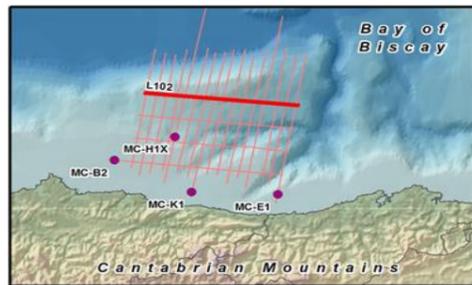
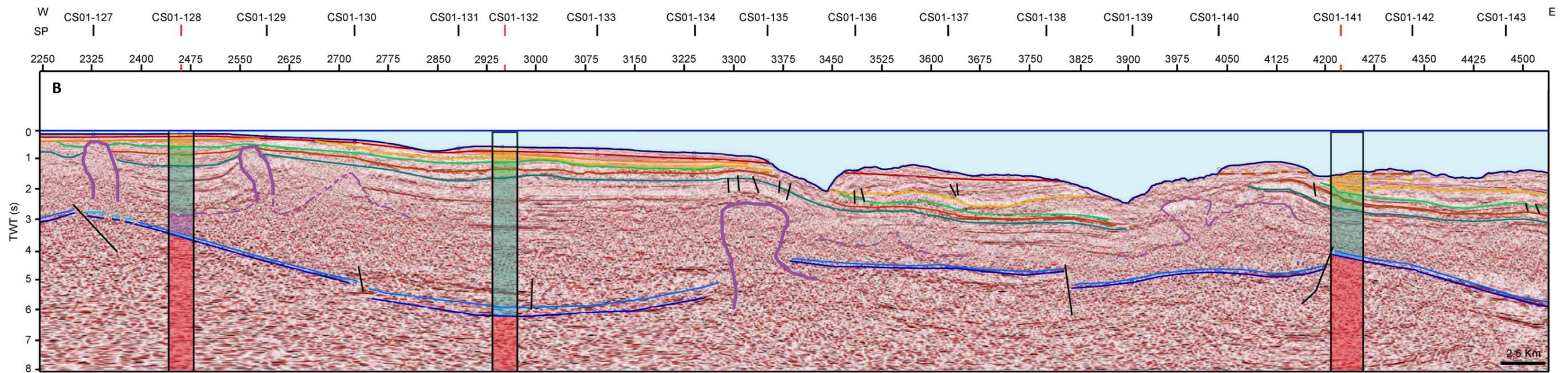
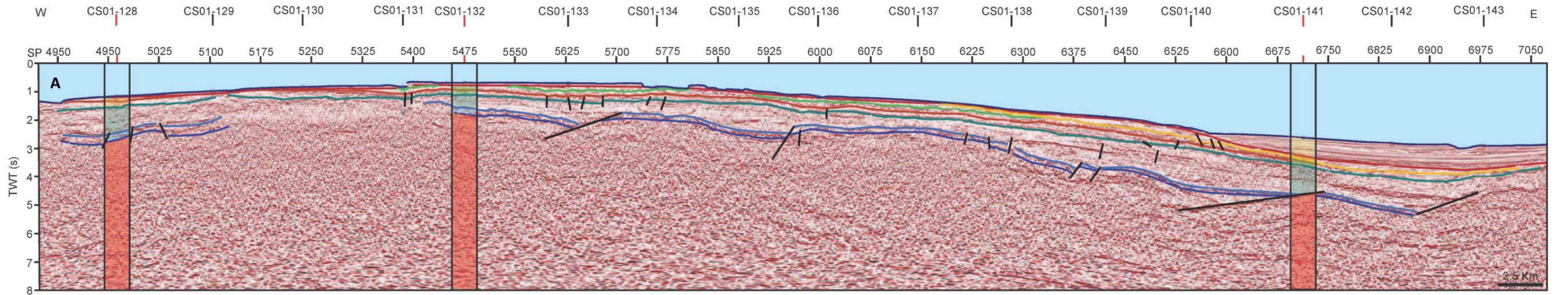


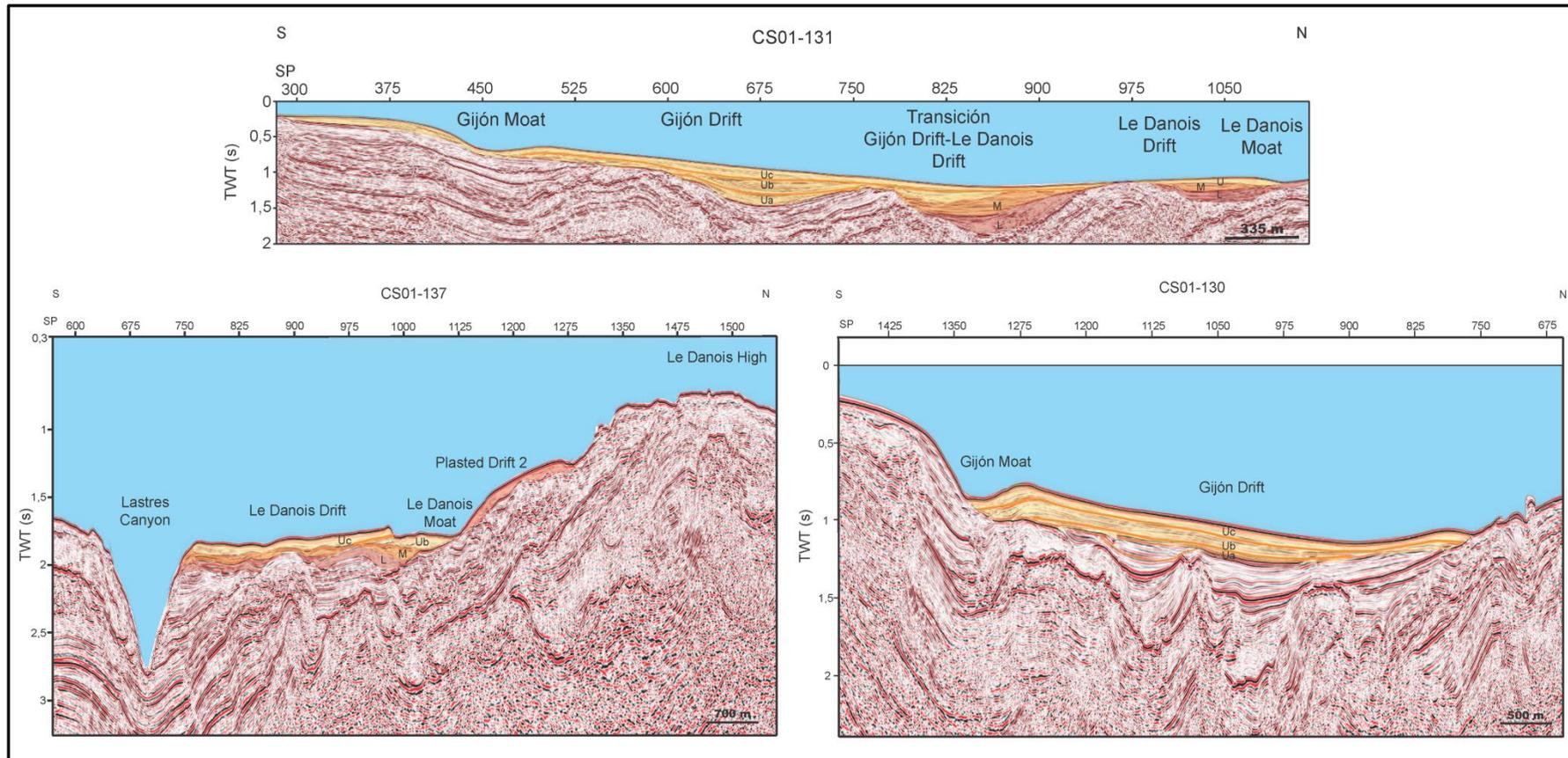
Figura 17: Definición de las secuencias sismoestratigráficas y las estructuras principales en dos perfiles longitudinales W-E; al igual que en la figura anterior, la interpretación de las secuencias se muestra en tres secciones correspondientes a la intersección de estos perfiles con las líneas transversales mostradas en las figuras 15 y 16; **A)** Línea CS01-102, situada en el margen septentrional de la cuenca Asturiana; **B)** Perfil CS01-104, localizado en la zona septentrional, surcando la Plataforma Interna Asturiana y el cañón de Lastres.

Horizontes sismoestratigráficos	Secuencias sismoestratigráficas
Mioceno Superior	Postectónico
Mioceno Inferior	Sinorogénico
Oligoceno	Postrift
Intra-Paleoceno	Sinrift
Horizonte K	Prerift
Cretácico Superior	Basamento Paleozoico+Triásico
Jurásico Superior	
Jurásico Inferior	
Diapiros	

Todos los sondeos analizados presentan un tramo inicial donde no se obtuvieron ripios; la parte superior de estos niveles, que muestran facies sísmicas tabulares en los perfiles sísmicos estudiados, se ha atribuido a los depósitos de la unidad posttectónica. En la Cuenca Asturiana y el Alto Le Danois esta secuencia incluye una unidad deposicional terminal que ha sido interpretada por Ercilla *et al.* (2008), Iglesias (2009) y Van Rooij *et al.* (2011) como depósitos contouríticos, desarrollados desde el Plioceno Inferior al Pleistoceno, mientras que en la plataforma continental los procesos de erosión, transporte y sedimentación asociados a los cañones submarinos han dado lugar a la formación de diversas unidades geomorfológicas que dificultan la interpretación de la zona superior.

Los depósitos contouríticos, formados por la acción de las corrientes marinas sobre materiales no consolidados, condicionada por la fisiografía del Banco, engloban un conjunto de formas deposicionales y erosivas que resultan en una elevada complejidad morfoestructural del fondo marino. Iglesias (2009) y Van Rooij *et al.* (2011) definen dos unidades deposicionales principales dentro de sistema contourítico de Le Danois, los drifts elongados de Gijón y Le Danois, y los “plastered drifts”, separadas por las formas erosivas (“moats”), correspondientes a la fosa de Gijón y la fosa de Le Danois. El drift de Gijón se extiende a lo largo de la zona meridional de la Cuenca Asturiana y se encuentra limitado por la fosa de Gijón al sur y el drift de Le Danois al norte, que ocupa toda la zona septentrional de la cuenca hasta el margen sur del Alto Le Danois, donde se encuentra limitado por la fosa de Le Danois, que dan paso hacia el norte a los depósitos de los “plastered drifts”. La cartografía y caracterización sismoestratigráfica realizada por Van Rooij *et al.*, (2011) ha permitido identificar las principales unidades contouríticas en los diversos perfiles estudiados (figura 18).

Los drifts elongados de Le Danois y de transición entre éste y el drift de Gijón engloban tres unidades sismoestratigráficas caracterizadas por presentar dispositivos geométricos onlapantes, delimitadas por superficies de discordancia, que estos autores han denominado unidad inferior (L), unidad intermedia (M) y unidad superior (U); en el drift de Gijón, en cambio, únicamente se ha diferenciado la unidad superior (U), conformada por tres subunidades delimitadas por superficies de onlap



Leyenda	
	Plastered Drift
	Secuencia sísmica superior (U)
	Secuencia sísmica intermedia (M)
	Secuencia sísmica inferior (L)
	Discordancia

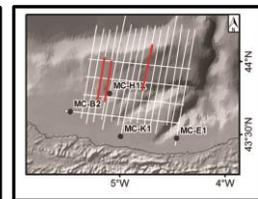
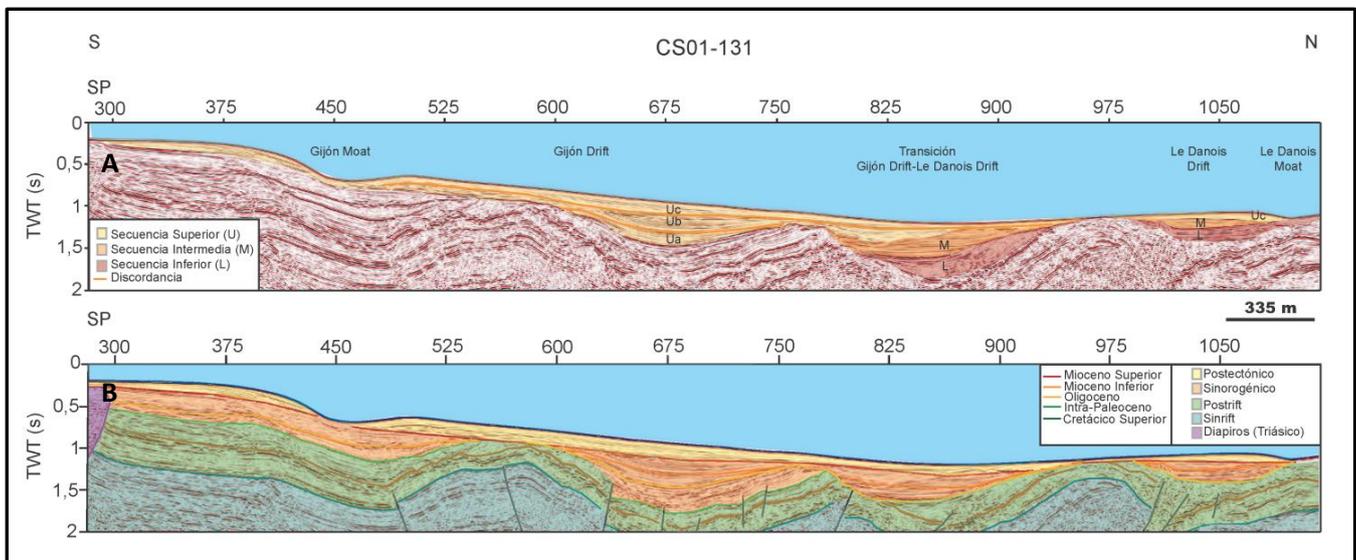


Figura 18: Identificación y definición de las unidades deposicionales y erosivas del sistema contourítico de Le Danois; **A)** Sección transversal completa del sistema contourítico realizada en el perfil CS01-131; **B)** Características detalladas del drift de Le Danois en el perfil CS01-137; **C)** Características del drift de Gijón en la zona central de la línea CS01-130. Escala vertical realzada.

Una comparación entre la identificación de los depósitos contouríticos y la interpretación de las diferentes unidades sismoestratigráficas permite determinar que en algunas zonas existe una gran disparidad entre la extensión de las unidades contouríticas definidas por estos autores y el espesor de la secuencia postectónica que englobaría a estos depósitos definida en este trabajo. Si bien no existen suficientes datos de carácter objetivo para datar con precisión cada una de las secuencias, debido a la escasez de sondeos en la Cuenca Asturiana, los datos aportados por el sondeo Asturias D1, emplazado 37 Km al suroeste del sondeo MC-H1X en el límite de la Cuenca Asturiana y la Plataforma Interna Asturiana, permite determinar que la secuencia inferior de los depósitos contouríticos no presenta un origen oceanográfico sino que se constituye por materiales del Eoceno, englobados en la unidad inferior de la secuencia sinorogénica. En cuanto a las unidades contouríticas media y superior, en algunas zonas existe una sobreestimación del espesor, como se puede observar en el perfil CS01-131 (figura 19), donde la unidad intermedia y la parte inferior de la unidad superior se corresponde con los depósitos sinorogénicos del Oligoceno al Mioceno Inferior.



Las principales formas asociadas a la dinámica geomorfológica de los cañones submarinos se corresponden con diversas tipologías y generaciones de movimientos en masa, entre los que cabe destacar la presencia de slides (figura 20), formados por el deslizamiento rotacional sobre un plano basal. Se caracterizan por presentar facies sísmicas caóticas compuestas por reflexiones cortas, con morfología parabólica, delimitadas superiormente por el fondo marino, marcado por un reflector de elevada amplitud y morfología sinuosa e inferiormente por el plano de deslizamiento, que presenta una imagen sísmica muy neta, constituida por un reflector de elevada amplitud con morfología cóncava.

Todos estos procesos generan una disminución de la señal sísmica que dificulta la interpretación de los niveles situados por encima de los 2 s.

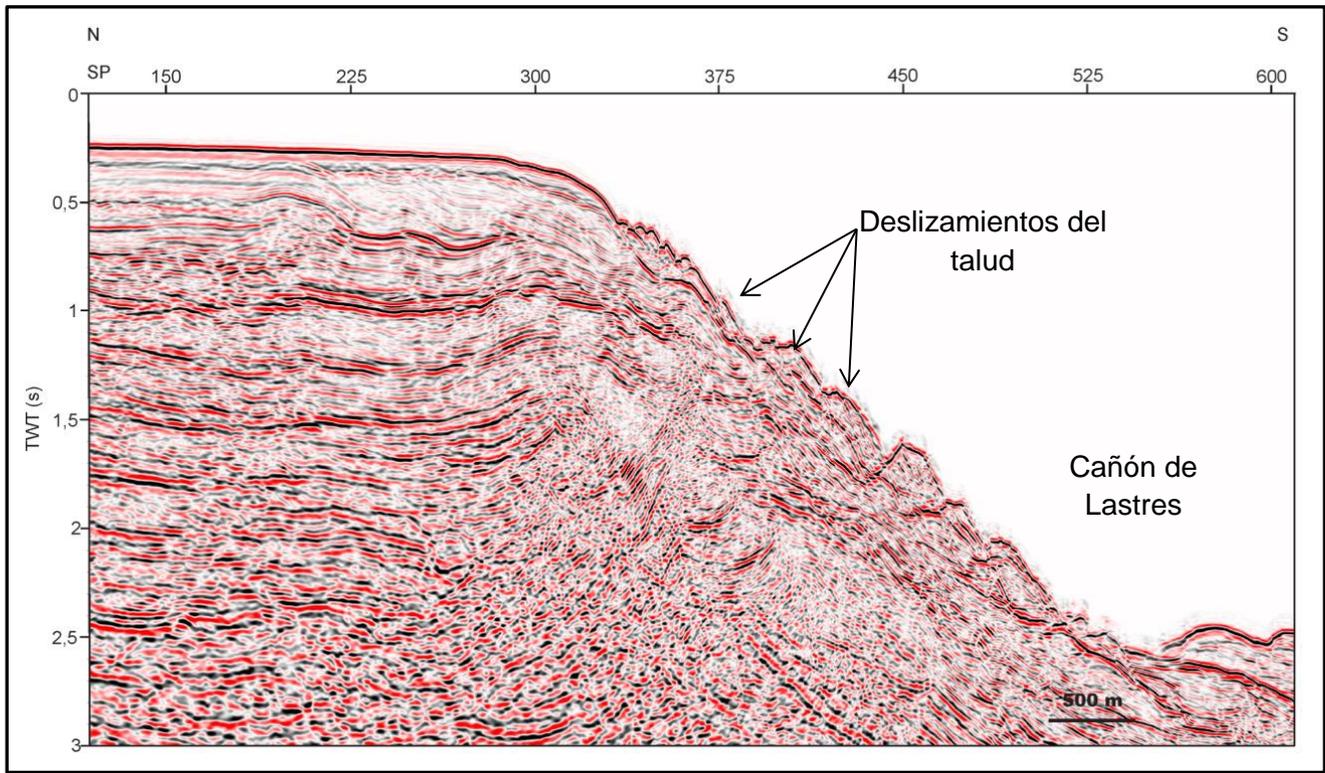


Figura 20: Deslizamientos gravitacionales y movimientos en masa en el margen meridional del cañón de Lastres identificados en el perfil CS01-139 (escala vertical realzada).

4.2) Características estructurales

La interpretación de los perfiles sísmicos ha permitido identificar diversas estructuras, cuyas características geométricas y cinemáticas permiten delimitar tres familias principales en relación a las etapas de deformación del Margen Noribérico: un conjunto de fallas normales originadas durante el episodio extensional postvarisco, reactivadas e invertidas en algún caso durante la compresión terciaria, un sistema de fallas inversas y pliegues relacionados desarrollado durante la Orogenia Alpina, y una serie de diapiros y estructuras halocinéticas, generados por migración y ascenso de los depósitos triásicos en relación a la existencia de esfuerzos tectónicos.

4.2.1) Fallas normales

Las fallas normales, desarrolladas durante el período de rift de la etapa extensional postvarica, agrupan un conjunto de fracturas E-W con longitud y buzamiento variable, distribuidas en dos grupos con orientación SW-NE y NW-SE respectivamente que delimitan cuencas asimétricas, ligeramente invertidas durante el período compresivo. Dentro de esta unidad, cabe destacar la presencia de cinco fallas principales, caracterizadas por presentar una disposición E-W y un trazado sinuoso, denominadas en los perfiles sísmicos de sur a norte F1, F2, F3, F4 y F5 (figura 21).

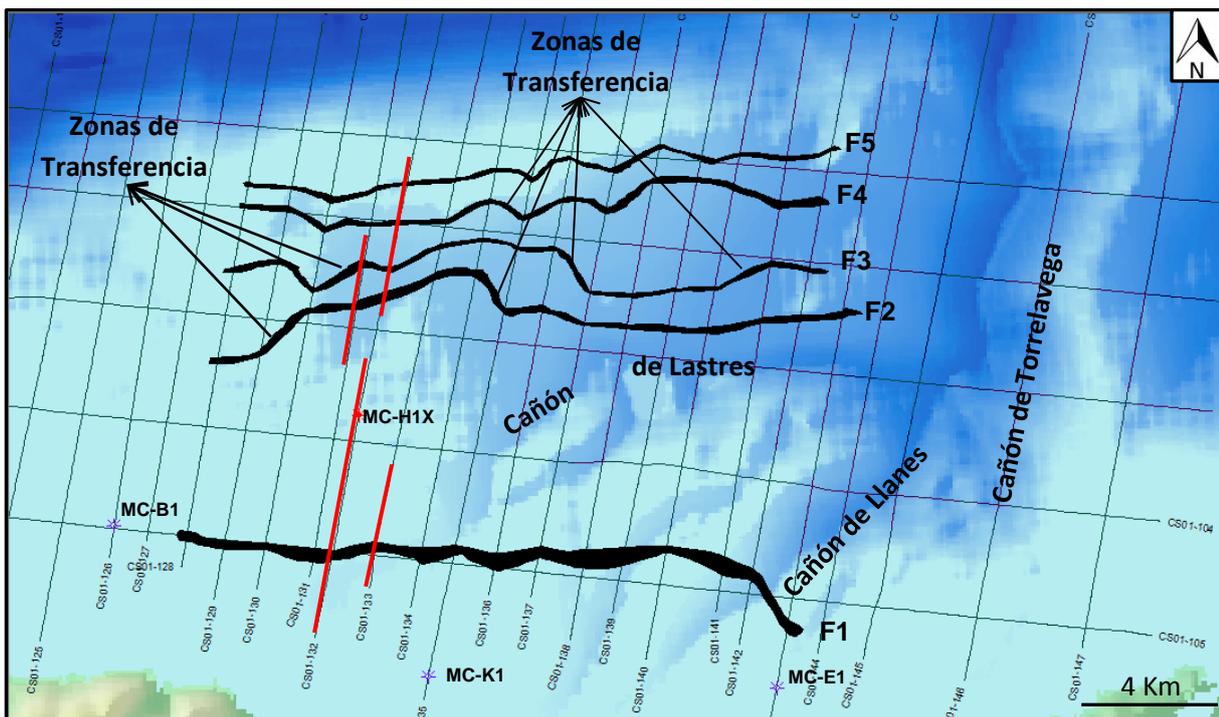


Figura 21: Trazado de las fallas principales delimitado mediante polígonos de falla; en rojo se señalan los perfiles donde se muestran las características geométricas y cinemáticas de cada una de las fallas principales.

- La falla F1 (figura 22) constituye el límite meridional de la cuenca Asturiana con la Plataforma Interna Asturiana, cuya identificación se puede realizar de forma precisa en la parte central de la cuenca, donde muestra una imagen sísmica clara entre 1 y 6,5 s TWT, que se vuelve difusa en profundidad y hacia los extremos, especialmente hacia la zona oriental, donde la existencia de cañones submarinos enmascara la señal sísmica. Se caracteriza por presentar buzamientos aparentes comprendidos entre 18° y 20° hacia el norte en la zona superior, que decrecen progresivamente con la profundidad, y un trazado rectilíneo con irregularidades locales de bajo ángulo vinculadas a la existencia de cañones submarinos en dirección N30E (figura 21). La cartografía de los diferentes horizontes cronoestratigráficos en los bloques de muro y techo, especialmente del techo de la secuencia prerift, delimitado por un reflector de elevada amplitud, permite determinar la existencia de cambios notables en el desplazamiento a lo largo de la superficie de falla, vinculados a la inversión y reactivación de la estructura como falla inversa durante la Orogenia Alpina. Así, en el perfil CS01-133 (figura 22) la falla

presenta un salto vertical aparente de 2,6 s TWT, que por comparación con el desplazamiento generado en los horizontes del Cretácico Superior, se corresponde principalmente con el movimiento desarrollado durante la etapa extensional, mientras que en el perfil CS01-132 (figura 27) se ha podido cartografiar un punto nulo generado por compensación de los movimientos normal e inverso. La cartografía de la superficie de falla a lo largo de todos los perfiles estudiados permite delimitar tentativamente las etapas cinemáticas de evolución de la estructura, con una fase primaria extensional iniciada con anterioridad al Jurásico Inferior que se extendió hasta el Cretácico Inferior, y un período final de falla inversa desde el Eoceno Superior hasta el Oligoceno.

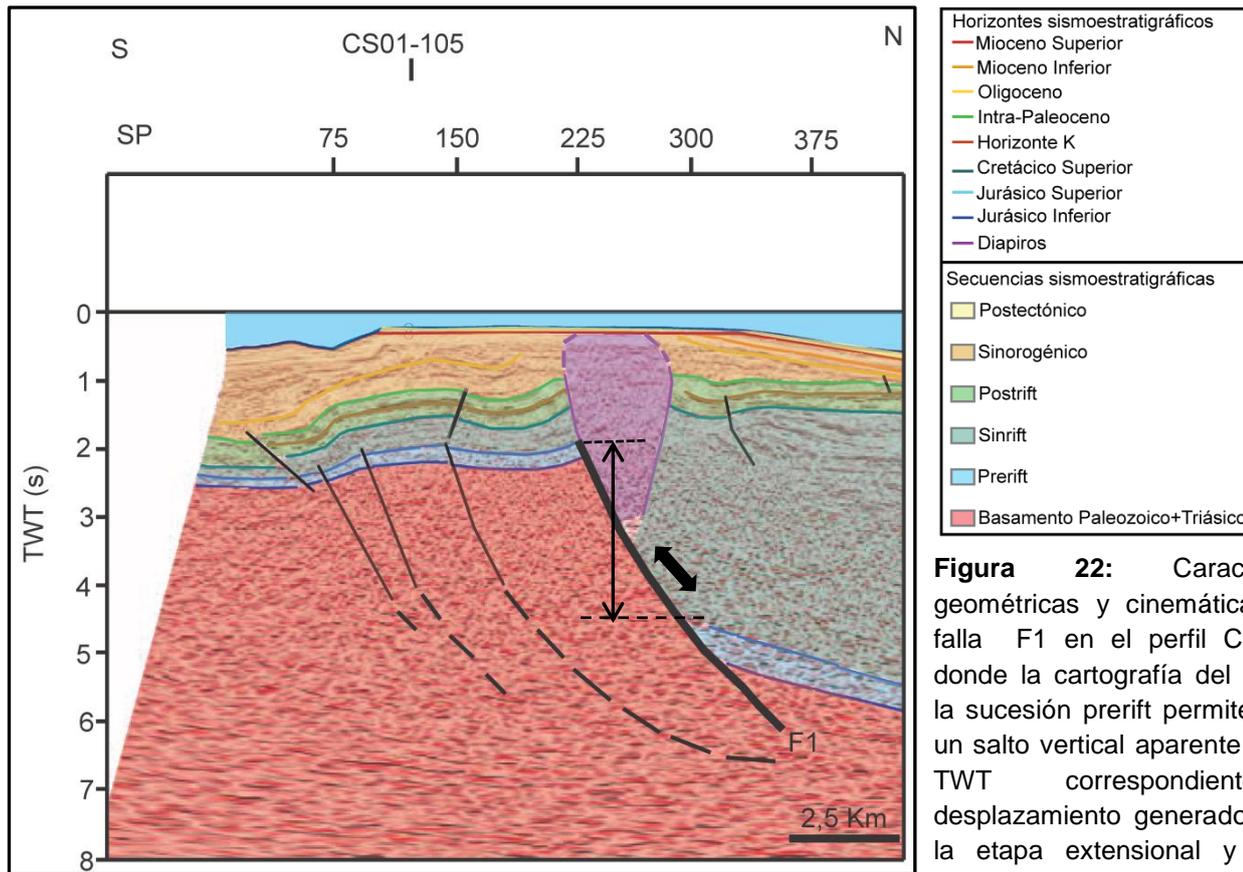


Figura 22: Características geométricas y cinemáticas de la falla F1 en el perfil CS01-133, donde la cartografía del techo de la sucesión prerift permite estimar un salto vertical aparente de 2,6 s TWT correspondiente al desplazamiento generado durante la etapa extensional y la fase compresiva.

- La falla F2 constituye una discontinuidad neta dirigida hacia el sur (figura 23), caracterizada por presentar una buena imagen sísmica, que se extiende entre los 2 y los 6 segundos con buzamientos aparentes próximos a los 40°, y una morfología variable, mostrando una traza rectilínea en la zona oriental que difiere del trazado escalonado y sinuoso observado en la zona occidental, donde se han podido identificar dos zonas NE-SW y NW-SE de cambio neto en el rumbo de la falla, situadas entre los perfiles CS01-129 y CS01-130 y CS01-134 y CS01-135 respectivamente (figura 21). Estas zonas constituyen áreas de mínimo desplazamiento que separan dos zonas donde la falla muestra desplazamientos máximos. La cartografía realizada a lo largo de la zona estudiada permite estimar un movimiento normal de la falla F2 iniciado con anterioridad al Jurásico Inferior que se extendió hasta el Cretácico Inferior.

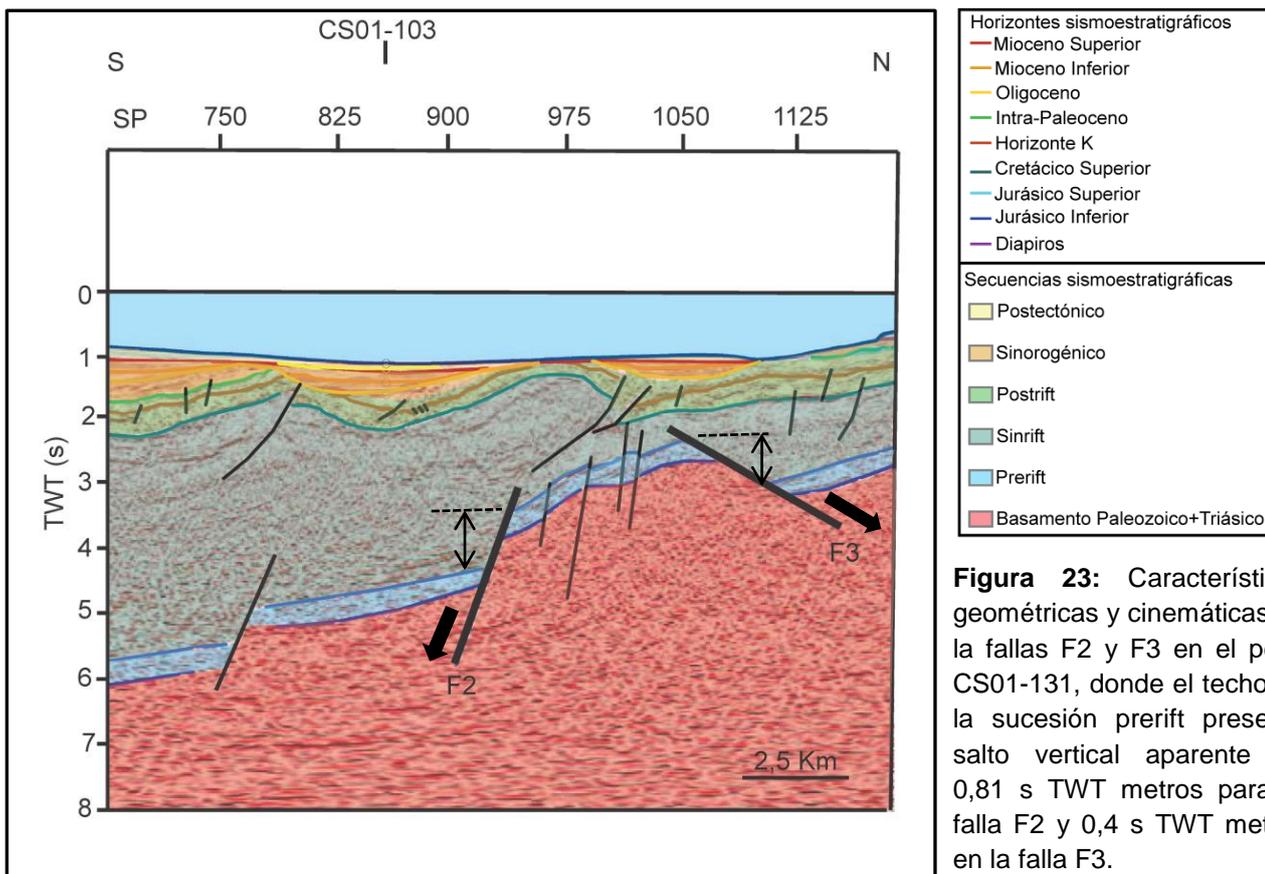


Figura 23: Características geométricas y cinemáticas de la fallas F2 y F3 en el perfil CS01-131, donde el techo de la sucesión prerift presenta salto vertical aparente de 0,81 s TWT metros para la falla F2 y 0,4 s TWT metros en la falla F3.

- La falla F3 constituye el límite septentrional de la cuenca Asturiana o cuenca Le Danois a lo largo de todos los perfiles analizados, donde aparece como una discontinuidad muy neta entre los 2,5 y los 4 segundos, dirigida hacia el norte (figura 23), con buzamientos aparentes bajos de unos 13° y una traza muy irregular, pudiendo delimitar cuatro zonas de cambio neto en el rumbo de la falla: dos áreas con dirección NW-SE, situadas entre los perfiles CS01-129/130 y CS01-136/137, y dos zonas con orientación NE-SW localizadas entre las líneas CS01-131/132 y CS01-140 y 141 respectivamente (figura 21). La falla no muestra evidencias de haber sido reactivada e invertida durante la deformación Alpina, pudiendo delimitarse una única etapa como falla normal iniciada con anterioridad al Jurásico Inferior, que se extendió hasta el Cretácico Inferior.

- Las fallas F4 y F5 se sitúan en el límite septentrional de la zona estudiada, dispuestas a lo largo de la pendiente sur del alto Le Danois (figura 24). Ambas estructuras aparecen dirigidas hacia el sur con buzamientos elevados, presentan una traza similar a la falla F3 (figura 21), y no muestran evidencias de haber sido invertidas, pudiendo determinar una única etapa de falla normal iniciada con anterioridad al Jurásico Inferior que se extendió hasta el Cretácico Inferior.

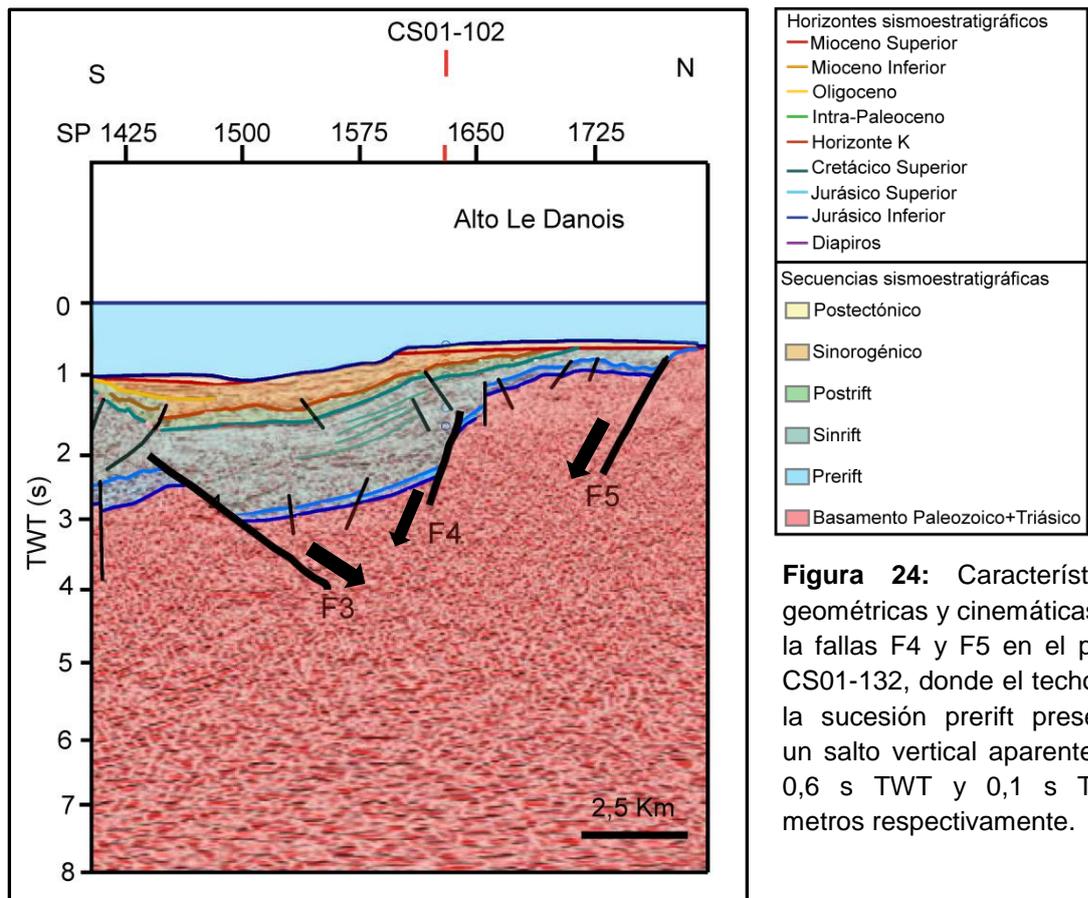


Figura 24: Características geométricas y cinemáticas de la fallas F4 y F5 en el perfil CS01-132, donde el techo de la sucesión prerift presenta un salto vertical aparente de 0,6 s TWT y 0,1 s TWT metros respectivamente.

Estas zonas donde existe un cambio en el rumbo de las fallas se han atribuido a la existencia de zonas de transferencia N-S similares a las estructuras vinculadas a los cañones submarinos de Torrelavega y Santander (Ferrer *et al.*, 2008; Fernández-Viejo *et al.*, 2012), que también han sido reconocidas en áreas emergidas de la cuenca Vasco-Cantábrica (Rat *et al.*, 1983; Quintana *et al.*, 2006). En el Margen Noribérico, estas estructuras comienzan al oeste de la plataforma de Las Landas, extendiéndose desde la plataforma continental hasta la llanura abisal. El reconocimiento de estas zonas de transferencia en el Banco Le Danois, marcadas por la existencia de cambios en el trazado de las fallas F2, F3, F4 y F5, donde, a diferencia del área oriental, se diluyen en la secuencia sedimentaria de la cuenca sin alcanzar la plataforma continental, como muestra la ausencia de estas estructuras en la falla F1, permite postular la existencia de un sistema de transferencia de 130 Km de longitud y 30 Km de anchura que acomoda la deformación entre el Frente de deformación Noribérico fosilizado en la llanura abisal (Fernández-Viejo *et al.*, 2012) y el Frente de deformación Norpirenaico hacia el noroeste, que representan la terminación septentrional de la deformación alpina en la Placa Ibérica.

4.2.2) Sistema de fallas inversas y pliegues relacionados

La inversión y reactivación de las fallas extensionales mesozoicas junto con la formación de nuevas fallas inversas durante la Orogenia Alpina estuvo acompañada de la nucleación y el levantamiento progresivo de diversas estructuras anticlinales con ejes orientados en dirección E-W. El resultado fue la deformación de la sucesión preorogénica, especialmente marcada sobre la secuencia postrift formada durante la etapa de margen pasivo, cuya emersión dio lugar a la formación de discordancias angulares y truncaciones erosivas fosilizadas por el depósito discordante de las unidades sinorogénicas (figura 26); el proceso culminó con un levantamiento progresivo de la secuencia sedimentaria hacia el norte que, unido a la geometría de las fallas normales, dio lugar al emplazamiento de niveles del basamento en el alto Le Danois (Boillot *et al.*, 1979).

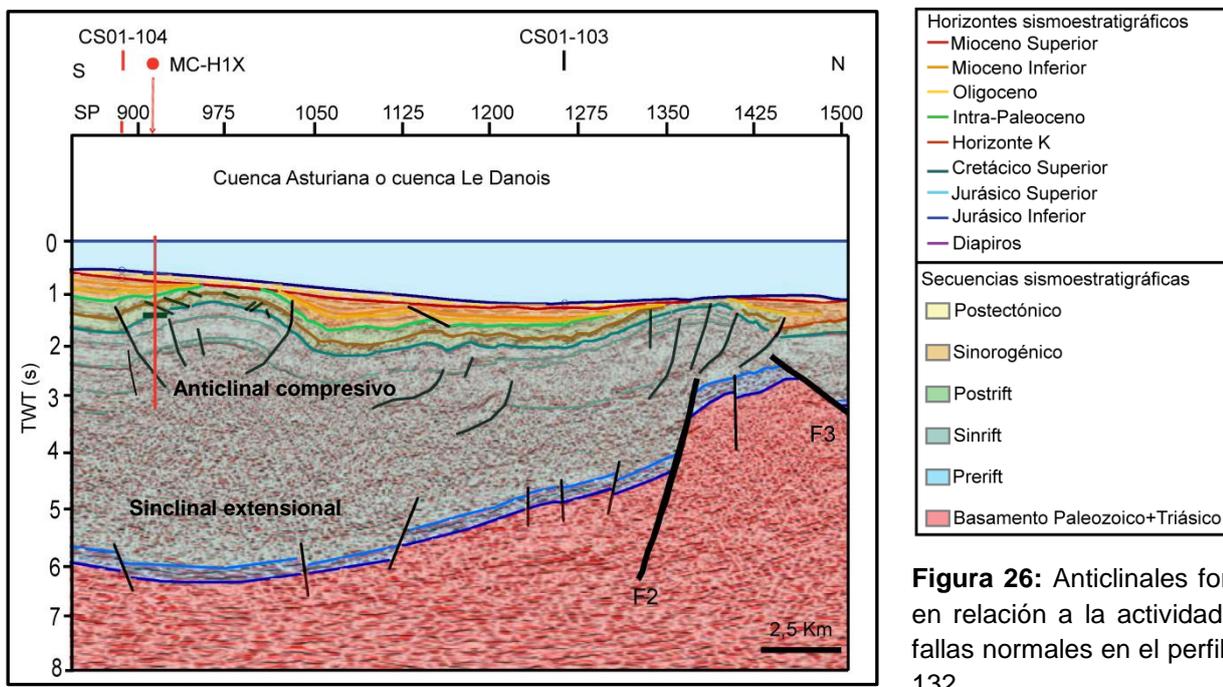


Figura 26: Anticlinales formados en relación a la actividad de las fallas normales en el perfil CS01-132

Cabe destacar la estructura anticlinal desarrollada en relación a la inversión de la falla F1 caracterizada por presentar una geometría compleja, formada por un conjunto de fallas normales con geometría variable, que en algunos casos se encuentran basculadas, que convergen hacia zonas profundas en un nivel de despegue probablemente vinculado a los niveles evaporíticos del Triásico (figura 27).

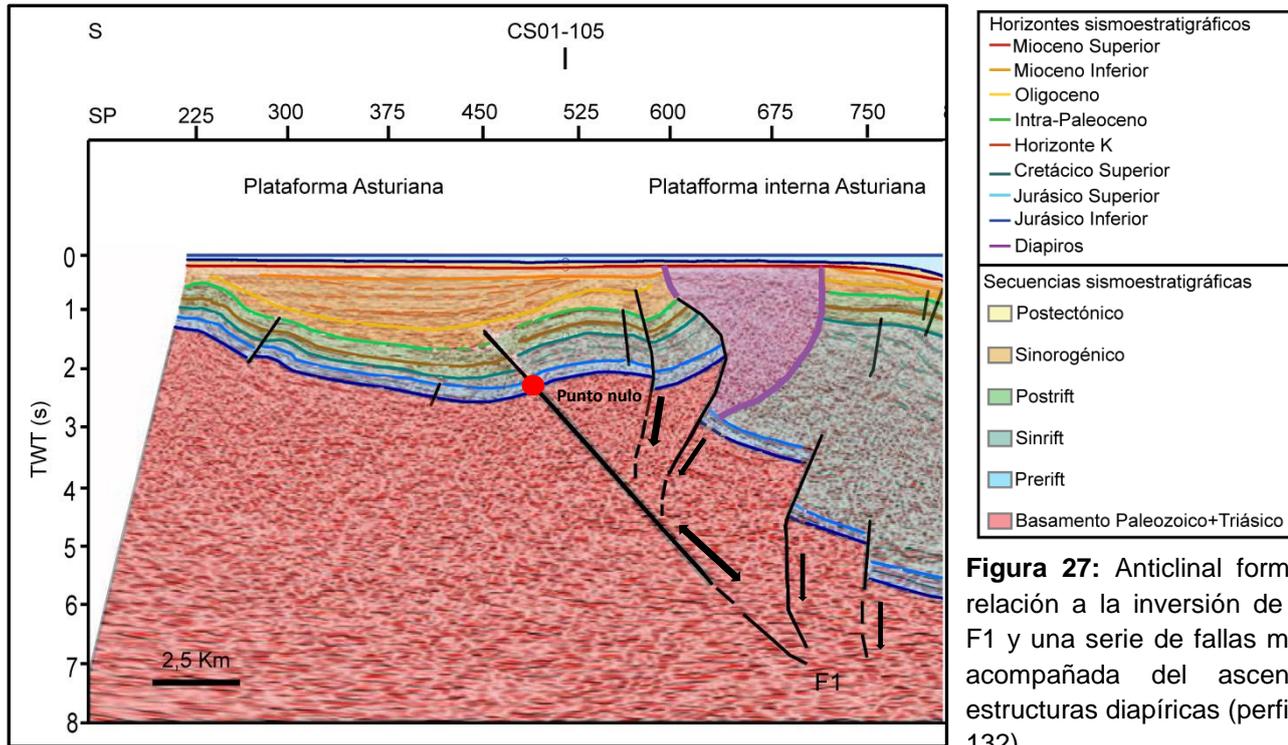


Figura 27: Anticlinal formado en relación a la inversión de la falla F1 y una serie de fallas menores, acompañada del ascenso de estructuras diapíricas (perfil CS01-132)

4.2.3) Diapiros y estructuras halocinéticas

La interpretación de los perfiles sísmicos ha permitido determinar la presencia de diversos diapiros, cuya formación se puede atribuir a la fluencia y ascenso de los materiales evaporíticos del Triásico, identificados en el sondeo MC-K1. Se caracterizan por presentar facies sísmicas caóticas que engloban áreas transparentes y geometrías muy irregulares, dificultando en gran medida la interpretación y definición precisa de la estructura diapírica. En general muestran morfologías redondeadas con geometría de cono invertido, con un espesor que decrece progresivamente hacia la zona de raíz, marcada por la existencia de reflectores sísmicos divergentes e hipérbolas de reflexión. Aunque en algunas zonas se puede observar la existencia de diversas estructuras dispuestas en una unidad continua como se puede ver en el perfil CS01-128, entre los puntos de tiro 1575 y 1200 (figura 16B), en la mayor parte de los casos el ascenso de los niveles evaporíticos culminó con la formación de estructuras individualizadas y desenraizadas (figura 15 y 29) con espesor y dimensiones variables. Cabe destacar la presencia de diversos diapiros asociados a la falla F1 (figura 15) alineados en la traza de la falla en dirección E-W a lo largo de más de 15 Km.

La fluencia y ascenso de los diapiros salinos generó la nucleación de anticlinales. La mayor parte de las estructuras se forman por materiales que presentan una baja señal sísmica en la zona de cresta, lo que, unido a las facies sísmicas caóticas existentes en las inmediaciones de los núcleos diapíricos, no permite datar de modo preciso el proceso halocinético. Sin embargo, en alguna estructura (figura 28) los reflectores del Cretácico Inferior muestran patrones divergentes hacia los sinclinales que convergen con dispositivos geométricos onlapantes hacia los núcleos anticlinales, donde son truncados por los diapiros. Este hecho permite sugerir que la formación de los sinclinales está asociada al crecimiento activo de las estructuras diapíricas en una fase de emplazamiento simultánea a la etapa de rift extensional, ampliamente descrita en el margen oriental del Golfo de Vizcaya, donde ha

sido datada desde el Albiense al Cretácico Superior (Ferrer *et al.*, 2008). La falta de datos no permite delimitar la fase de emplazamiento diapírico en la Cuenca Le Danois, sino simplemente sugerir la existencia de un posible ascenso durante el Cretácico Inferior.

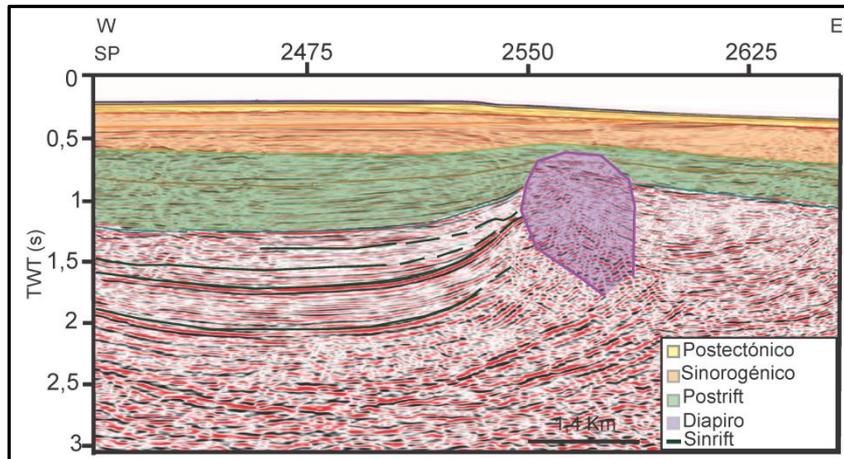


Figura 28: Diapiro deformado y amplificado durante la etapa compresiva que muestra ciertas evidencias de un origen extensional (perfil CS01-104, escala vertical realzada).

La mayor parte de las estructuras muestran forma de lágrima invertida (figura 29), típica de los diapiros formados por fluencia de materiales salinos bajo la existencia de esfuerzos compresivos, debido a un acortamiento mayor de la zona de raíz que supone una zona de debilidad mecánica en relación a las áreas adyacentes donde existe una mayor carga sedimentaria (Hudec y Jackson, 2007). Este hecho, unido a la ausencia de fracturas extensionales de colapso en las zonas de cresta, permite concluir que la nucleación y amplificación de la mayor parte de los diapiros salinos en la Cuenca Asturiana se produjo durante la compresión Alpina. El ascenso de la mayor parte de los diapiros hasta niveles superiores de la secuencia sedimentaria donde la señal sísmica no es muy buena, no permite datar el proceso con exactitud. En algunos casos, las estructuras se extienden hasta el fondo marino, pudiendo atribuirse la deformación de los niveles superficiales a la existencia de diapirismo pasivo que continúa en la actualidad.

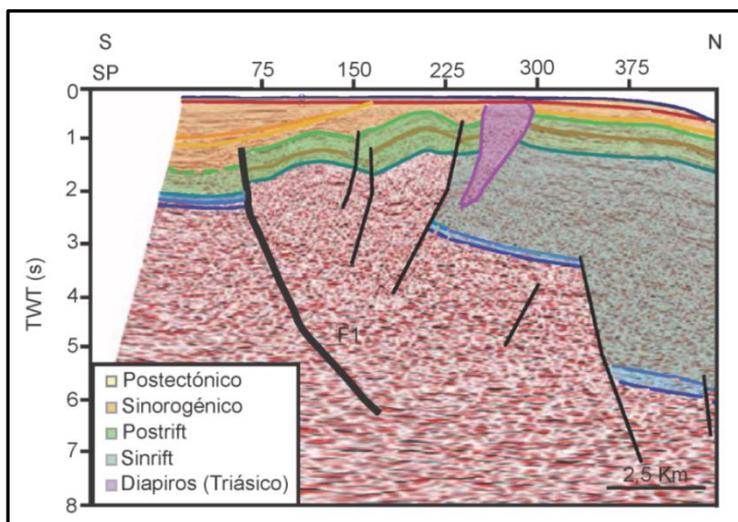


Figura 29: Diapiro con morfología de lágrima invertida que evidencia la formación simultánea a la compresión Alpina (perfil CS01-131).

5) Estructura geológica tridimensional

La cartografía de la traza de las fallas, realizada mediante la construcción de los polígonos de falla, y la representación bidimensional de los principales horizontes cronoestratigráficos ha permitido determinar la estructura geológica 3D de la Cuenca Asturiana, focalizada en definir la morfología de la cuenca extensional. La figura 30 muestra la geometría tridimensional del techo de la secuencia prerift (Jurásico Medio), que representaría una imagen del rift generado durante los procesos extensionales. Cabe señalar que las secciones y modelos obtenidos no han sido restaurados, por lo que las fallas muestran tanto el desplazamiento extensional como el movimiento inverso desarrollado durante la compresión alpina.

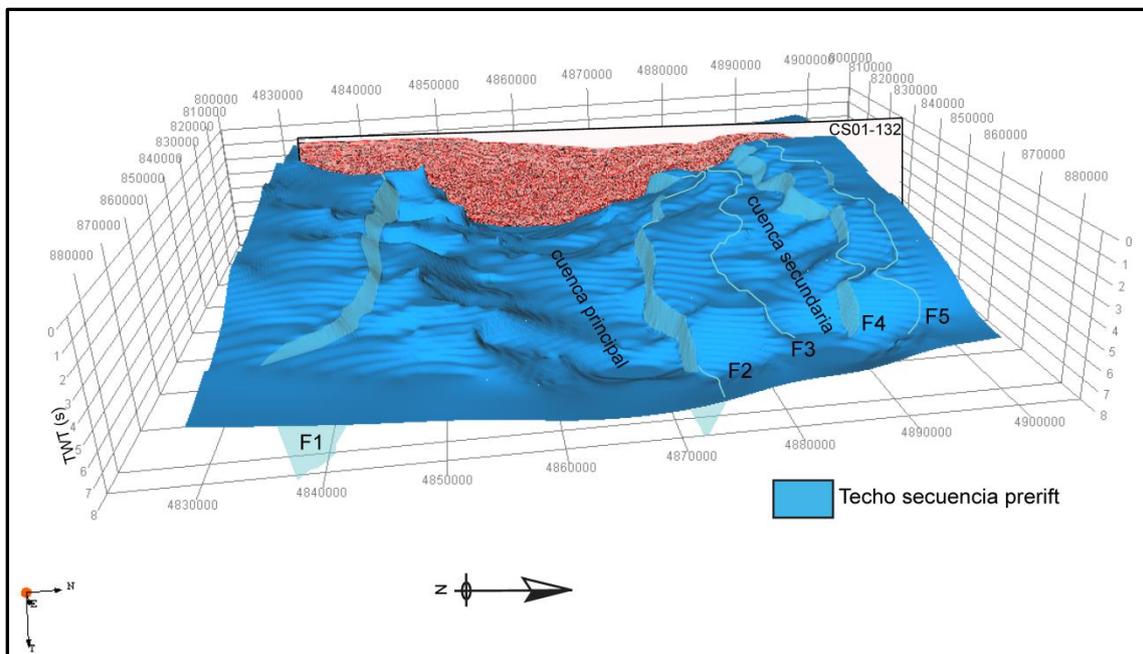


Figura 30: Representación tridimensional del techo del Jurásico Medio a partir de los polígonos de falla de las fracturas principales

Los resultados obtenidos muestran una cuenca con orientación E-W compartimentalizada en un conjunto de bloques en dirección N-S, constituida por un surco de menor entidad hacia el norte y un surco principal meridional, limitados por las fallas extensionales F1, F2, F3 y F4. Una sección transversal N-S, como la que se puede observar en el perfil representado en la reconstrucción tridimensional, correspondiente a la línea CS01-132 (figura 30), permiten determinar la existencia de una cuenca asimétrica rellena por una secuencia sedimentaria con un espesor máximo superior a los 6000 metros en el depocentro principal, que disminuye progresivamente y de modo desigual hacia los extremos hasta valores inferiores a 400 metros. Esta geometría es consecuencia directa de la actividad de las cinco fallas sinsedimentarias normales, de manera que los depocentros locales se sitúan en las áreas donde las fallas presentan los mayores desplazamientos (figura 31A), separadas por zonas de mínimo desplazamiento donde las fallas muestran un cambio en el rumbo vinculado a la existencia de zonas de transferencia (figura 31B).

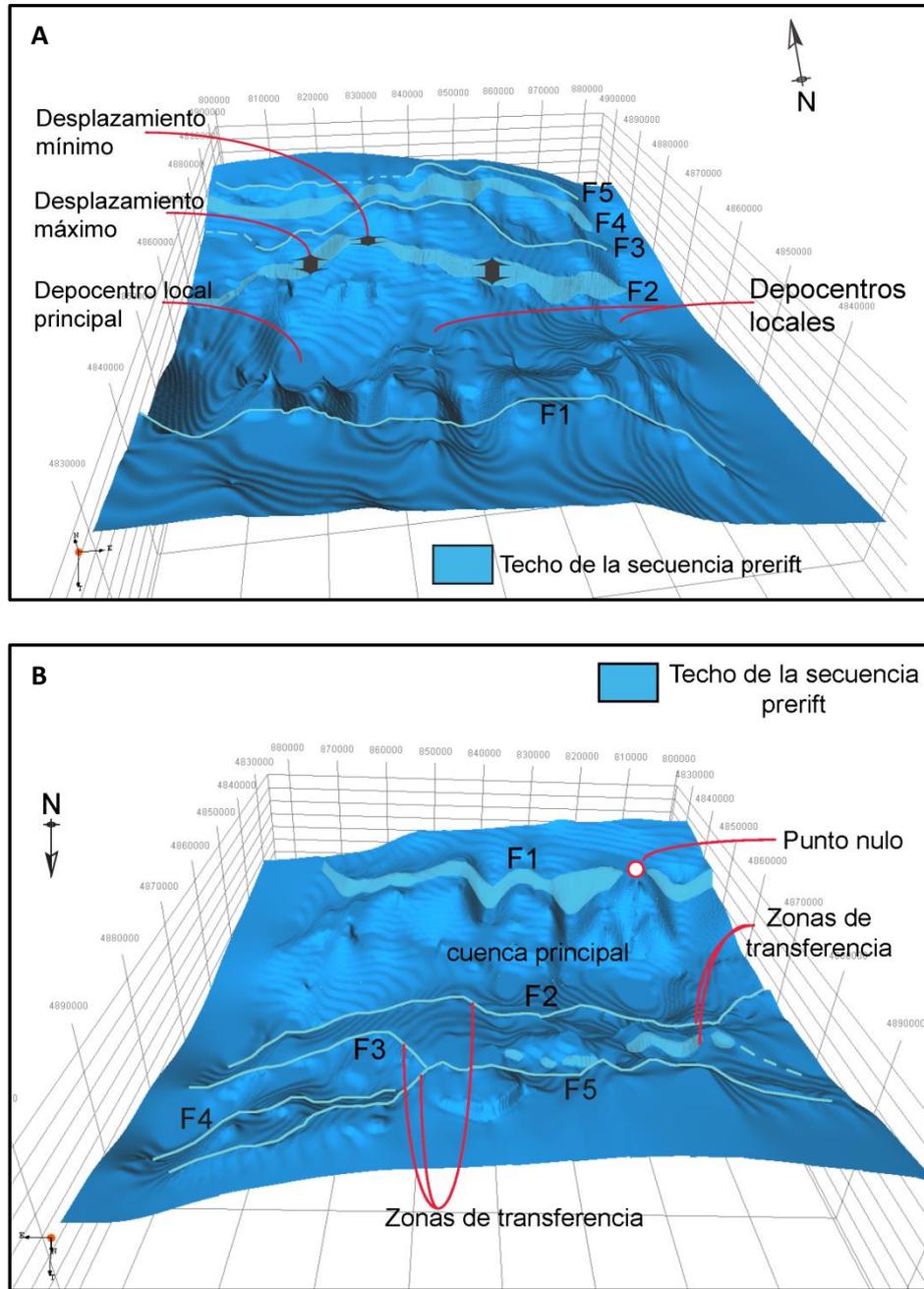


Figura 31: Geometría del rift de la Cuenca Asturiana representado por el techo de la sucesión prerift; **A)** Vista meridional, que permite apreciar la distribución de los depocentros locales y la variación del desplazamiento neto a lo largo de la traza de las fallas septentrionales; **B)** Vista septentrional, en la que se puede observar la morfología de la falla F1 y el trazado sinuoso de las fallas septentrionales.

6) Conclusiones

La interpretación integrada de los perfiles sísmicos y los datos aportados por los sondeos y las diagráfias sónicas han permitido realizar una caracterización geológico-geofísica de la Cuenca Asturiana y el Alto Le Danois:

- Un análisis estratigráfico permite determinar la existencia de una secuencia sedimentaria integrada por los materiales formados desde el Triásico, entre los que se han identificado niveles evaporíticos y anhidríticos, hasta el Cuaternario, depositada sobre niveles del basamento paleozoico.
- La correlación entre las unidades cronoestratigráficas muestra la existencia de una gran variabilidad composicional en un área relativamente reducida, resultado del proceso extensional y la oblicuidad de la deformación compresiva en relación a la dirección de rifting.
- Esta heterogeneidad composicional condiciona, junto con la profundidad, la velocidad sísmica; en los depósitos terciarios, la presión de confinamiento genera una marcada influencia en los valores de velocidad que dificulta el establecimiento de un valor estándar. La homogeneidad litológica existente, a grandes rasgos, en los depósitos del Cretácico Superior e Inferior permite determinar una velocidad estándar de 3200 y 3725 m/s respectivamente, que contrasta con la heterogeneidad de los materiales del Jurásico y el Triásico, donde los valores obtenidos muestran una gran dispersión, con un valor promedio de 3745 m/s para la secuencia del Jurásico Superior y 4734 m/s para las calizas del Jurásico Inferior, con algunos valores anómalos vinculados a los niveles evaporíticos y anhidríticos del límite Jurásico-Triásico, y velocidades comprendidas entre 5800 y 6100 m/s para los niveles de calizas paleozoicas que integran el basamento.
- La secuencia sedimentaria se agrupa en seis unidades sismoestratigráficas en relación a los eventos geotectónicos desarrollados en el Margen Noribérico:
 - La secuencia infradyacente incluye el basamento acústico y los materiales triásicos depositados durante las primeras etapas de rift.
 - Sobre esta unidad acústica, es posible diferenciar una unidad homogénea de espesor constante depositada durante la etapa de margen pasivo desarrollada en el Jurásico Inferior y Medio, que se ha interpretado como la secuencia prerift que precedió a la etapa de rifting principal desarrollada durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior
 - Durante este período, se produjo una gruesa sucesión sinrift caracterizada por presentar un espesor variable, depositada en grabens y semigrabens delimitados por un sistema de fallas extensionales.
 - La etapa postrift que siguió a la etapa de rifting principal dio lugar al depósito de una unidad de espesor constante durante el Cretácico Superior y el Paleoceno.

- Los materiales mesozoicos se encuentran fosilizados por una sucesión sinorogénica desarrollada desde el Eoceno Superior hasta el Mioceno Superior en pequeñas subcuencas vinculadas a la actividad de las fallas inversas y el levantamiento de los pliegues durante la compresión alpina.
 - La sucesión finaliza con una secuencia postectónica, compuesta por un sistema deposicional contourítico en la cuenca Asturiana, y movimientos en masa en las pendientes de los cañones submarinos, generada en relación al predominio de los procesos oceanográficos y geomorfológicos durante la etapa de margen pasivo iniciada en el Mioceno Superior.
- En cuanto a las estructuras, cabe reseñar la existencia de cinco fallas normales sinsedimentarias principales E-W y el desarrollo de estructuras diapíricas, cuya morfología sugiere un ascenso y fluencia vinculados a la deformación alpina.
- Esta secuencia sedimentaria se deposita en una cuenca elongada en dirección E-W estructurada en un surco principal meridional, donde se alcanzan espesores máximos próximos a los 6 Km en el depocentro principal, y una fosa de menor entidad en el área septentrional, delimitados por las cinco fallas normales principales, caracterizadas por presentar variaciones notables en el desplazamiento que condicionan la localización de los depocentros.
- Las fallas situadas en la Cuenca Asturiana y el Alto Le Danois presentan un trazado sinuoso que ha sido atribuido a la existencia de zonas de transferencia N-S.
- El descubrimiento de estas zonas de transferencia en el Banco Le Danois implicaría una extensión hacia el oeste del sistema de transferencia que acomoda el salto entre el Frente de Deformación Norpirenaico y el Frente de Deformación Noribérico.
 - El hecho de que estas estructuras N-S tengan menor entidad que las estructuras vinculadas a los cañones submarinos desarrollados al este del Banco podría indicar el efecto barrera ejercido por el Alto Le Danois, similar al descrito por Ferrer *et al.*, (2008) en el Alto de Landas.

7) Bibliografía

- Alvarez-Marrón, J., A. Pérez-Estaún, J. J. Danobeitia, J. A. Pulgar, J. R. Martínez-Catalán, A. Marcos, F. Bastida, P. A. Arribas, J. Aller, A. Gallart, E. Banda, M. C. Comas y D. Córdoba (1996). Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264, 153-174.
- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E., y Torne, M. (1997). Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol.102, NO. B10, 22,497-22,511.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J. y Fullsack, P. (2000). Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *Journal of Geophysical Research*, 105(B4): 8121-8145.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Lamboy, M., D'Ozouville, L. y Sibuet (1971). Structure et histoire géologique de la marge continentale au N de l'Espagne. En: *Historie structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon et M. Montadert, Eds.), Technip, París, V. 6.1-V6.52.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Lamboy, M., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M. y Lepretre, J.P. (1973a). Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le canyon de Capbreton et le canyon d'Aviles. *Soc. Géol. France*, (7), 15, 3-4: 361-391.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A y Malod, J. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, 32, 53-70.
- Boillot, G., y Malod, J. (1988): The north and north-west spanish continental margin: a review. *Rev. Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4), 295-316.
- Bois, C., Pinet, B. y Gariel, O. (1997). The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison between the Parentis basin and other European rifts and basins. *Mém. Soc. Géol. France*, 171, 143-165.
- Capdevilla, R., Boillot, G., Lepvrier, C., Malod, J.A. y Mascle, G. (1980). Les formations cristallines du Banc Le Danois (marge nord-iberique). *C.R. Acad. Sci. París*, 291, série D: 317-320.
- Claverol, M.G. y Gallastegui, J. (2002): Prospección de hidrocarburos en la plataforma continental de Asturias. *Trabajos de Geología*, 23: 21-34.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M. y ECORS Team. (1994). The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. En: A. Mascle (ed), *Hydrocarbon and petroleum geology of France*, Springer: 199-208.
- Deregnaucourt, D. y Boillot, G. (1982). New structural map of the Bay of Biscay. *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences Serie II*, 294, 219-222.

- Druet, M., Gómez-Ballesteros, M., Acosta, M., Muñoz, A., Arrese, B., Rivera, J., Sánchez, F., Cristobo, J., Parra, S., González-Pola, C., García-Alegre, A., y Gallastegui, J. (2012): Geomorphology and sedimentary features of the Avilés Canyon System (North Iberian Margin, Bay of Biscay-Spain), MIA, 16-20 Diciembre 2012, Lisboa.
- Ercilla, G., D. Casas, F. Estrada, J. T. Vazquez, J. Iglesias, M. Garcia, M. Gomez, J. Acosta, J. Gallart, A. Maestro-Gonzalez y M. Team (2008): Morphosedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin. *Marine Geology*, 247, 61-83.
- Fernández-Viejo, G., J. Gallart, J. Pulgar y e. al. (1998): Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophysical research Letters*, 25, 4249-4252.
- Fernández-Viejo, G., Gallastegui, J., Pulgar, J.A., y Gallart, J. (2011): The MARCONI reflection seismic data: A view into the eastern part of the Bay of Biscay. *Tectonophysics*, 508, 34-41.
- Fernández-Viejo, G., J. A. Pulgar, J. Gallastegui y L. Quintana (2012): The Fossil Accretionary Wedge of the Bay of Biscay: Critical Wedge Analysis on Depth-Migrated Seismic Sections and Geodynamical Implications. *Journal of Geology*, 120, 315-331.
- Ferrer, O., Roca, e., Benjumea, B., Muñoz, J.A., Ellouz, N. y MARCONI Team (2008): the deep seismic reflection MAROCNI-3 Profile: role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contactational deformation at the eastern part of the Bay of biscay. *Marine and Petroleum Geology*, 25: 714-730.
- Fugenschuh, B., N. Froitzheim, R. Capdevila y G. Boillot (2003): Offshore granulites from the Bay of Biscay margins: fission tracks constrain a Proterozoic to Tertiary thermal history. *Terra Nova*, 15, 337-342.
- Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCIN-N, Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 22, 9-231.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A., y Gallart, J. (2002): Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, 21, doi:10.1029/2001TC901046.
- García-Mondéjar, J., Aguirrezabala, L.M., Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P.A., Gómez-Pérez, I., López-Horgue, M. y Rosales, I. (1996). Aptian-Albian Tectonic pattern of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain). *Geological Journal*, 31, 13-45.
- Gómez-Ballesteros, M., Sánchez, F., Serrano, A., Cartes, J.E., Parra, S., Preciado, I., Frutos, I. y Acosta, J (2009): Deep-sea habitats studies at El Cachucho Bank combining High-Resolution backscatter and Multibeam bathymetry: ECOMARG PROJECT, MIA, 2009
- Gong, Z., Langereis, C.G., y Mullender, T.A.T (2008): The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 80-93.
- Gozález-Pola, C, Díaz del Río, G., Ruíz-Villarreal, M., Sánchez y Mohn, Ch. (2012). Circulation patterns at Le Danois Bank, an elongated shelf-adjacent seamount in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research I*, 60, 7-21.

- Hudec, M.R. y Jackson, M.P.A. (2007). Terra infirma: understanding salt tectonics. *Earth Science Reviews*, 82, 1-28.
- Iglesias, J (2009): Sedimentation on the Cantabrian Continental Margin from Late Oligocene to Quaternary, Ph.D. Thesis, Institut de Ciències del Mar, CSIC, Universidad de Vigo, 185 pp.
- Le Pichon, X., Bonnin, J.C., Francheteau, J. y Sibuet, J.C. (1971): Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. In: J. Debyser, X. Le Pichon and L. Montadert (eds). *Historie structurale du golfe de Gascogne*. Paris, 2, VI.11.1-44.
- López-Fernández, C., Pulgar, J.A., Gallart, J., González-Cortina, J.M. y Ruiz, M. (2012): Seismotectonic characterization of an anomalous seismicity area in Northwest Spain. *Geologica Acta*, 10: 1-11.
- Malod, J.A. y Boillot, G. (1980). Campagne Cyadanois, 9-22 juillet 1979. Résultats des campagnes à la mer, N°20, CNEXO, Paris, 79pp.
- Malod, J.A., Boillot, G., Capdevilla, R., Dupeuble, P.A., Lepvrier, C., Mascle, G., Muller, C. y Taugordeau-Lantz, J. (1982). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: observations with the submersible Cyana. En: *Trench-fore arc geology* (J.K. Legget, Ed.). Geol. Soc. London, Spec. Pub., 10, 309-315.
- Malod, J.A., & Mauffret, A. (1990): Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, 261-278.
- Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O. y Guennoc, P. (1979). Rifting and subsidence of the northern continental margin of Bay of Biscay. En: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 48. United States Government Printing Office, Washington, Vol XLVIII, 1025-1059.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross section. En: K.R. McClay (ed), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London, 235-246.
- Pedreira, D. (2004). *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo. 343pp.
- Pinet, B., Montadert, L., Curnelle, R., Cazes, M., Marillier, F., Rolet, J., Tomassino, A., Galdeano, A., Patria, P.H., Brunet, M.F., Oliver, J.L., Schaming, L., Lefort, J.P., Arrieta, A. y Riaza, C. (1987). Crustal thinning on the Aquitaine shelf, Bay of Biscay, from deep seismic data. *Nature*, 325, 513-516.
- Pulgar, J., J. Gallart, G. Fernández-Viejo & e. al. (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1-19.
- Quintana, L., Alonso, J.L., Pulgar, J.A., and Rodríguez-Fernández, L.R. (2006): Transpressional inversion in an extensional transfer zone (The Saltacaballo fault, northern Spain). *Journal of structural Geology*, 28: 2038-2048. doi: 10.1016/j.jsg.2006.06.013.

- Quintana, L. (2012). Extensión e inversión tectónica en el sector central de la Región Vasco-Cantábrica, Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, Departamento de Geología, 560 pp.
- Rat, P., Amiot, M., Feuillé, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A. y Salomon, J. (1983). Vue sur le Crétacé Basco- Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrièrepays, ses environnements sédimentaires. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 9: 191 pp.
- Riaza Molina, C. (1996): Inversión estructural en la cuenca mesozoica del offshore asturiano. Revisión de un modelo exploratorio. *Geogaceta*, 20: 169-171.
- Roest, W.R & Srivastava, S.P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616, doi: 10.1130/0091-7613.
- Rodríguez-Cabello, C., Arronte, J.C., Sánchez, F., Pérez, M. (2012). New records expand the known southern most range of *Rajella kukujevi* (Elasmobranchii, Rajidae) in the North-Eastern Atlantic (Cantabrian Sea). *Journal of Applied Ichthyology*, 28, Issue 4, 633-636.
- Sánchez, F., Serrano, A., Parra, S., Ballesteros, M., & Cartes, J.E. (2008). Habitat characteristics as determinant of the structure and spatial distribution of epibenthic and demersal communities of Le Danois Bank (Cantabrian Sea, N. Spain). *Journal of Marine Systems*, 72, 64-86.
- Serrano, A., F. Sánchez, J. E. Cartes, J.C. Sorbe, S. Parra, I. Frutos, I. Olaso, F. Velasco, A. Punzón, A. Muñoz, M. Gómez, C. Pola & I. Preciado (2005). ECOMARG Project: A multidisciplinary study of Le Danois Bank (Cantabrian Sea, N Spain). *ICES CM 2005/P: 11*, 17 pp.
- Sheriff, E. y Geldart, L.P. (1995). *Exploration Seismology*, Cambridge University Press, 107-144.
- Sibuet, J.C., Collette, B., (1991): Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: new constraints on the kinematic evolution. *Geology*, 19, 522-525.
- Sibuet, J.C, Srivastava, S.P. & Spakman, W. (2004): Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, Vol.109, doi:10.1029/2003JB002514.
- Soler, R., López-Vilches, J., y Riaza, C. (1981). Petroleum geology of the Bay of Biscay. En: *Petroleum geology of the Continental Shelf of North-West Europe* (L.V. Illing y G.D.Hobson, Eds.). The Inst. Of Petrol., London, 474-482.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R. (1990a). Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin. *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C, Verhoef, J., Macnab, R. (1990b). Iberian Plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344, 756-759.

- Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R., Reid, I.D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 61-76, doi: 10.1016/S0012-821X (00)00231-4.
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17 (3): 395-406.
- Torsvik, T.H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberg, B., Gaina, C. (2008): Global plate motion frames: toward a unified model. *Reviews of Geophysics*, 46, RG3004, doi: 10.1029/2007RG000227.
- Van der Voo, R. (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberia peninsula. *Tectonophysics*, 7, 5-56.
- Van Rooij, D., J. Iglesias, F. J. Hernandez-Molina, G. Ercilla, M. Gomez-Ballesteros, D. Casas, E. Llave, A. De Hauwere, S. Garcia-Gil, J. Acosta & J. P. Henriot (2010): The Le Danois Contourite Depositional System: Interactions between the Mediterranean Outflow Water and the upper Cantabrian slope (North Iberian margin). *Marine Geology*, 274, 1-20.
- Vergés, J. y García-Senz, J. (2001). Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. *En: P. A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, y S. Crasquin-Soleau (eds), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, 186: 187-212.
- Verhoef, J., Roest, W.R., Macnab, R., Arkani-Ahmed, J., Members of the Project Team (1996): Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic oceans and adjacent land areas. Geological Survey Canada, Open File 3125.
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.Th. (2012a): Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, 110, 93-110.
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.Th. (2012b): Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees, *Earth-Science Reviews*, 114, 61-83.
- Ziegler, P.A. (1989): Evolution of the North Atlantic-An overview. *En Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins (A.J.Tankard y H.R. Balkwill, Eds.)*, AAPG Mem., 46, 111-129.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, a la Dra. Gabriela Fernández-Viejo por dirigir y apoyar este trabajo

Al Dr. Luis Quintana, por la ayuda y el asesoramiento geológico

Al Dr. Carlos López Fernández por la ayuda para realización de algunas figuras y la interpretación de las diagráfias sínicas, al Dr. Jorge Gallastegui por las interpretaciones de las que partió este trabajo, y al Dr. Javier Álvarez Pulgar por las sugerencias aportadas.

Y como no, a mi familia, por comprender y apoyar esta vocación, y porque sin ellos no habría sido posible llegar hasta aquí.