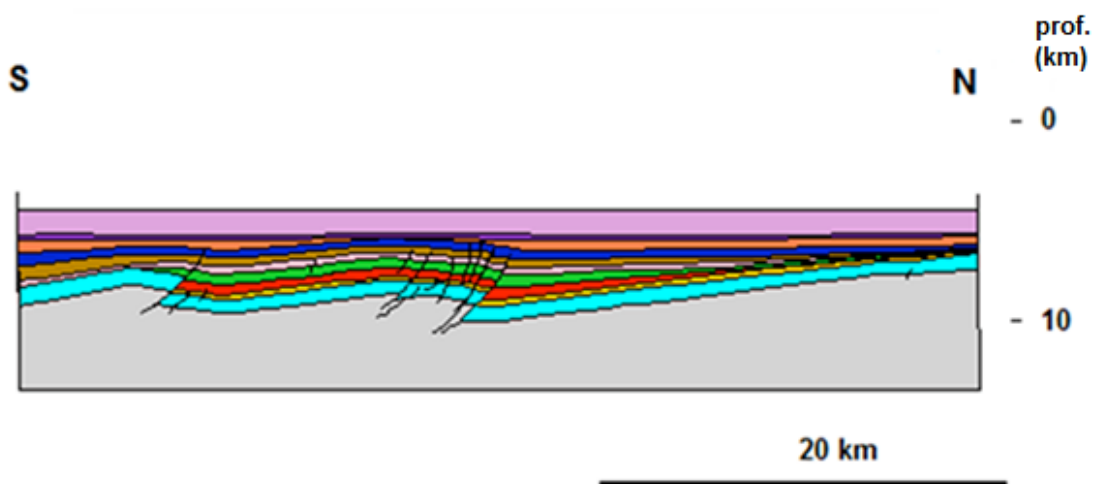


ANÁLISIS DE LOS SEDIMENTOS SINTECTÓNICOS ASOCIADOS A PLIEGUES RELACIONADOS CON FALLAS DEL FRENTE DE LA CUÑA DE ACRECIÓN DEL MARGEN NORIBÉRICO

MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA GEOLÓGICA

TRABAJO FIN DE MÁSTER



Raquel Flórez Fernández

Julio de 2013



Dña. Raquel Flórez Fernández, autora del Trabajo Fin de Máster “Análisis de los sedimentos sintectónicos asociados a pliegues relacionados con fallas del frente de la cuña de acreción del Margen Noribérico” certifica que constituye un trabajo original y solicita su presentación.

Don Josep Poblet Esplugas, Profesor Titular de Universidad, adscrito 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 “Análisis de los sedimentos sintectónicos asociados a pliegues relacionados con fallas del frente de la cuña de acreción del Margen Noribérico” correspondiente al Trabajo Fin de Máster realizado por Dña. Raquel Flórez Fernández dentro del Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica, y autoriza su presentación.

D. Agustín Martín Izard, 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 15 de Julio de 2013

Fdo: Raquel Flórez Fdez Fdo: Josep Poblet Esplugas Fdo: Agustín Martín Izard

AGRADECIMIENTOS

A mi hermana y a Aser por su apoyo.

A Josep y Mayte, por el esfuerzo hecho y el tiempo dedicado.

A F. Javier A. Pulgar y a Gabriela Fernández-Viejo por suministrar el perfil sísmico objeto de este estudio.

A Chano por poner a punto el software empleado.

A cada uno de los profesores que me han dado clase durante la licenciatura y el máster, por su paciencia, dedicación y su aporte a mi conocimiento, y resto de personal de la facultad.

A los compañeros del máster y la licenciatura.

Y especialmente, al culpable de que sea geóloga, mi hermano, aunque se encontrara a miles de kilómetros de distancia durante la elaboración de este trabajo; y a mis padres por el sacrificio para que pudiera ir a la universidad.

Este trabajo de fin de Máster se ha realizado en el marco de los proyectos de investigación CGL 2011-23628 (Desarrollo de fracturas y venas asociadas al plegamiento –FRAVEPLE-) y CSD 2006-0041 (Geociencias en Iberia: estudios integrados de topografía y evolución 4D –TOPO-IBERIA-) financiados por diversos Ministerios españoles.

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	2
1. INTRODUCCIÓN.....	3
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	7
3. ESTRATIGRAFÍA.....	9
3.1. Unidades sismoestratigráficas	9
3.2. Relaciones tectónica-sedimentación.....	16
4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES	18
4.1. Estructura de la parte central y norte.....	19
4.2. Estructura de la parte sur	20
4.3. Análisis distancia-desplazamiento de las fallas principales	21
5. CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD DE DESPEGUE Y RECONSTRUCCIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LAS FALLAS PRINCIPALES EN PROFUNDIDAD	25
5.1. Reconstrucción de las fallas en profundidad.....	25
5.2. Cálculo de la profundidad de despegue.....	27
5.2.1. Anticlinal norte.....	29
5.2.2. Anticlinal Sur.....	33
5.3. Consideraciones generales sobre el nivel de despegue	37
6. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEDUCIDA A PARTIR DE LOS SEDIMENTOS SINTECTÓNICOS.....	39
6.1. Evolución de la estructura norte.....	41
6.1.1. Relieve estructural del anticlinal.....	41
6.1.2. Movimiento de la falla principal	43
6.1.3. Acortamiento	43
6.1.4. Relaciones entre el relieve estructural del anticlinal, el movimiento de la falla y el acortamiento.....	44
6.2. Evolución de la estructura sur.....	45

6.2.1.	Relieve estructural del anticlinal.....	45
6.2.2.	Movimiento de la falla principal.....	47
6.2.3.	Acortamiento	47
6.2.4.	Relaciones entre el relieve estructural del anticlinal, el movimiento de la falla y el acortamiento	48
6.3.	<i>Comparación de la evolución de las estructuras norte y sur.....</i>	48
6.4.	<i>Consideraciones sobre la evolución temporal del límite entre estratos pretectónicos y sintectónicos.....</i>	49
7.	RELACIONES ENTRE PLIEGUES Y FALLAS	55
8.	CONCLUSIONES	57
9.	BIBLIOGRAFÍA	59

RESUMEN

En este trabajo fin de máster se analiza la geometría y evolución de un par de anticlinales relacionados con cabalgamientos, con sedimentos sintectónicos asociados, situados en la zona del Margen Cantábrico comprendida entre los 44° 30' y 45° de latitud N y entre los 5° 30' y 6° de longitud W, en la parte norte del perfil sísmico MARCONI L-5. Se realizaron cálculos de la profundidad del nivel de despegue y una estimación de la forma de la falla en profundidad para los cabalgamientos principales. A partir del análisis de los sedimentos sintectónicos se determinó la evolución cinemática de las estructuras y las relaciones entre los pliegues y los cabalgamientos principales.

Las estructuras corresponden a pliegues de propagación de falla vergentes hacia el norte que involucran el basamento, cuyas fallas inversas principales asociadas despegan en la discontinuidad de Mohorovicic y en el límite corteza superior-corteza inferior. Tanto los valores finales como las tasas de levantamiento y acortamiento son ligeramente superiores en la estructura sur que en la estructura norte. Las regionales de estas estructuras buzaban hacia el norte en los diversos estadios de su desarrollo, si bien su buzamiento variaba a lo largo del tiempo, debido posiblemente al peso de las estructuras que se desarrollan. Por otro lado, la cresta del anticlinal sur siempre se encontró a una profundidad inferior a la cresta del anticlinal norte. Durante la mayor parte del desarrollo de las estructuras, la tasa de sedimentación fue superior a la tasa de levantamiento de los anticlinales menos la subsidencia dando como resultado una relación de overlap de los estratos sintectónicos.

ABSTRACT

In this work we analyze the geometry and evolution of a pair of anticlines related to thrusts, with syntectonic sediments associated, located in the Cantabrian Margin between 44°30' and 45° north latitude and between 5° 30' and 6° west longitude, in the north part of the MARCONI L-5 seismic profile. Depth to detachment estimations were carried out and the shape of the main faults at depth was reconstructed. From the analysis of syntectonic sediments we determined the kinematic evolution of the structures and the relationships between folds and main thrusts.

The structures correspond to fault-propagation folds vergent to the north involving the basement, whose principal thrust-faults detach in the Mohorovicic discontinuity and in the upper-lower crust boundary. Both the final values plus the uplift and shortening rates are slightly greater in the south structure than in the north one. The regional data of these structures dip to the north during all the development stages, although its dip varies over time, possibly due to the weight of the structures that develop. On the other hand, the crest of the south anticline always was shallower than the crest of the north anticline. During most stages of development of the structures, the sedimentation rate was higher than the uplift rate of the anticlines minus the subsidence rate resulting in an overlap of the syntectonic strata.

1. INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se va a interpretar y a analizar desde el punto de vista geológico la parte norte de un perfil de sísmica, llamado L-5 (Pulgar et al., 2008), adquirido durante el proyecto MARCONI 2003 (Reconocimiento geológico del Margen Continental Noribérico: estudio integrado de las cuencas sedimentarias y evolución geodinámica del Golfo de Vizcaya y la cordillera Pirenaico-Cantábrica), cuya investigación fue llevada a cabo por el Grupo de Geofísica y Estructura de la Litosfera del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, el Instituto “Jaume Almera” del Centro Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) y el Departamento de Geodinámica y Geofísica de la Universidad de Barcelona, y fue financiada por el Ministerio de Educación y Ciencia (MEC). En el marco de este proyecto se adquirió una retícula formada por 11 perfiles sísmicos con una dirección aproximadamente N-S y E-W (fig. 1.1). Para la adquisición de los datos de geofísica se realizaron una serie de disparos desde el buque BIO/HESPÉRIDES en Septiembre-Octubre del año 2003 que se registraron mediante 24 sismógrafos de fondo marino OBS/OBH. En el procesado de las líneas sísmicas se usaron dos programas: 1) promax version 6.0 y 2) globe claritas. Posteriormente, para la migración en profundidad se utilizó el software Sirius de GX Technologies.

El perfil que se va a estudiar se sitúa en el Margen Cantábrico, que es un margen actualmente pasivo, localizado en la parte norte de la Placa Ibérica. La zona estudiada se encuentra a algo más de 100 km al norte de la localidad de Gijón (Asturias), en la llanura abisal a una profundidad entre 4 y 10 km, por delante de un talud continental estrecho y con alta pendiente. Éste área está comprendida entre los 44° 30' y 45° de latitud N y los 5° 30' y 6° de longitud W. La estructura general de la zona que se va a estudiar consiste en un par de anticlinales relacionados con cabalgamientos que presentan sedimentos sintectónicos asociados y que constituyen el frente de una cuña de acreción desarrollada durante la orogenia alpina (figs. 1.2 y 1.3).

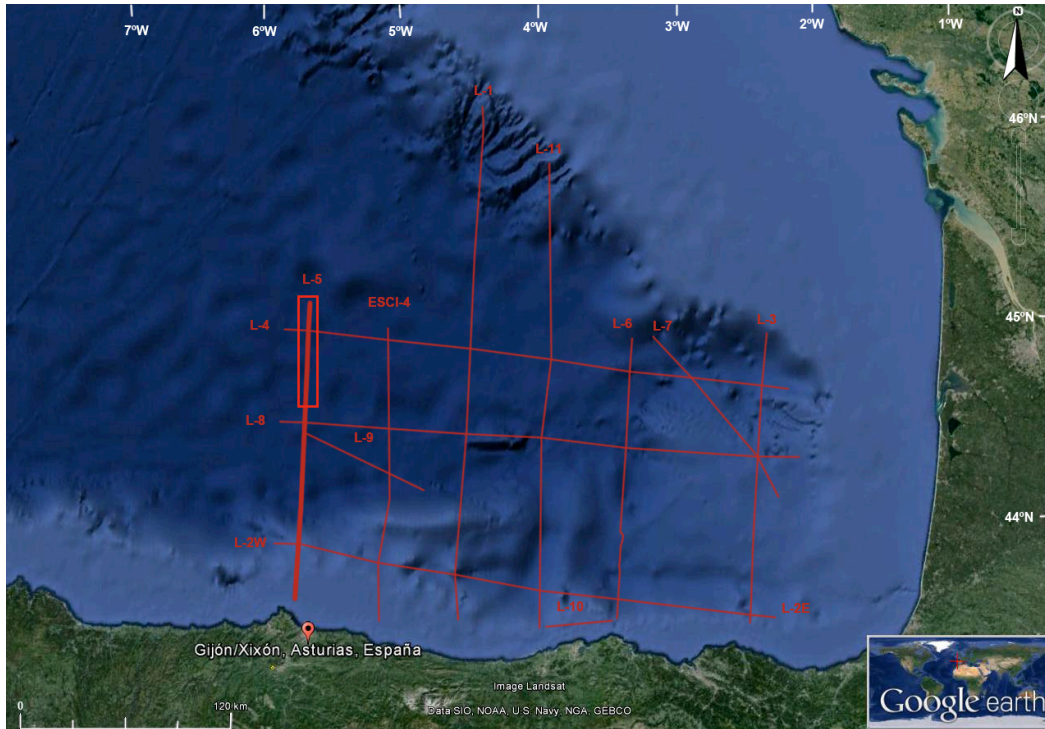


Figura 1.1: Imagen del golfo de Vizcaya tomada de Google Earth incluyendo la situación de los perfiles sísmicos adquiridos en el marco de los proyectos MARCONI y ESCIN. La zona de estudio aparece marcada con un recuadro.

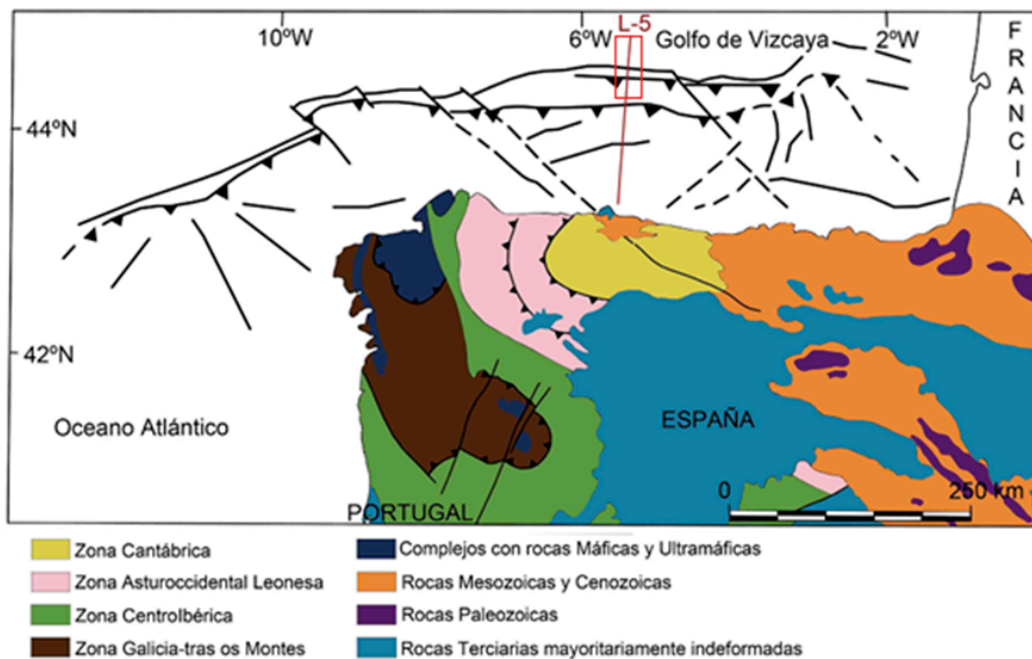


Figura 1.2: Esquema estructural del noroeste de la Península Ibérica (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974; Boillot and Malod, 1988; Álvarez-Marrón et al., 1996), indicando la situación del perfil estudiado y la zona estudiada con un recuadro.

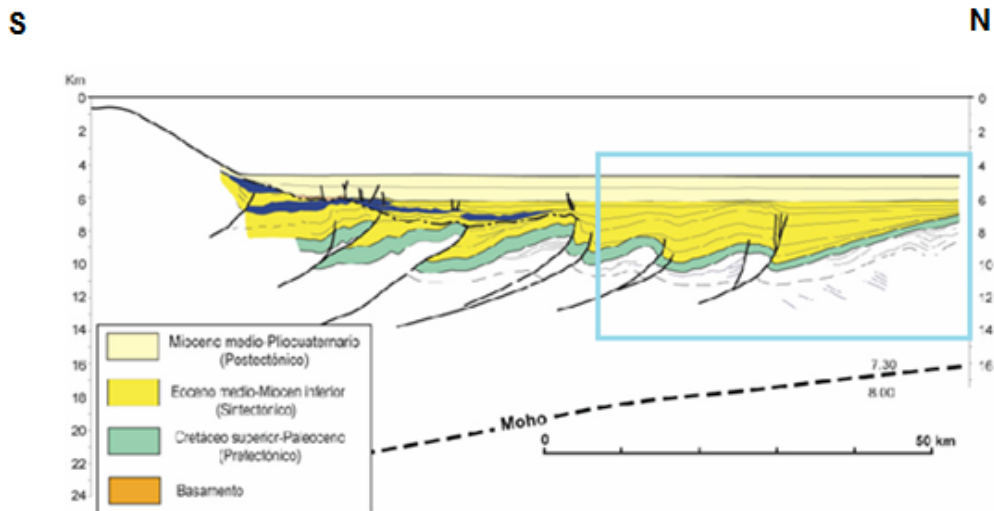


Figura 1.3: Interpretación geológica del perfil sísmico MARCONI L-5 (Pulgar et al., 2008) con la zona estudiada señalada con un recuadro. La situación del perfil aparece reflejada en las figuras 1.1 y 1.2.

El principal interés en estudiar de esta zona es avanzar en el conocimiento de las características y relaciones estructurales entre pliegues y fallas de crecimiento en este tipo de contextos tectónicos contraccionales, e investigar como los resultados obtenidos pueden contribuir a comprender mejor las características y evolución de la parte frontal de la cuña de acreción.

A fin de llevar a cabo los objetivos de este trabajo fin de máster se interpretó y analizó con detalle el perfil sísmico basándonos en la estructura general propuesta por Pulgar et al. (2008). Después se evaluaron las relaciones entre la tectónica y la sedimentación para cada una de las unidades estratigráficas definidas en el corte geológico, asignando a cada unidad la categoría de pretectónica, sintectónica o postectónica. A partir de un conjunto de datos tomados de las unidades pretectónicas se estimó la profundidad del nivel de despegue, así como la posible forma de las fallas principales en profundidad. A continuación, se determinó la evolución de las estructuras en los distintos periodos de tiempo de depósito de las unidades sintectónicas partiendo del análisis de estas. Todo este conjunto de datos, se emplearon para evaluar las relaciones geométricas y temporales entre los pliegues y las fallas. Por último, se compararon los datos obtenidos con los datos existentes de la cuña orogénica con el objetivo de obtener conclusiones a escala regional.

El primer estudio de la zona investigada y regiones limítrofes se hizo en los años 70 mediante un conjunto de sondeos situados en el Mar Cantábrico. Estos sondeos fueron llevados a cabo por las empresas petroleras Repsol y Shell dentro de la concesión Mar Cantábrico. Desafortunadamente, no se conoce la existencia de sondeos en el área que abarca el perfil sísmico estudiado. El sondeo más cercano es el Asturias D-1 situado a

unos 50 km al sureste del perfil. Repsol ha seguido llevando a cabo estudios en un área situada al SE de la zona de estudio, de los cuáles ha derivado algún estudio como los presentados en el Simposio del Margen Ibérico Atlántico (MIA) en el año 2009.

En los años 70 y 80 existen algunos proyectos de sismica en las costas de Asturias. En los años 90, el Grupo de Geofísica y Estructura de la Litosfera del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo lleva a cabo el proyecto ESCIN cuyo perfil ESCI-4 se encuentra situado a unos 40 km al E del perfil objeto de este estudio y con una disposición paralela a éste (fig. 1.1). A partir de este proyecto surgieron varios artículos, entre ellos el de Álvarez-Marrón et al. (1997) que interpretaron la existencia de un prisma de acreción en esta zona a partir de los datos del perfil. Por otro lado, Pulgar et al. (1996), Fernández-Viejo et al. (1998), Gallastegui (2000) y Gallastegui et al. (2002) citan la existencia de un nivel de despegue extensional Mesozoico en la parte superior de la corteza inferior y de cabalgamientos que movilizan corteza inferior a lo largo de la parte alta de la corteza media. En la década de los 2000 se llevó a cabo el proyecto MARCONI en el marco del cual se adquirió el perfil sísmico analizado en este trabajo. Entre los artículos que describen el perfil, se encuentran Pulgar et al. (2008) que interpretan el perfil L-5 desde el punto de vista geológico y determinan la existencia de unos sedimentos pretectónicos, sintectónicos y postectónicos, a los que adjudican una edad a partir de las edades conocidas de la deformación en secuencias similares en tierra y en datos de sondeos de la plataforma cantábrica y el alto de las Landas. En la tesis de Ruiz (2007) se da una aproximación de la profundidad del Moho en esta zona del Margen Noribérico y en Fernández-Viejo et al. (2012) se comparan las características de la cuña de acreción en distintas zonas del margen, usando como ejemplo de la zona central el perfil L-5 y se propone que el inicio de la cuña tuvo lugar gracias a la reactivación del nivel de despegue extensional previo dentro de la corteza continental adelgazada.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona objeto de estudio se localiza en un sector que ha sufrido varios eventos tectónicos en contextos tanto compresivos como distensivos.

A grandes rasgos, durante el Paleozoico y hasta el final del Devónico, la zona estudiada podría situarse aproximadamente en la plataforma marina somera de un margen continental pasivo. Desde finales del Devónico al Carbonífero inferior y medio se produjo la colisión entre Laurentia-Baltica-Avalonia y el margen continental de Gondwana (Matte 1991 entre otros). Esta colisión, que tuvo como resultado la orogenia Varisca con un régimen de esfuerzos compresivo, dio lugar a la formación de una cordillera formada en sus partes frontales por cinturones de pliegues y cabalgamientos (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972). La zona de estudio se encontraría situada en la rama norte de la cordillera que dibuja un arco denominado Arco Ibero-Armoricano o Astúrico.

A este evento compresivo le siguió un evento extensional que causó un rift continental de edad Permo-Triásica (Quesada y Robles, 1995). Durante el Jurásico temprano se produce una etapa inter-Rift (Quesada y Robles, 1995), a la que sucedió un nuevo evento distensivo durante el Jurásico superior relacionado con la apertura del Golfo de Vizcaya y la formación de cuencas de plataforma del Jurásico (Lepvrier y Martínez-García, 1990). El Golfo de Vizcaya continuó abriéndose durante el Cretácico, junto con la rotación antihoraria de la Península Ibérica, especialmente importante durante el Aptiense (Van der Voo, 1969; García-Mondéjar, 1996; Gong et al., 2008) produciendo una subsidencia de las cuencas marinas.

La convergencia de las placas Ibérica y Eurasiática durante el Cenozoico produjo una compresión asociada a la orogenia Alpina responsable del cierre parcial del Golfo de Vizcaya (Alonso et al., 1996). Esta compresión que pudo empezar a finales del Cretácico y continuar episódicamente durante el Oligoceno e incluso durante el Neogeno (Álvarez-Marrón et al., 1996), provocó también la formación de la cordillera de los Pirineos hacia el E y el levantamiento de la cordillera Cantábrica hacia el W (Alonso et al., 1996). Este cambio en el régimen tectónico dio lugar a la inversión parcial de las cuencas extensionales previas, produciendo la reactivación de fallas previas, al reapretamiento de pliegues previos, así como la formación de nuevas estructuras contraccionales (Pulgar et al., 1999). Estas estructuras de nueva creación o reactivadas durante la orogenia Alpina se prolongan por la plataforma y el talud continental, hasta la llanura abisal del Golfo de Vizcaya (Gallastegui, 2000) donde se encuentra la zona estudiada.

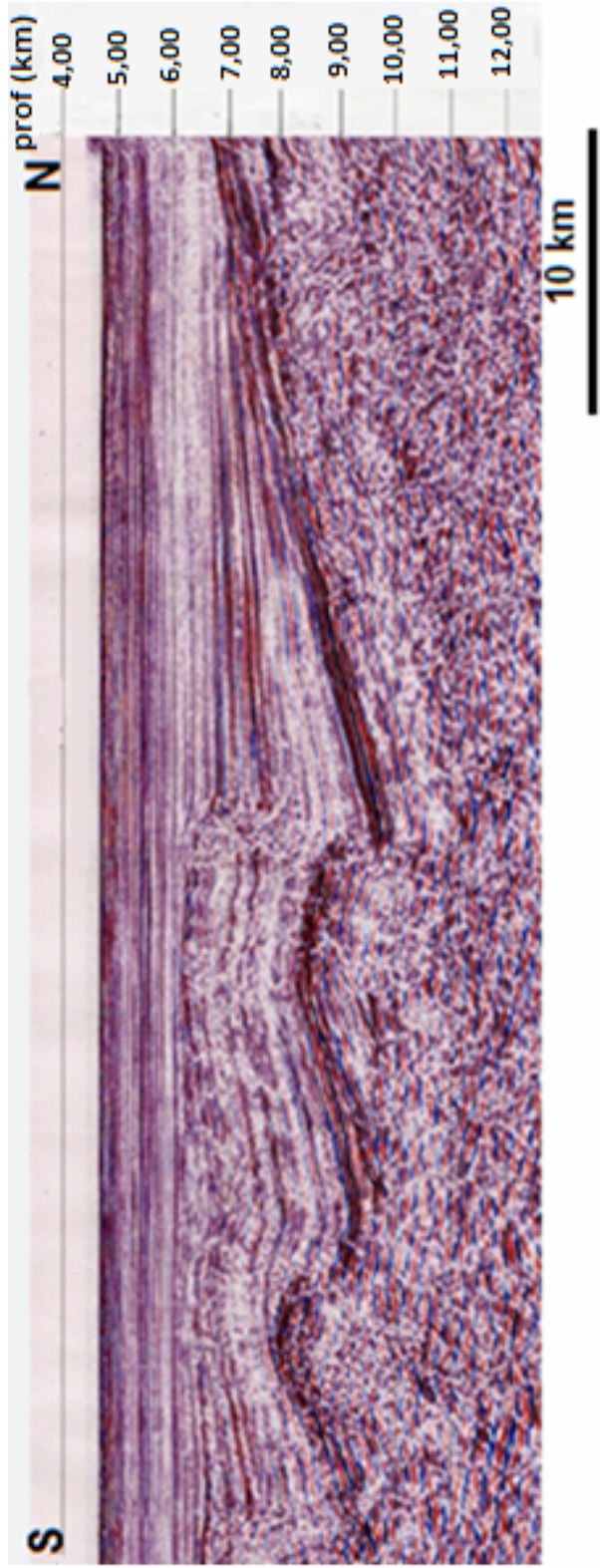
Aunque el Margen Cantábrico sea en la actualidad un margen pasivo, la actividad tectónica continúa hasta nuestros días como pone de manifiesto la elevación episódica de las rasas costeras (Flor, 1983; Mary, 1983; Álvarez-Marrón et al., 2008), la presencia de fallas inversas en los materiales cuaternarios situados sobre la rasa (Gutiérrez-Claverol et al., 2006) y una actividad sísmica de pequeña magnitud (López-Fernández et al., 2004).

3. ESTRATIGRAFÍA

3.1. Unidades sismoestratigráficas

Las unidades sismoestratigráficas empleadas en este trabajo probablemente no coinciden con grupos, formaciones y/o miembros de carácter estratigráfico definidos formalmente, ya que se han establecido para explicar la relación de las estructuras con la sedimentación. El criterio que se ha usado para separar dichas unidades ha sido fundamentalmente la geometría y continuidad de los reflectores a lo largo del perfil. Dado que no se dispone de datos de sondeos a lo largo del perfil, sólo se puede asignar tentativamente una edad de depósito y compararlas con las unidades de la misma edad en tierra. En la figura 3.1 se muestra la interpretación de la parte norte del perfil L-5 y las distintas unidades sismoestratigráficas interpretadas, y en la figura 3.2 podemos ver una columna sismoestratigráfica levantada en la zona de charnela del anticlinal situado en la zona central del perfil.

a)



b)

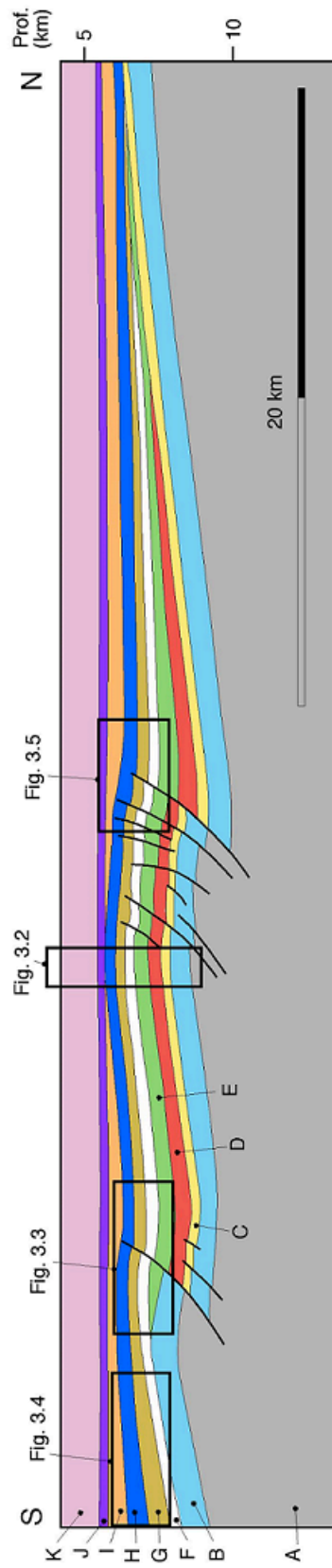


Fig. 3.1: a) Parte norte del perfil sísmico MARCONI L-5 con la escala vertical exagerada (escala 2:1) y b) su interpretación geológica a escala 1:1 mostrando la localización de las figuras 3.2, 3.3 y 3.4 y 3.5.

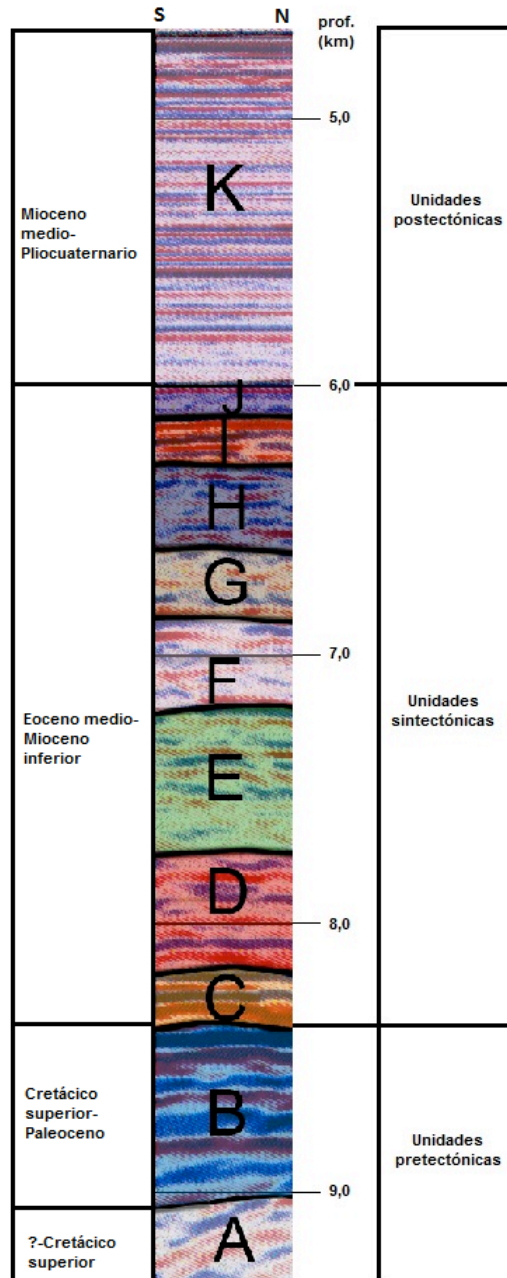


Figura 3.2: Fragmento del perfil interpretado mostrando las distintas unidades sismoestratigráficas presentes en la zona de charnela del anticlinal situado en la zona central del perfil, como se puede ver en la figura 3.1b. Las edades interpretadas por Pulgar et al. (2008) se muestran en el lado izquierdo y su relación con la sedimentación interpretada en este trabajo en el lado derecho.

Unidad A. Es la unidad inferior identificada y aparece representada en las figuras 3.1b y 3.2 en color gris. Tiene un espesor mínimo de 4 a 6,2 km ya que se desconoce su muro. Es una unidad cuyos reflectores son bastante discontinuos. Aparece en todo el perfil. Como puede verse en la figura 3.1, diversas fallas cortan y desplazan los reflectores de

esta unidad. Esta unidad fue identificada por Pulgar et al. (2008) como el basamento y tendría una edad inferior al Cretácico superior.

Unidad B. Es la unidad en color azul claro en las figuras 3.1b y 3.2. Es una unidad cuyo espesor varía entre 0,68 y 0,75 km, presenta reflectores aproximadamente paralelos y se puede seguir a lo largo de toda la zona interpretada del perfil. Esta unidad aparece cortada y desplazada por fallas, y está plegada en los dos anticlinales. Esta unidad, que se encuentra dispuesta sobre la unidad A en toda la zona estudiada, pertenecería a la secuencia pretectónica interpretada por Pulgar et al. (2008), a la que asignan una edad Cretácico superior a Paleoceno.

Unidad C: Es la unidad de color amarillo en las figuras 3.1b y 3.2. Consta de un espesor entre 0,21 km en la zona de charnela de los sinclinales y 0,20 km en la de los anticlinales, si bien en la cuenca sinclinal de la zona central del perfil alcanza su espesor máximo con un valor de 0,29 km. Es concordante con la unidad B y se encuentra dispuesta sobre ella en toda la zona interpretada del perfil salvo en la zona de charnela del anticlinal situado en la zona sur del perfil, donde no aparece representada. Los reflectores que conforman la unidad son paralelos. Al igual que en el caso de la unidad B, es cortada y desplazada por las fallas principales y se encuentra plegada en la zona sur y central del perfil. Esta unidad pertenecería a la secuencia sintectónica interpretada por Pulgar et al. (2008), a la que asignan una edad Eoceno medio a Mioceno inferior.

Unidad D: en las figuras 3.1b y 3.2 aparece en color rojo. Tiene un espesor aproximado de 0,4 km en las crestas de los anticlinales a 0,5 km en las cuencas sinclinales. En la zona norte del perfil, es la unidad inferior en la cual los reflectores que la forman no guardan un paralelismo, viéndose por primera vez una geometría en forma de cuña de tipo discordancia progresiva. En la zona central del perfil está depositada sobre la unidad C y presenta reflectores paralelos hasta el cabalgamiento situado en la zona sur del perfil, donde igual que en el caso de la unidad inferior no está presente en la cresta del anticlinal. Se encuentra cortada y desplazada por las fallas principales y está plegada en la zona del anticlinal central. Esta unidad pertenecería a la secuencia sintectónica interpretada por Pulgar et al. (2008), a la que asignan una edad Eoceno medio a Mioceno inferior.

Unidad E: En las figuras 3.1b y 3.2 aparece en color verde. Tiene un espesor medio de 0,52 km en las charnelas de los sinclinales y 0,47 km en los anticlinales, con una disminución muy importante de espesor al norte del perfil donde casi llega a desaparecer. En la mayor parte del perfil es concordante con respecto a la unidad D. Al sur onlapa sobre la unidad B y no aparece en la cresta del anticlinal situado en la zona sur del perfil (fig. 3.3). Hacia el norte se dispone en forma de cuña de tipo discordancia progresiva. Está cortada y desplazada por las fallas principales y plegada. Esta unidad pertenecería a la secuencia sintectónica interpretada por Pulgar et al. (2008), a la que asignan una edad Eoceno medio a Mioceno inferior.

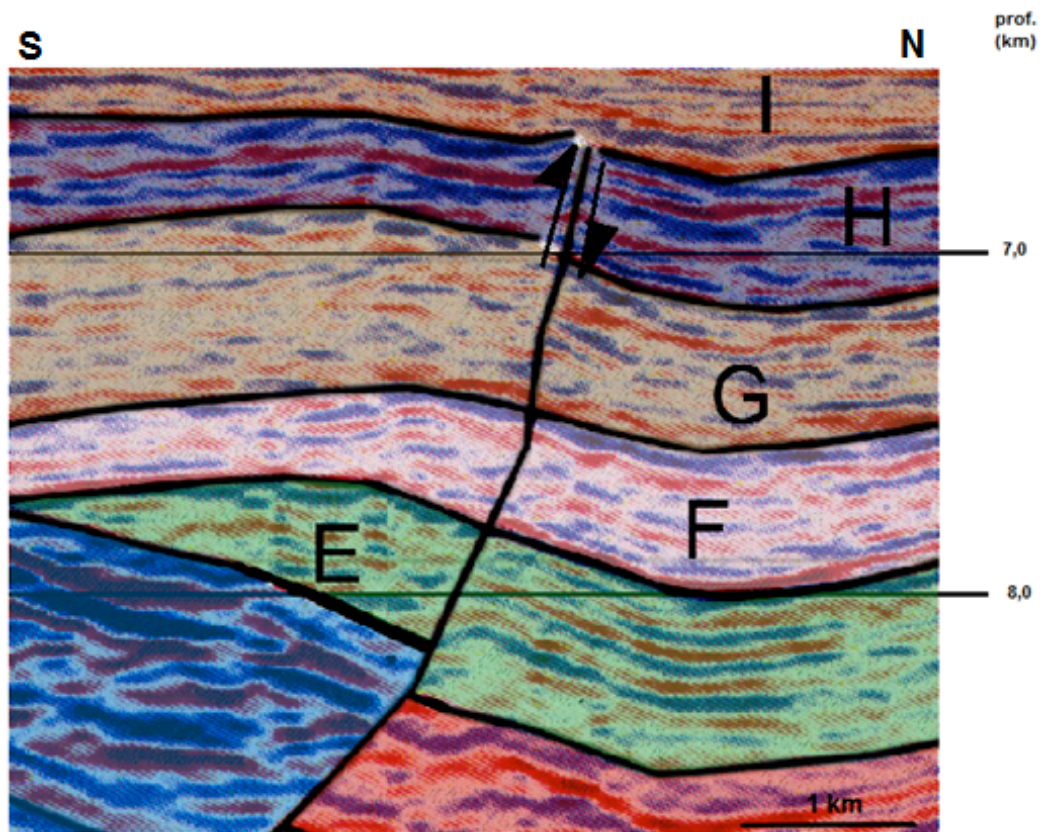


Figura 3.3: Fragmento de perfil L-5 interpretado en el que se puede observar el onlap de la unidad E sobre la unidad B en la cresta del anticlinal sur, cuya situación se muestra en la fig. 3.1b.

Unidad F. En las figuras 3.1b y 3.2 se muestra en color rosa. Tiene un espesor que varía de 0,24 km a 0,39 km con mayores espesores en las cuencas sinclinales que en las crestas de los anticlinales, y se adelgaza hacia el extremo norte del perfil en forma de cuña de tipo discordancia progresiva pero con una variación menor que en el caso de la unidad E. Es concordante sobre la unidad E en la mayor parte del perfil. Hacia el sur se dispone sobre la unidad B por la ausencia de la unidad E en la cresta del anticlinal situado en la zona sur del perfil. Aparece cortada y desplazada por las fallas principales y está plegada. Esta unidad pertenecería a la secuencia sintectónica interpretada por Pulgar et al. (2008) cuya edad estaría comprendida entre Eoceno medio a Mioceno inferior.

Unidad G. En las figura 3.1b y 3.2 aparece en color marrón. Tiene un espesor que varía de 0,69 km en el extremo sur a 0,32 km en la charnela del anticlinal situado en la zona central del perfil, con un espesor mayor en las zonas de charnela de los sinclinales que en los anticlinales; presenta un adelgazamiento en toda la zona interpretada hacia el norte, llegando a tener en el extremo norte del perfil menos de 0,1 km de espesor. Sus reflectores son continuos y se puede seguir a lo largo de todo el perfil interpretado. Esta

se dispone sobre la unidad F, si bien onlap sobre ella en el extremo norte del perfil, donde tiene una geometría en cuña. Esta unidad aparece cortada y desplazada en las fallas principales y está plegada. Al igual que las unidades anteriores, esta unidad sería parte de la secuencia sintectónica interpretada por Pulgar et al. (2008), a la cual asignan una edad que va de Eoceno medio a Mioceno inferior.

Unidad H. En las figuras 3.1b y 3.2 aparece en color azul oscuro. Su espesor varía de 0,62 km en el extremo sur (fig. 3.4) a 0,34 km en el anticlinal norte, con mayores espesores en las cuencas sinclinales y menores en las crestas anticlinales y adelgazándose en general hacia el norte. Es paralela sobre la unidad G en todo el perfil. Hacia el norte no tiene geometría en forma de cuña como las unidades inferiores. Esta unidad está plegada, cortada y desplazada por las fallas principales, aunque su techo parece no estar afectado por las fallas más importantes situadas en la zona central del perfil. Esta unidad pertenecería a la secuencia sintectónica interpretada por Pulgar et al. (2008) cuya edad estaría comprendida entre el Eoceno medio a Mioceno inferior.

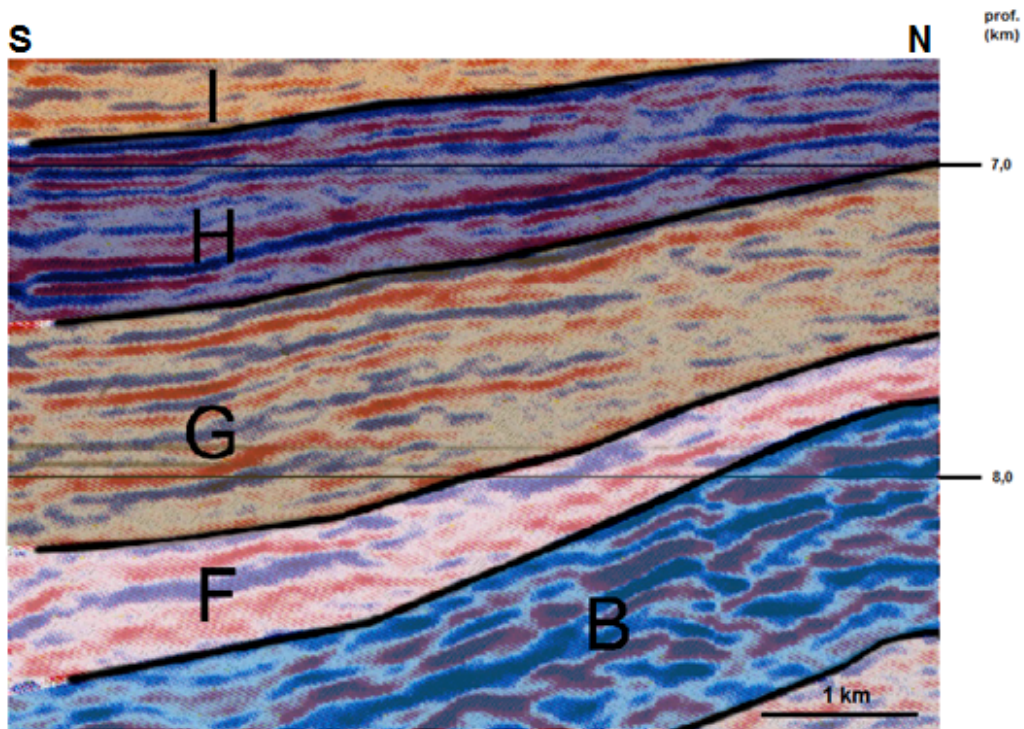


Figura 3.4: Detalle del perfil L-5 interpretado donde se puede apreciar un mayor espesor de las unidades G y H en el extremo sur, cuya situación se encuentra señalada en la fig. 3.1b.

Unidad I. En las figuras 3.1b y 3.2 se muestra en color naranja. Esta unidad tiene una variación de espesor de 0,61 km en el extremo sur del perfil a 0,04 km de espesor sobre la charnela del anticlinal situado en la parte central. Está presente en todo el perfil interpretado y es paralela a la unidad H presentando un onlap sobre el techo de la unidad H a ambos lados de la charnela del anticlinal situado en la zona central del perfil (fig.

3.5). Esta unidad no se encuentra afectada por las fallas principales, aunque si plegada. Esta unidad estaría comprendida en la secuencia sintectónica interpretada por Pulgar et al. (2008), cuya edad estaría comprendida entre el Eoceno medio y el Mioceno inferior.

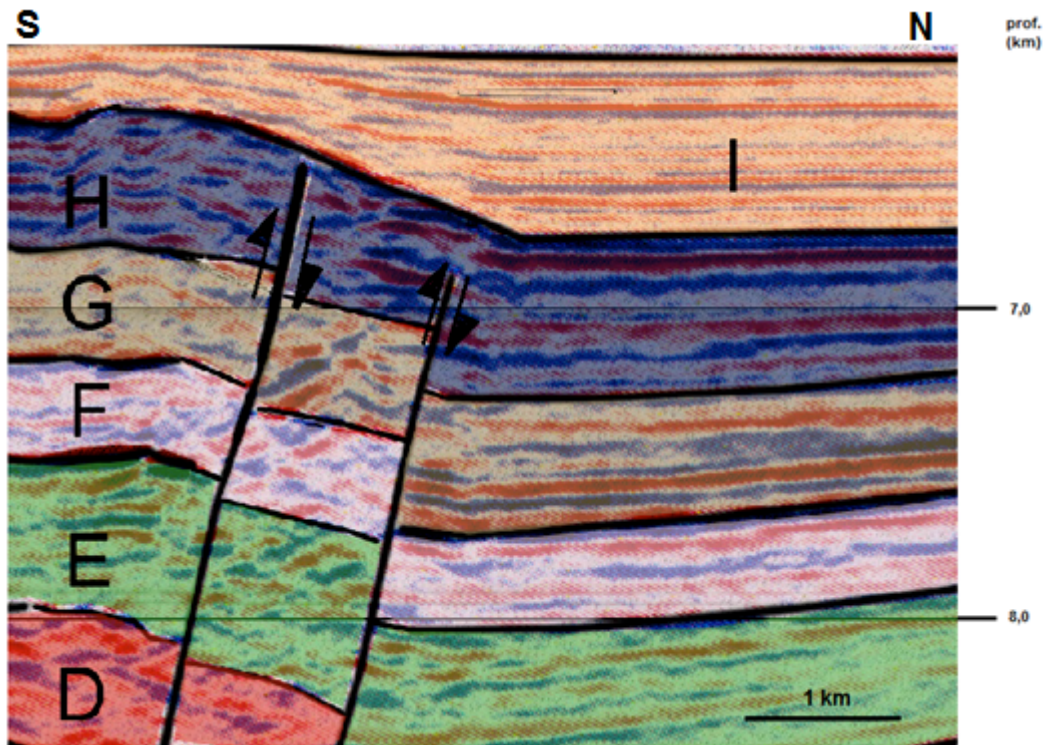


Figura 3.5: Fragmento del perfil L-5 interpretado donde se puede ver un onlap de las capas de la unidad I sobre el techo de la unidad H, cuya situación se puede ver en la fig. 3.1b.

Unidad J. En las figuras 3.1b y 3.2 se presenta en color violeta. Consta de un espesor de 0,19 a 0,28 km, produciéndose un adelgazamiento hacia el norte del perfil. Esta unidad está presente en toda la zona interpretada y es paralela a la unidad I. No se encuentra cortada por las fallas principales y se encuentra ligeramente plegada. Esta unidad pertenecería a la secuencia sintectónica interpretada por Pulgar et al. (2008), cuya edad estaría comprendida entre Eoceno medio a Mioceno inferior.

Unidad K. presenta un color lila en las figuras 3.1b y 3.2. Tiene un espesor constante en torno a los 1,20 km, y está presente en todo el perfil interpretado disponiéndose sobre la unidad J. Esta unidad es subhorizontal y pertenecería a la secuencia interpretada por Pulgar et al. (2008) como secuencia postectónica a la que asignan una edad que va del Mioceno medio al Pliocuaternario.

3.2. Relaciones tectónica-sedimentación

A continuación, se va a explicar la relación de las unidades sismoestratigráficas definidas en el apartado anterior con los pliegues y fallas interpretados en el perfil.

En la parte inferior del perfil (fig. 3.1) aparecen las unidades A y B desplazadas por las fallas principales con un valor de desplazamiento mayor que el resto de las unidades. Así mismo, podemos ver que estas mismas unidades están algo más plegadas que las unidades superiores y que según nos movemos hacia unidades superiores en el perfil, el plegamiento cada Las unidades A y B tienen un espesor prácticamente constante, y si existen variaciones de espesor, como en el caso de la unidad B con mayor espesor en la zona sur, esta variación no parece guardar relación con la geometría de las estructuras tectónicas. Sus reflectores son mayoritariamente paralelos en el caso de la unidad B (fig. 3.2). Por estas características podemos clasificar estas unidades como pretectónicas.

En partes superiores del perfil (figs. 3.1 y 3.2), podemos observar que la unidad C es concordante con la unidad B pero su espesor varía siendo mayor en las zonas de cuenca, como en los sinclinales situados en la zona central del perfil que en los anticlinales adyacentes a los sinclinales, algo que ocurre en el resto de unidades sismoestratigráficas situadas por encima de esta hasta la unidad K. En el caso de la unidad D, los reflectores son paralelos en la parte central del perfil pero hacia el norte solo son paralelos los reflectores inferiores pasando a techo a una discordancia progresiva. Esta discordancia progresiva en la parte norte del perfil se mantiene hasta la unidad H. Los reflectores de la unidad E onlapan sobre la unidad B (unidad pretectónica) en la zona de charnela del anticlinal situado en la zona sur del perfil. Algo similar ocurre con la unidad I, donde sus reflectores onlapan sobre los reflectores de techo de la unidad H en los flancos del anticlinal situado en la zona central del perfil. También podemos ver, que las unidades F, G y H presentan un espesor importante en la zona sur del perfil que rápidamente disminuye en la zona central y se hace mínimo en el extremo norte. Estas variaciones de espesor están relacionadas con la posición que tienen las capas en las diferentes estructuras tectónicas por lo que estas unidades se pueden interpretar como coetáneas con la deformación, y son unidades sintectónicas. Mientras se depositaban estas unidades estaban creciendo las estructuras y eso explica: 1) que en la zona de charnela de un sinclinal situado al norte de un anticlinal y una falla estas unidades tengan un mayor espesor que en la zona de charnela del anticlinal, 2) onlaps en las charnelas producidos por el levantamiento del anticlinal correspondiente, 3) discordancias progresivas que son observables en la zona norte del perfil para varias unidades asociadas a un levantamiento en esta zona. Teniendo en cuenta estas características, podemos decir que para el anticlinal situado al sur del perfil las unidades sintectónicas son las comprendidas entre la unidad C y la J. La falla más importante situada al sur del perfil afecta a todas las unidades salvo la J y la K. En el caso del anticlinal situado en la zona central del perfil las unidades sintectónicas irían de la unidad C a la J, ya que tienen un menor espesor en la zona de charnela del anticlinal respecto a los sinclinales adyacentes. La falla más importante situada en la zona central del perfil no parece

prolongarse dentro de las unidades I y J, si bien afecta a todas las unidades infrayacentes.

Cubriendo estas unidades aparecen unos reflectores que se prosiguen perfectamente a lo largo de todo el perfil (fig. 3.1), sin estar afectados por los cabalgamientos y que así mismo, no se encuentran plegados. Estos reflectores son horizontales sobre las crestas de los anticlinales y sinclinales principales y corresponden a la unidad K con espesor constante y que se ha interpretado como postectónica.

4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES

El perfil sísmico completo (fig. 1.3) muestra una cuña de acreción formada por un conjunto de pliegues anticlinales y sinclinales de crecimiento asociados a fallas inversas, de tal forma, que la característica principal es un tren de pliegues vergentes al norte asociados a fallas inversas dirigidas hacia el norte (fig. 4.1).

En la porción del perfil interpretada en este trabajo, se han interpretado dos anticlinales suaves, separados por un sinclinal, asociados a fallas de, relativamente, poco desplazamiento.

Se han interpretado quince fallas en el perfil de las cuáles sólo tres tienen un desplazamiento aparente importante en el perfil, y de esas tres, dos son consideradas las fallas principales por el desplazamiento de las capas que llevan asociado. Todas ellas se localizan en los flancos frontales de los anticlinales, estando alguna cerca de la zona de charnela.

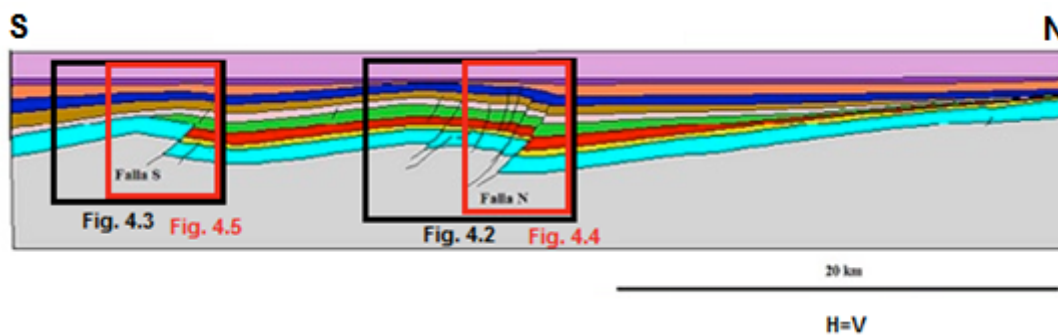


Figura 4.1: Interpretación de la parte norte del perfil sísmico MARCONI L-5 con la situación en el perfil de las figuras 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5.

Estas estructuras se sitúan en el frente de deformación de una cuña de manera que al norte de la falla situada en la parte central (fig. 4.1) las unidades pretectónicas se disponen buzando hacia el sur ligeramente y las unidades superiores van disminuyendo su buzamiento, también hacia el sur, hasta llegar a ser horizontales. Este tipo de discordancia, en el cuál las sucesivas capas van girando respecto al extremo de la cuenca, de tal modo que las unidades superiores buzan menos que las inferiores se suele situar por delante de un frente tectónicamente activo, indicándonos la zona del mayor espesor de las unidades sintectónicas la dirección en la que se encontraría el centro de la cuenca sedimentaria.

4.1. Estructura de la parte central y norte

En la zona central del perfil a escala 1:1 (fig. 4.2), la estructura principal es un anticlinal muy suave con ángulo entre flancos de alrededor de 165° y buzamientos de los flancos que varían de cerca de 7° el flanco sur y 8° el flanco norte para la unidad B a 5° el flanco sur y 10° el flanco norte para la unidad H. En las unidades sintectónicas, y sobre todo en las unidades D, E y F, la charnela tiene un espesor menor que los flancos, mientras que en la unidad pretectónica B el espesor es prácticamente constante. Es un pliegue asimétrico, con un flanco sur de 8 km, aproximadamente, y un flanco norte de menor longitud afectado por la presencia de varias fallas, algunas de las cuales tienen muy poco desplazamiento, si bien afectan a buena parte de la sucesión estratigráfica. Este pliegue tiene un relieve estructural, medido en los horizontes pretectónicos, de 1,25 km y una semilongitud de onda de 6,7 km, aproximadamente.

Tanto al sur como al norte del anticlinal se sitúan sinclinales cuyo ángulo entre flancos varía, en el caso del sinclinal situado al sur, de 166 a 172° de las unidades inferiores a las superiores, y en el caso del sinclinal situado al norte, de 168° en las unidades inferiores. Ambos sinclinales son asimétricos con un flanco norte mayor que el sur.

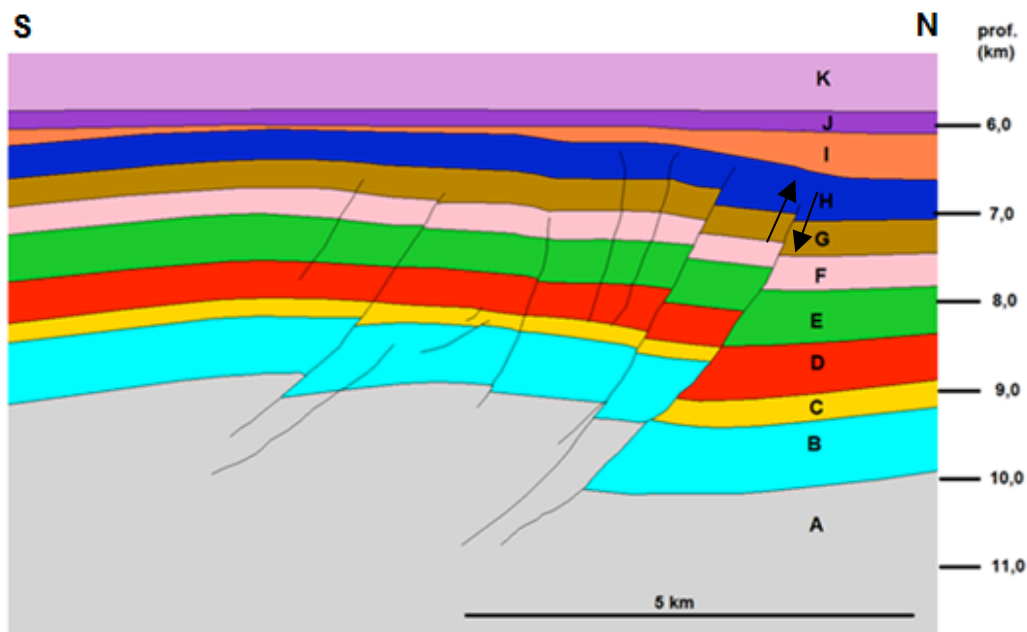


Figura 4.2: Porción de la parte interpretada del perfil L-5, donde se observan las estructuras de la zona norte (escala 1:1) y cuya situación podemos ver en la fig.4.1.

El anticlinal está asociado con un cabalgamiento que afecta su flanco frontal y tiene una geometría lítrica con un buzamiento que varía desde 35° en la parte inferior hasta 63° en la parte superior. Su desplazamiento aparente visible en este perfil va disminuyendo hacia las unidades más modernas; así para la unidad pretectónica B tiene un desplazamiento aparente de 0,978 km, y para las unidades sintectónicas varía entre

0,776 km para la unidad C a 0,1878 km para la unidad G. Esta falla desplaza todas las unidades sismoestratigráficas exceptuando las unidades I, J y K (fig. 4.2).

El acortamiento total medido entre dos pin-lines situadas en las charnelas de los sinclinales adyacentes al anticlinal, computando tanto el acortamiento debido a plegamiento como al desplazamiento a lo largo de las fallas, es de 0,8434 km para el techo de la unidad B.

4.2. Estructura de la parte sur

La estructura de la parte sur consiste en un anticlinal también suave con un ángulo entre flancos que varía de 158° a 173°, mayor según nos movemos hacia unidades más modernas, y el pliegue se suaviza con un buzamiento de los flancos que varía de 10° en ambos flancos para la unidad B a 3,5° el flanco sur y 6° flanco norte en la unidad H (fig.4.3). Es un pliegue asimétrico con un flanco norte más corto que el flanco sur cuya charnela en los sedimentos pretectónicos está desplazada hacia el sur con respecto a los sintectónicos.

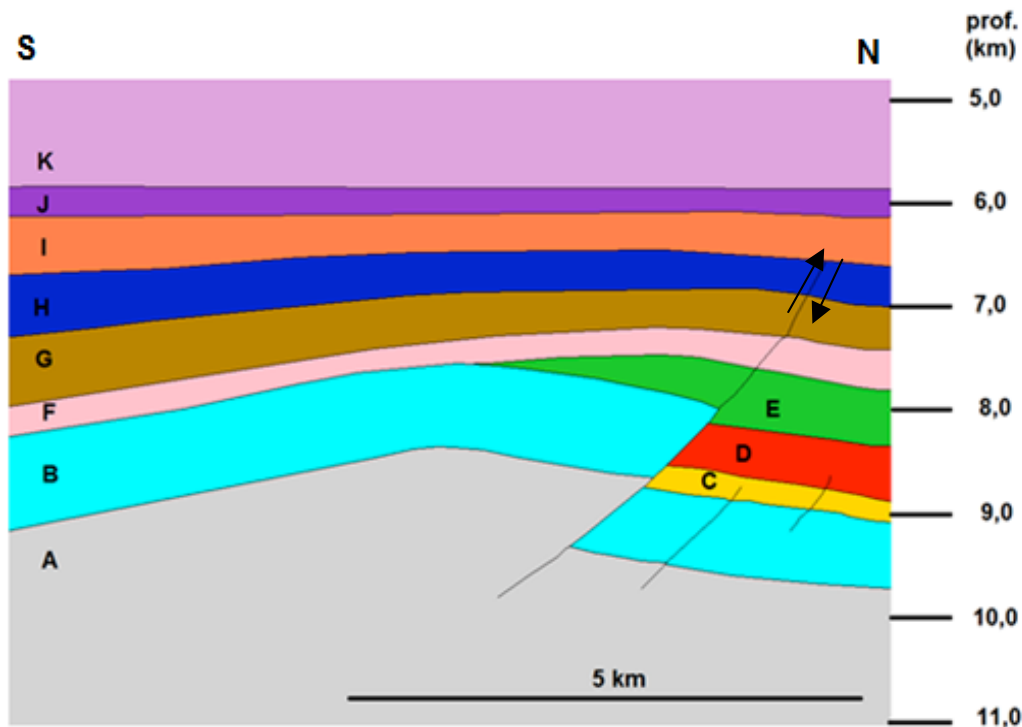


Figura 4.3: Porción del perfil L-5 interpretado donde se pueden ver las estructuras de la zona sur (escala 1:1) y cuya situación en el perfil se observa en la fig. 4.1.

Este pliegue tiene un relieve estructural medido en los horizontes pretectónicos de 1,29 km y una semilongitud de onda de aproximadamente 5,10 km.

Este anticlinal se encuentra asociado a una falla inversa con una forma lítrica cuya variación de buzamiento oscila desde 36° en la parte inferior hasta 62° en su tramo superior. El desplazamiento de la falla es mayor en las unidades inferiores, siendo para la unidad B (pre-tectónica) de 1,056 km y mucho menor hacia la parte superior de la sucesión estratigráfica. Las unidades I, J y K no han sido afectadas por la falla.

El acortamiento total medido entre una pin-line situada en la charnela del sinclinal situado al norte del anticlinal y la otra pin-line en el límite meridional del perfil, computando tanto el acortamiento debido a plegamiento como al desplazamiento a lo largo de las fallas, es de 0,8846 km para el techo de la unidad B.

4.3. Análisis distancia-desplazamiento de las fallas principales

A partir del desplazamiento aparente a lo largo de las dos fallas principales sufrido por cada unidad sismoestratigráfica (figs. 4.4 y 4.5), se ha construido un diagrama con medidas de distancia y desplazamiento (fig. 4.6). A partir de la terminación superior de la falla (punto rojo en las figuras) se ha medido la distancia al punto donde intersecta la base de cada unidad con la falla en el bloque superior y el desplazamiento aparente medido entre el mismo punto homólogo en el bloque elevado y hundido sobre la falla. Así se han obtenido una serie de pares de datos que han sido proyectados en la fig. 4.6.

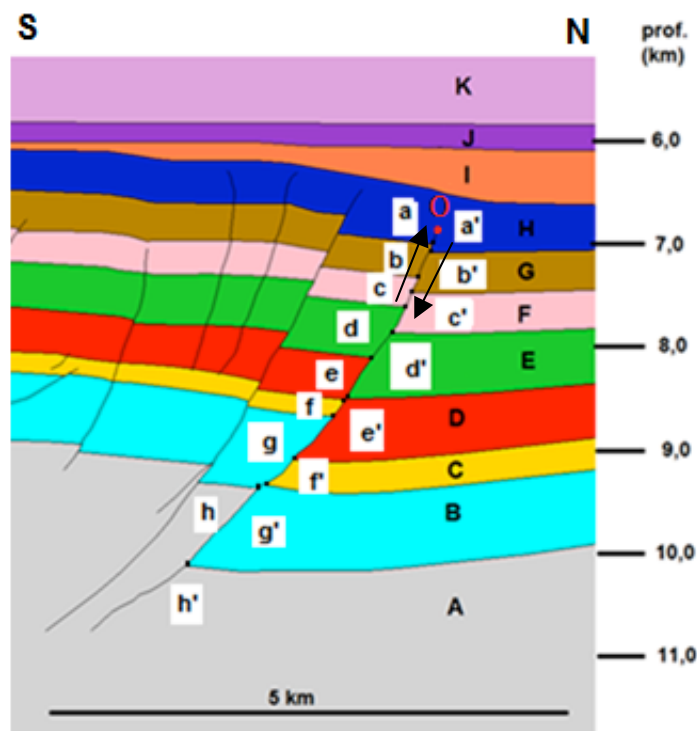


Figura 4.4: Fragmento del perfil L-5 donde se muestran las medidas efectuadas de desplazamiento de techos y muros de las unidades sismoestratigráficas definidas y distancia respecto a un punto de referencia arbitrario sobre la falla principal norte y cuya situación podemos ver en la fig. 4.1 (explicación en el texto).

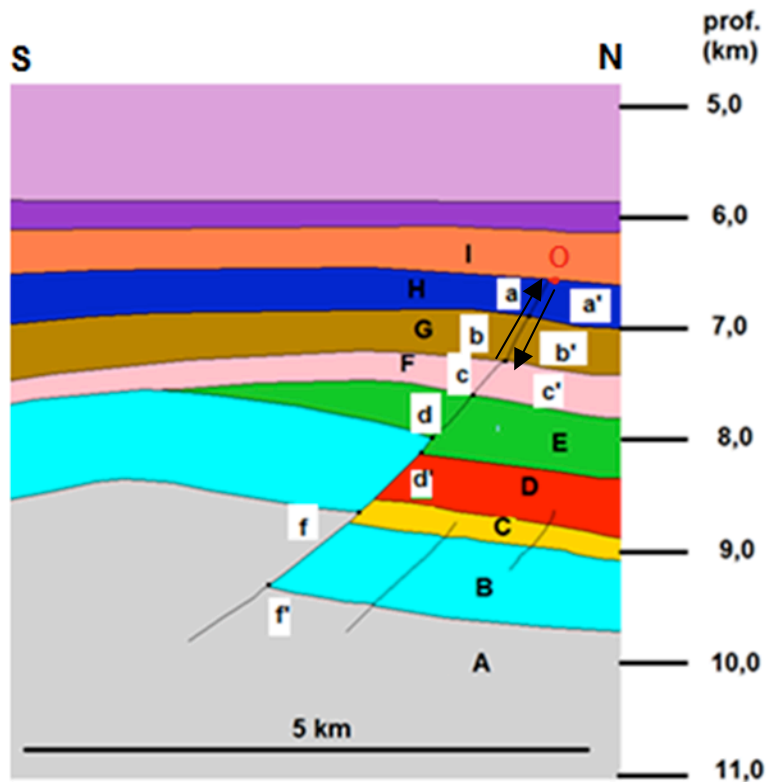


Figura 4.5: Fragmento del perfil L-5 que muestra las medidas de desplazamiento de techos y muros de las unidades sismoestratigráficas definidas y distancia y desplazamiento sobre la falla principal sur (explicación en el texto). Ver situación en figura 4.1

Tabla I: Valores de distancia-desplazamiento en km obtenidos para la falla norte y que se representan en las figuras 4.6 y 4.4.

techo unidades	distancia	desplazamiento
G	0,0167	0,1878
F	0,3991	0,2307
E	0,7794	0,3372
D	1,3183	0,5226
C	1,8528	0,776
B	2,0563	0,9785
A	3,3499	1,0472

Tabla II: Valores de distancia-desplazamiento en km obtenidos para la falla norte y que se representan en las figuras 4.6 y 4.5.

techo unidades	distancia	desplazamiento
H	0	0
G	0,3669	0,006
F	0,8314	0,0143
E	1,2553	0,141
B	1,7889	1,056
A	2,7134	1,1548

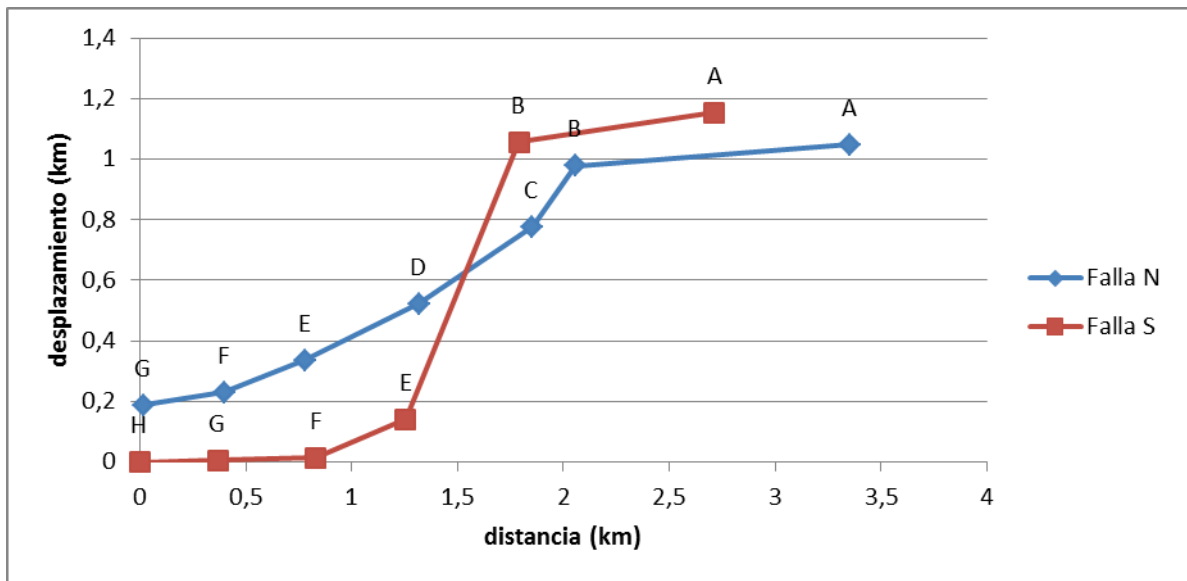


Figura 4.6: Diagrama desplazamiento-distancia para las dos fallas principales. Las letras asignadas a cada punto representan cada unidad sismoestratigráfica (ver figuras 4.4 y 4.5).

Como puede observarse en la fig.4.6 el desplazamiento en ambas fallas es mayor para la unidad pretectónica B que para las unidades sintectónicas. La falla sur no tiene

prácticamente desplazamiento aparente en el perfil para las unidades sintectónicas, F, G y H, y el desplazamiento para la falla norte va disminuyendo de forma progresiva en las unidades superiores.

5. CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD DE DESPEGUE Y RECONSTRUCCIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LAS FALLAS PRINCIPALES EN PROFUNDIDAD

Las fallas principales están situadas en el flanco norte de los dos anticlinales por lo que las regionales que se han utilizado unen los puntos de charnela de los sinclinales situados a ambos lados de los anticlinales. Las pin-lines y loose-lines se han situado en las zonas de seno de los sinclinales, lo más perpendicularmente posible a las capas y a las regionales. Las regionales que se han usado son las del techo de la unidad A (regional A) y del techo de la unidad B (regional B) que son las unidades pretectónicas presentes en el perfil sísmico.

5.1. Reconstrucción de las fallas en profundidad

Hemos considerado que sería de interés realizar una reconstrucción en profundidad de la forma de las dos fallas principales, la falla del frente del anticlinal norte (falla norte) y la falla del frente del anticlinal sur (falla sur). Las fallas no han podido ser interpretadas en profundidad. La forma de las fallas obtenida se comparará con los resultados obtenidos a partir de métodos de estimación de la profundidad de despegue a fin de averiguar cuál es el nivel de despegue y comprobar si ambas fallas comparten este nivel de despegue. Este método usado para obtener la forma de las fallas en profundidad también nos informa sobre la profundidad máxima de las fallas una vez estas tienden a disponerse paralelas a los horizontes, dato que también utilizaremos para el cálculo de la media de la profundidad del nivel de despegue.

Para obtener como serían las fallas en profundidad se ha usado el software Geosec 2D con el método de Geiser et al. (1988).

A partir de un horizonte, en nuestro caso el techo de la unidad B, se trazan horizontes paralelos en profundidad dando lugar a capas de espesor constante, que en nuestro caso ha sido 0,5 km salvo en las zonas profundas donde utilizamos 0,1 km de espesor. Estas capas nuevas limitadas por horizontes con un valor determinado de longitud son llevadas al estadio indeformado conservando su longitud, obteniendo un fragmento de falla nuevo uniendo las terminaciones de los horizontes. Este nuevo trozo de falla es llevado al estadio deformado y se repite este proceso sucesivamente. En las figuras 5.1 y 5.2 podemos observar el total de capas dibujadas en el estadio deformado con la forma final de las fallas sur y norte, respectivamente.

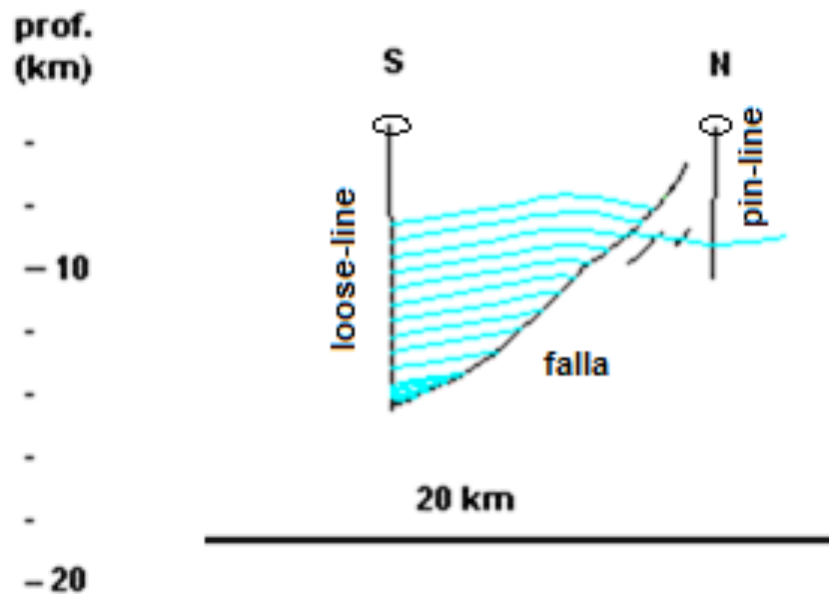


Figura 5.1: Parte del perfil sísmico L-5 donde se muestra la aplicación del método Geiser et al. (1988) para determinar la forma de la falla sur.

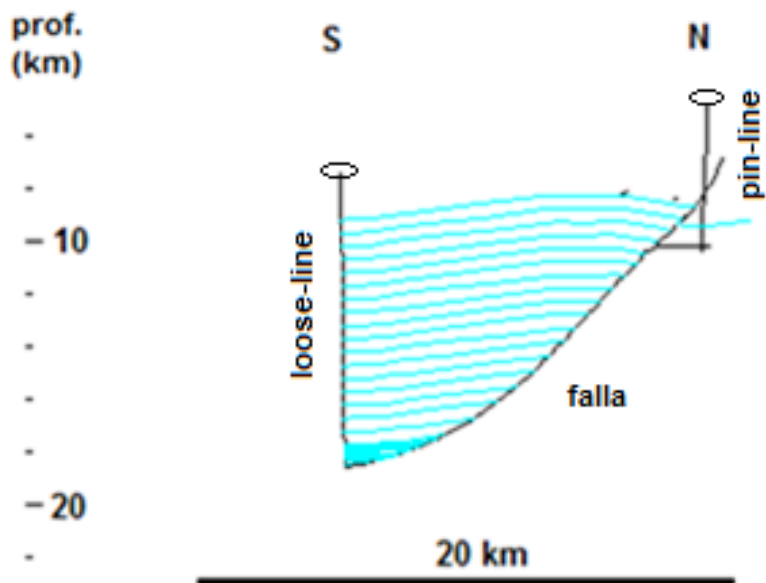


Figura 5.2: Parte del perfil sísmico L-5 donde se muestra la aplicación del método Geiser et al. (1988) para determinar la geometría de la falla norte.

Analizando exclusivamente la forma de la falla, la falla sur cambia bruscamente de buzamiento a una profundidad de aproximadamente 13 km, pasando de un buzamiento de 36° en la parte intermedia de la falla a tener un buzamiento de 22° en la parte más profunda y la falla norte podemos ver que su inclinación cambia bruscamente a partir de los 16 km pasando de un buzamiento de 35° en la parte intermedia de la falla a tener un buzamiento de 15° en profundidad. Ambas fallas son lítricas de forma que al acercarse al nivel de despegue disminuyen su buzamiento.

En cuanto a la profundidad del nivel de despegue, para la falla sur se ha obtenido un resultado ligeramente superior a 14 km de profundidad del nivel de despegue y para la falla norte se ha obtenido una profundidad del nivel de despegue de aproximadamente 18,5 km (fig. 5.3).

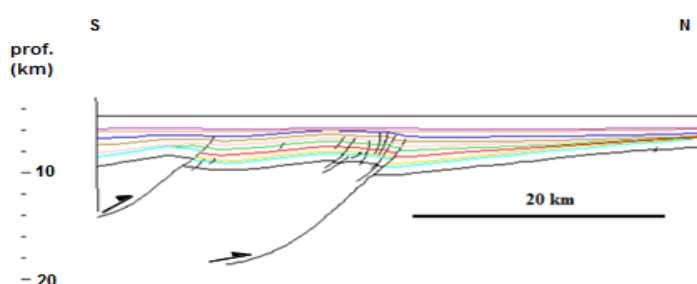


Figura 5.3: Interpretación del perfil sísmico L-5 con la forma de las fallas principales en profundidad obtenidas usando el método de Geiser et al. (1988).

Hay que tener en cuenta que emplear este método en esta zona es un riesgo, puesto que es probable que el basamento esté muy deformado, bien es difícil pensar que las capas mantuvieran longitudes y espesores constantes. Esta zona se encuentra próxima al límite con la corteza oceánica (Fernández-Viejo et al., 2012), por lo que las rocas pueden haber sufrido presiones y temperaturas considerables que harían difícil que existieran en el basamento capas paralelas y con espesor constante como las de la unidad B.

5.2. Cálculo de la profundidad de despegue

Nos ha parecido de interés realizar el cálculo de la profundidad de despegue de los dos anticlinales. Para ello, hemos utilizado los tres métodos siguientes: Chamberlin (1910), Epard & Groshong (1995) y Bulnes & Poblet (1999), que se basan en la relación entre el exceso de área y el acortamiento o bien la distancia entre las regionales para obtener la profundidad del nivel de despegue. Los tres métodos se han aplicado a las unidades pretectónicas, usando el techo de la unidad A y el techo de la unidad B.

Mediante el método de Chamberlin publicado en el año 1910 se calcula la profundidad del nivel de despegue a partir de los datos de área (A), longitud de las capas (l_0) y

anchura del pliegue (w) (fig.5.4). En este caso se van a obtener dos resultados para el nivel de despegue, uno para cada horizonte.

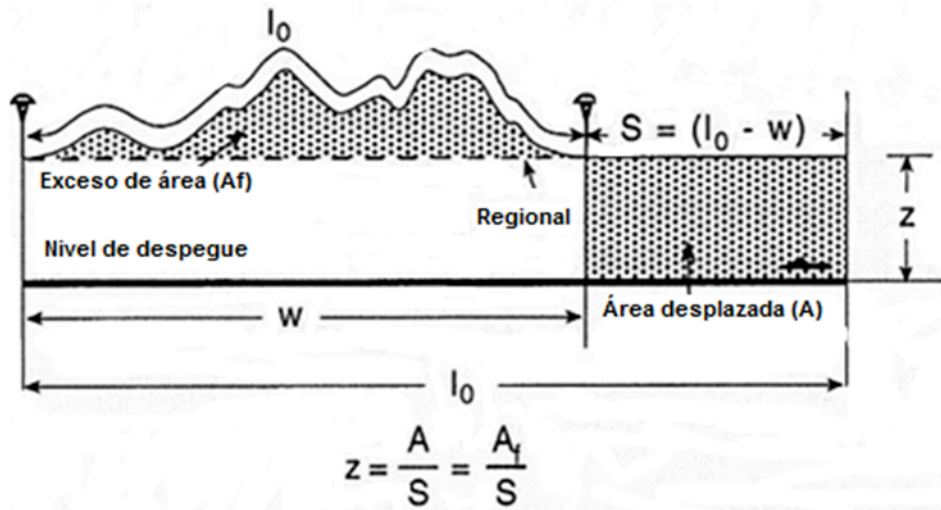


Figura 5.4: Figura explicativa del método Chamberlin (1910).

Para aplicar el método de Epard y Groshong (1995). Para aplicar este método se sitúa un nivel de referencia arbitrario, a partir del cual se mide la distancia a las regionales, y también se utiliza el exceso de área del núcleo del pliegue para cada horizonte (fig. 5.5). Los datos de áreas y distancias son proyectados colocando las distancias en las abscisas y las áreas en las ordenadas y se obtiene una recta que corta en un punto al eje de abscisas. Ese punto es la distancia a la que se encuentra el nivel de despegue desde el nivel de referencia.

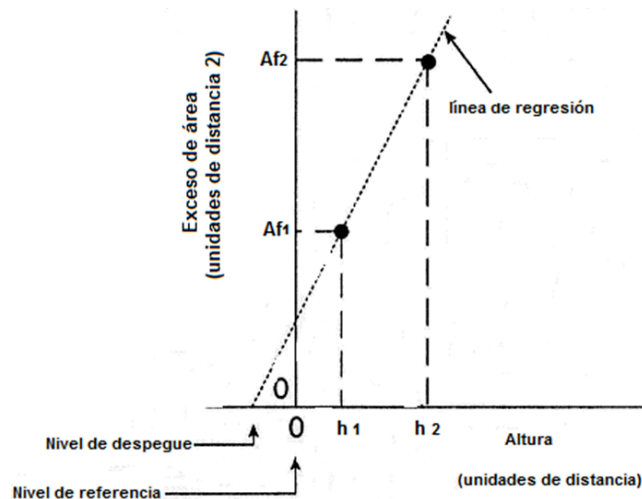


Figura 5.5: Figura explicativa del método Epard y Groshong (1995) para calcular la profundidad de despegue.

Finalmente se ha usado el método Bulnes & Poblet (1999), que emplea las profundidades obtenidas mediante el método de Chamberlin y el espesor acumulado de las unidades estratigráficas. Se representa la profundidad de despegue obtenida mediante el método de Chamberlin para cada horizonte respecto a la posición estratigráfica del horizonte en cuestión y se obtienen una serie de puntos para los que se traza una función de regresión lineal, obteniendo un punto que corta al eje de ordenadas y que nos marca la distancia a la que se encuentra el nivel de despegue respecto a la columna estratigráfica (fig. 5.6).

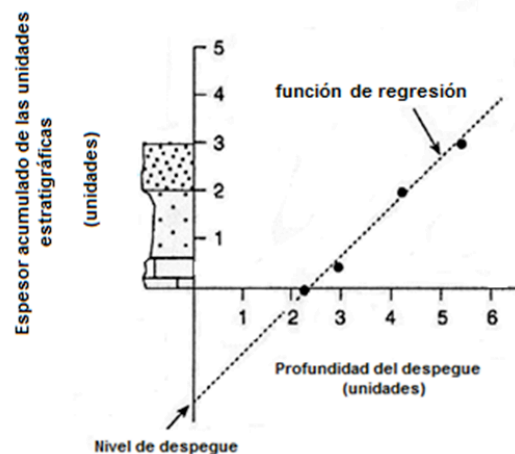


Figura 5.6: Figura explicativa del método Bulnes y Poblet (1999) para calcular la profundidad de despegue.

5.2.1. Anticlinal norte

El primer método utilizado ha sido el de Chamberlin (1910) cuyos datos utilizados de área, longitud y anchura pueden verse en la tabla III.

Tabla III: Valores utilizados para el cálculo del nivel de despegue.

	área (km ²)	longitud (km)	anchura (km)	acortamiento (km)	z (km)
Horizonte A	8,8433	14,697	13,531	1,166	7,5874
Horizonte B	9,4278	14,502	13,599	0,903	10,439

Desde la “regional A” (techo de la unidad A) se ha obtenido un valor para la profundidad de despegue de algo más de 7,5 km y desde la “regional B” (techo de la unidad B) un valor para la profundidad de despegue de casi 10,5 km; lo que nos da un valor absoluto de profundidad para el nivel de despegue de algo más de 17,2 y ligeramente por encima de 19,5 km respectivamente (fig. 5.7).

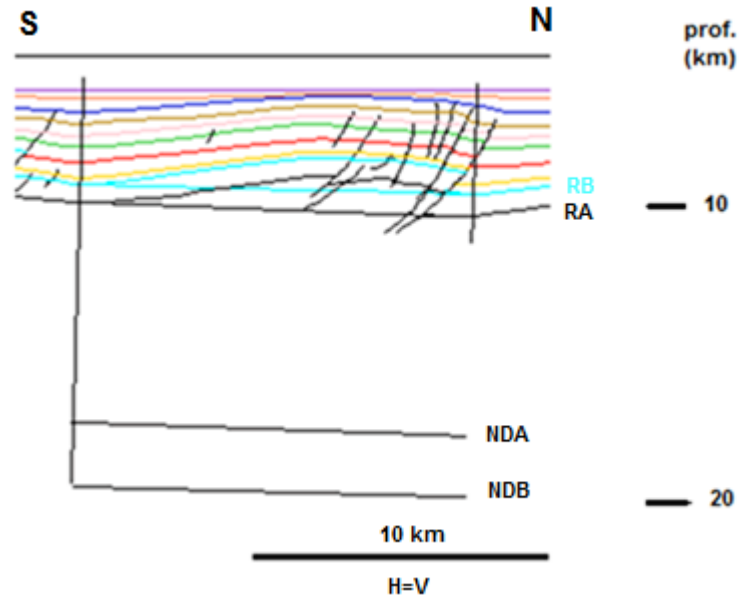


Figura 5.7: Resultados obtenidos para la profundidad del nivel de despegue usando el método de Chamberlin (1910) en el anticlinal norte. R_A = regional de la unidad A, R_B =regional de la unidad B, ND_A =nivel de despegue obtenido a partir del techo de la unidad A y ND_B =nivel de despegue obtenido a partir del techo de la unidad B.

A fin de emplear el método Epard y Groshong (1995) los valores de exceso de área y distancia de un nivel de referencia arbitrario a cada una de las regionales utilizados se muestran en la tabla IV.

Tabla IV: Valores a representar en la figura 5.8 para aplicar el método Epard y Groshong (1995).

	área (km ²)	distancia (km)
Horizonte A	8,8433	1
Horizonte B	9,4278	1,71

En la figura 5.8 se muestra el exceso de área para cada horizonte (ordenadas) respecto a la distancia a su regional correspondiente desde un mismo nivel de referencia arbitrario (abscisas). A partir de dos puntos, se obtuvo una función de regresión lineal que corta al

eje de abscisas en un punto que es la profundidad del nivel de despegue medida desde el nivel de referencia.

El valor obtenido es ligeramente superior a 9,7 km a partir de nuestro nivel de referencia, lo que da un valor de profundidad absoluta para el nivel de despegue de casi 20,5 km, el cual ha sido representado en la figura 5.9.

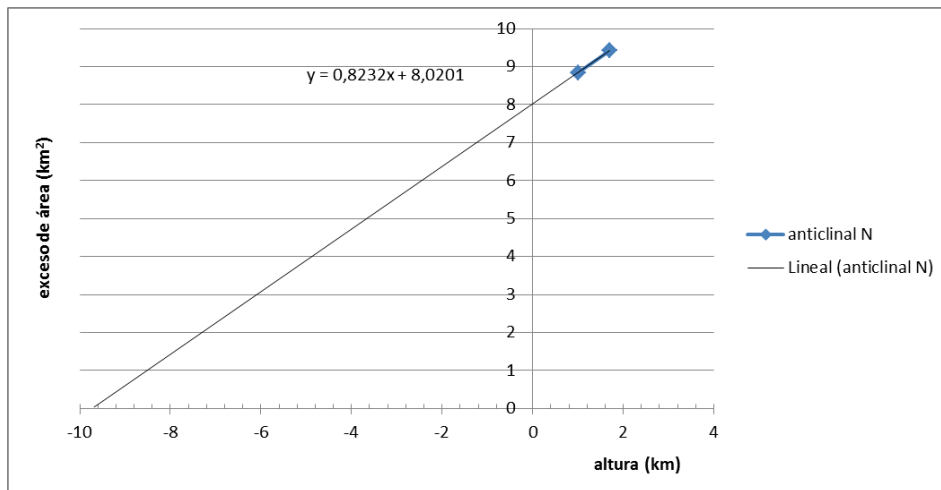


Figura 5.8: Gráfico en el que se muestra la aplicación del método Epard y Groshong (1995) para el anticlinal norte.

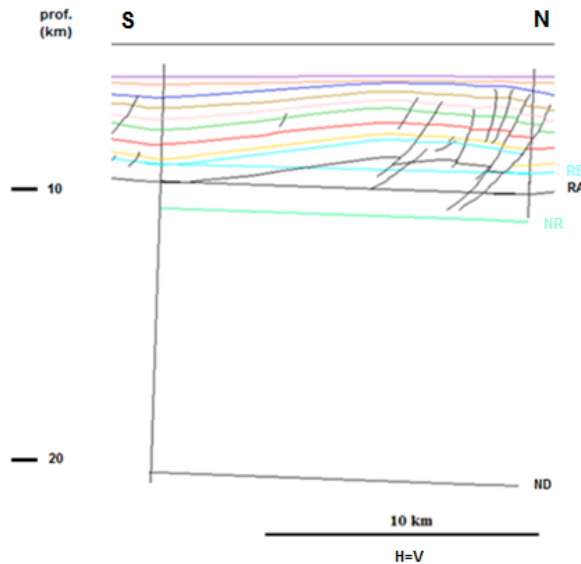


Figura 5.9: Nivel de despegue calculado con el método Epard y Groshong (1995) para el anticlinal norte. R_A = regional de la unidad A, R_B =regional de la unidad B, NR=nivel de referencia y ND=nivel de despegue.

Para utilizar el método de Bulnes y Poblet (1999) se han utilizado los valores de espesor estratigráfico y profundidad de despegue obtenida mediante el método de Chamberlin (1910) que se presentan en la tabla V.

Tabla V: Valores a representar en la figura 5.10 para aplicar el método Bulnes y Poblet (1999).

	espesor acumulado (km)	"Z" Chamberlin (km)
Horizonte A	0	7,5874
Horizonte B	0,75	10,439

Los datos de la tabla V se han proyectado en la figura 5.10 y de acuerdo con la función de regresión lineal de los datos proyectados, el valor para el cuál esta interseca el eje de ordenadas es de casi 2 km. Teniendo en cuenta este valor, la profundidad absoluta del nivel de despegue es de aproximadamente 10,7 km. Este valor se aleja de los valores obtenidos tanto por los métodos de exceso de área (Chamberlin, 1910 y Epard y Groshong, 1995) como por el método de reconstrucción de la falla en profundidad (Geiser et al., 1988), algo que podría explicarse porque solo contamos con dos valores, y por tanto si existieran más horizontes pretectónicos tal vez mejorara la precisión del resultado.

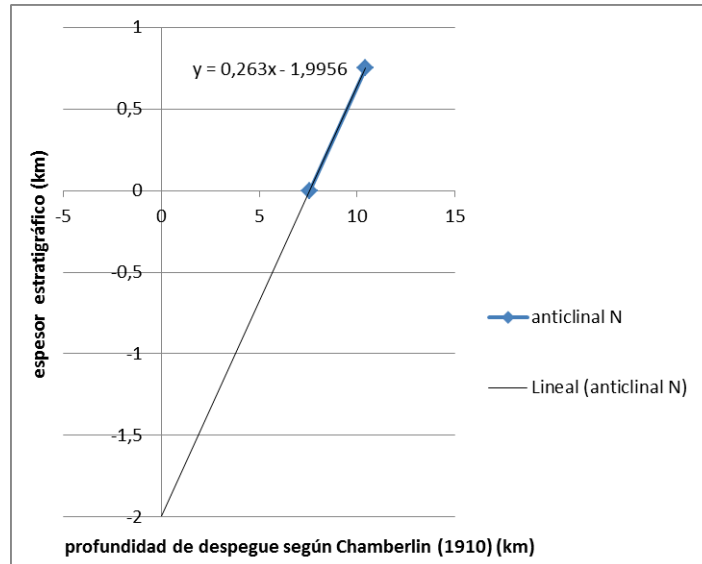


Figura 5.10: Gráfico en el que se muestra la aplicación del método Bulnes y Poblet (1999) para el anticlinal norte.

En la fig. 5.11 se representa la profundidad a la que queda el valor obtenido para el nivel de despegue utilizando el método de Bulnes y Poblet (1999).

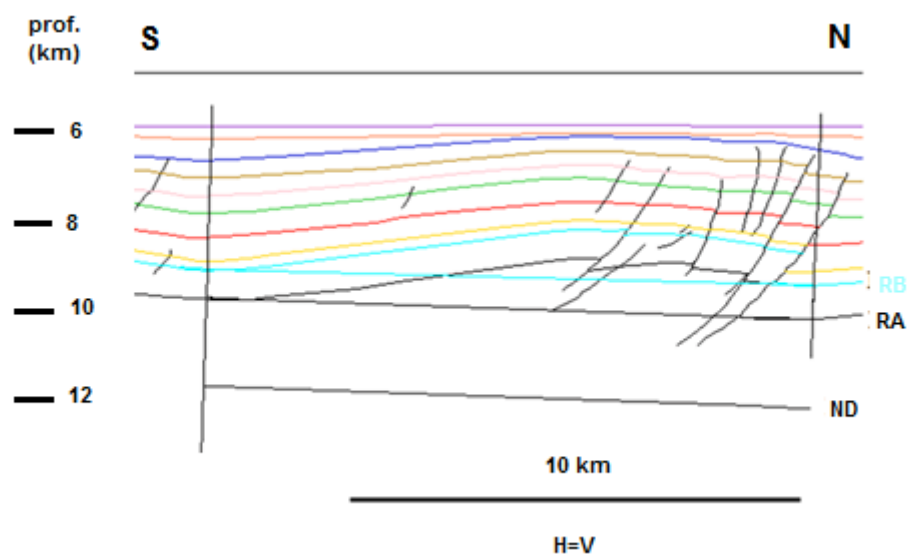


Figura 5.11: Nivel de despegue obtenido por el método de Bulnes y Poblet (1999) para el anticlinal norte. R_A = regional de la unidad A, R_B =regional de la unidad B y ND=nivel de despegue.

Si obviamos el dato obtenido por el método Bulnes y Poblet (1999) y teniendo en cuenta el resultado obtenido por el método Geiser et al. (1988), el valor medio de profundidad para esta falla es ligeramente superior a 18,9 km con un margen de error de $\pm 1,6$ km.

5.2.2. Anticlinal Sur

Para el método Chamberlin (1910) hemos empleado los valores de exceso de área, longitud de los horizontes, anchura de los pliegues y acortamiento (tabla VI).

Tabla VI: Valores utilizados para el cálculo del nivel de despegue mediante el método de Chamberlin (1910).

	área (km ²)	longitud (km)	anchura (km)	acortamiento (km)	"Z" (km)
Horizonte A	5,3373	11,16	10,128	1,032	5,1718
Horizonte B	6,71	11,105	10,193	0,911	7,3636

Para el techo de la unidad A se ha obtenido un valor para la profundidad de despegue superior a 5,1 km y para el techo de la unidad B un valor algo mayor que 7,3 km; lo que nos da un valor absoluto de profundidad para el nivel de despegue algo superior a 14,5 y 15,8 km, respectivamente, cuya representación se representa en la figura 5.12.

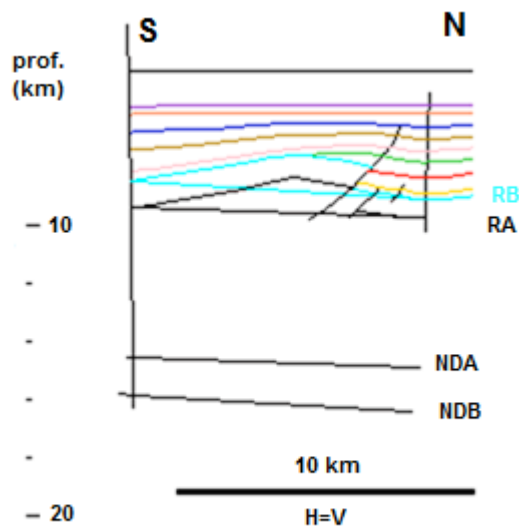


Figura 5.12: Resultados del nivel de despegue obtenidos con el método de Chamberlin (1910) en el anticlinal sur. R_A = regional de la unidad A, R_B =regional de la unidad B, ND_A =nivel de despegue obtenido a partir del techo de la unidad A y ND_B =nivel de despegue obtenido a partir del techo de la unidad B.

Para el método de Epard y Groshong (1995) se han usado los valores de exceso de área y distancia de un nivel de referencia arbitrario a cada una de las regionales mostrados en la tabla VII.

Tabla VII: Valores utilizados para aplicar el método de Epard y Groshong (1995) representados en la figura 5.13.

	área (km^2)	distancia (km)
Horizonte A	5,3373	0,4488
Horizonte B	6,71	1,0678

En la figura 5.13 se presenta la aplicación de este método y el resultado de profundidad obtenido respecto al nivel de referencia. El valor obtenido para el anticlinal sur es de algo más de 1,9 km a partir de nuestro nivel de referencia, lo que da un valor de profundidad absoluta para el nivel de despegue de más de 11,7 km (5.14).

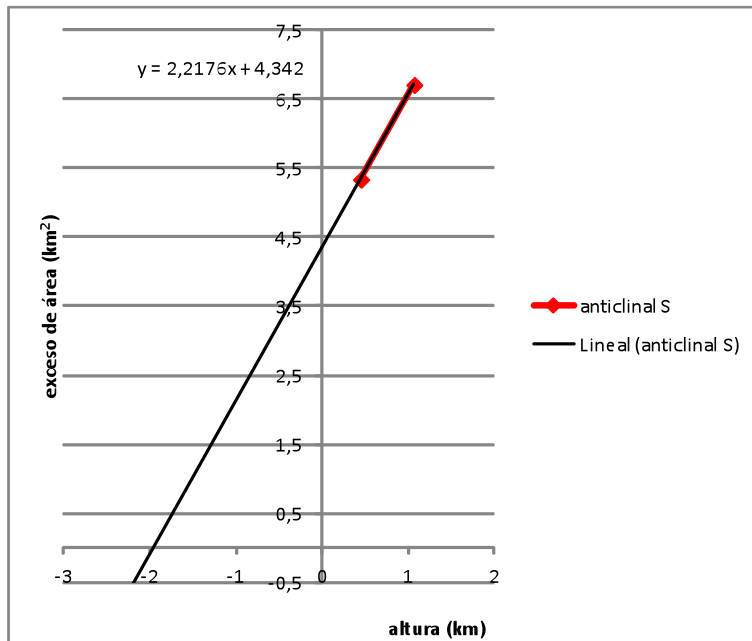


Figura 5.13: Gráfico que muestra los valores obtenidos con el método Epard y Groshong (1995) para el anticlinal sur.

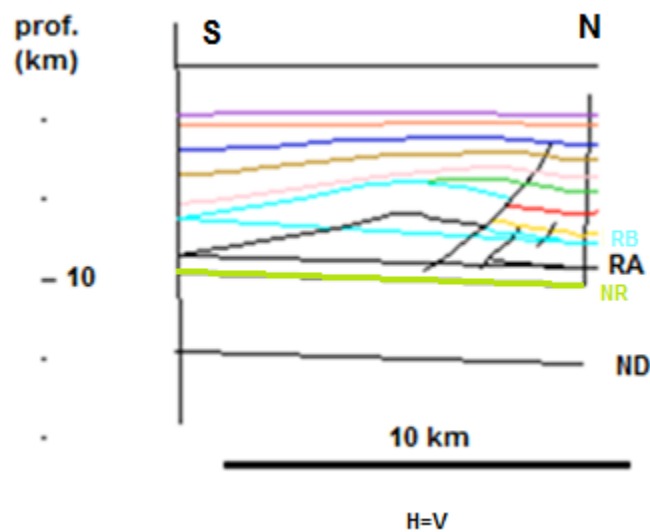


Figura 5.14: Resultados obtenidos para el cálculo del nivel de despegue del anticlinal sur utilizando el método Epard y Groshong (1995). R_A = regional de la unidad A, R_B =regional de la unidad B, NR=nivel de referencia y ND=nivel de despegue.

Los datos que se han medido para utilizar el método de Bulnes y Poblet (1999) y se van a proyectar en la figura 5.15 se pueden ver en la tabla VIII.

Tabla VIII: Valores utilizados para aplicar el método de Bulnes y Poblet (1999) representados en la figura 5.13.

	espesor acumulado (km)	"Z" Chamberlin (km)
Horizonte A	0	5,1718
Horizonte B	0,75	7,3636

La representación de estos datos y su ajuste mediante una función de regresión lineal da como resultado que el valor en el que se corta el eje de ordenadas es algo superior a 1,7 km (fig. 5.15) que corresponde a una profundidad absoluta de casi 11,2 km (fig. 5.16).

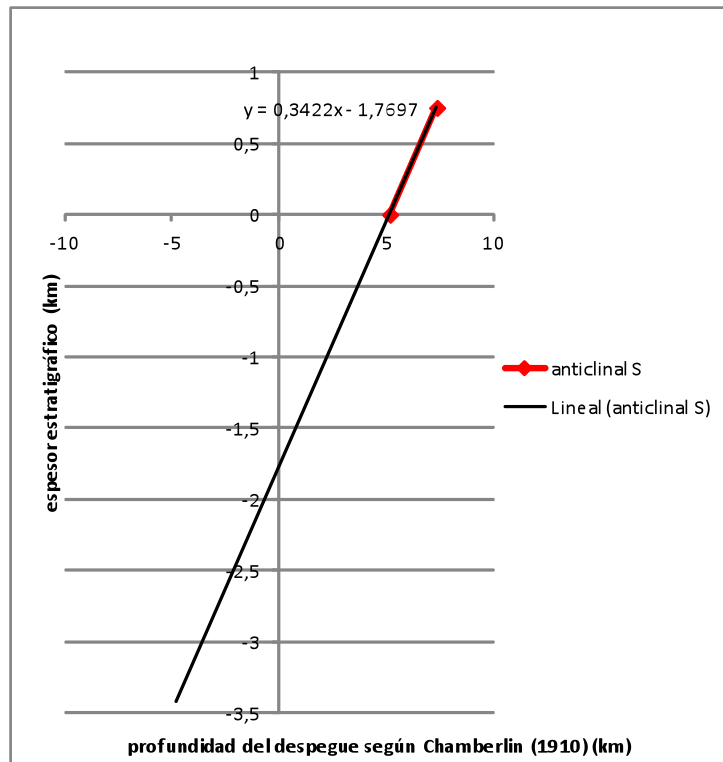


Figura 5.15: Representación de los valores utilizados para aplicar el método Bulnes y Poblet (1999) en la falla sur.

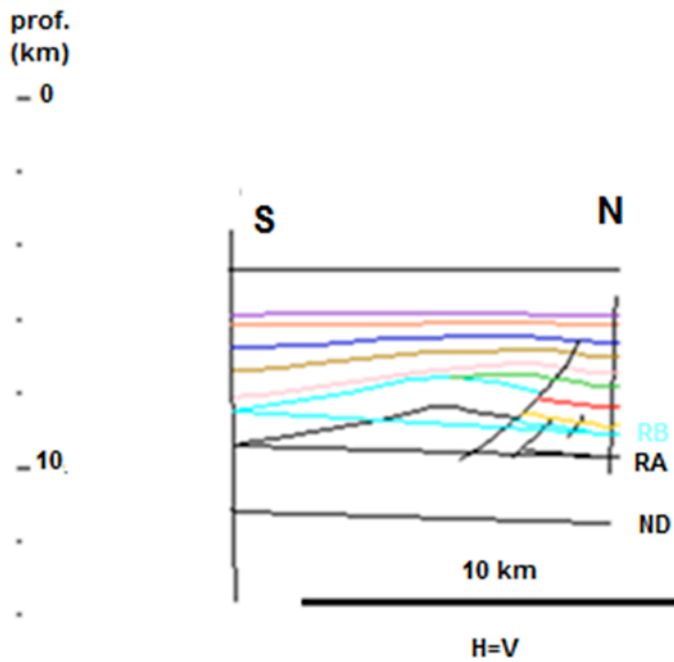


Figura 5.16: Resultado obtenido de la profundidad del nivel de despegue por el método de Bulnes y Poblet (1999) para el anticlinal sur. R_A = regional de la unidad A, R_B =regional de la unidad B y ND=nivel de despegue.

Los resultados para este anticlinal sur han sido similares empleando los distintos métodos, tanto de reconstrucción de la falla como de cálculo de la profundidad del nivel de despegue. El valor medio de profundidad del nivel de despegue sería de 13,5 km con un error de $\pm 2,1$ km.

5.3. Consideraciones generales sobre el nivel de despegue

En la tabla IX podemos ver los resultados obtenidos mediante los distintos métodos para las dos estructuras.

Tabla IX: Valores de profundidad del nivel de despegue obtenidos por los métodos anteriormente explicados.

	Método usado					
	Chamberlin A	Chamberlin B	Epard y Groshong	Bulnes y Poblet	Geiser	Promedio
Prof. Anticlinal N (km)	17,2526	19,514	20,4554	10,6992	18,494	18,929 \pm 1,6
Prof. Anticlinal S (km)	14,5817	15,8449	11,7724	11,1871	14,1389	13,505 \pm 2,1

Tanto las regionales en la zona norte como en la zona sur, no son horizontales, por lo que se han realizado las medidas de profundidad del despegue en el punto de la regional que intersecta a la pin-line correspondiente a cada zona.

En el caso de los métodos de Epard y Groshong (1995), y Bulnes y Poblet (1999), hay que tener en cuenta que se elaboran a partir de funciones de regresión, y teniendo en cuenta que en nuestro perfil solo existen dos horizontes pretectónicos la línea de regresión sería más precisa si existieran más datos. El método Bulnes y Poblet (1999) siempre da los resultados menos profundos. En ambos anticlinales el método de Geiser et al. (1988) es el que se aproxima más al valor medio de profundidad calculado empleando los resultados de todos los métodos.

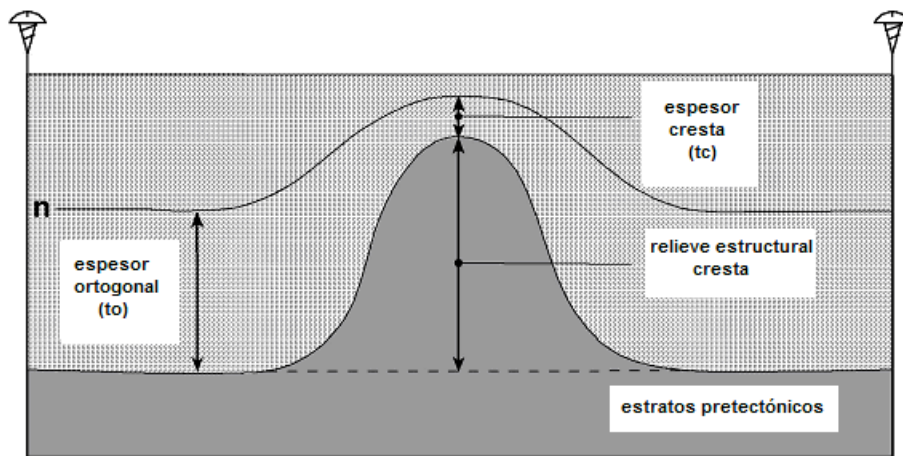
Teniendo en cuenta la profundidad obtenida para el nivel de despegue de la estructura norte es posible que el nivel de despegue sea la discontinuidad de Mohorovicic. El Moho se sitúa a una profundidad aproximada de 19 km en esta zona (Ruiz, 2007) y por tanto, podría ser un buen nivel de despegue, ya que el nivel de despegue estimado se encontraría situado a algo más de 18,9 km.

En el caso del anticlinal sur, el valor medio de la profundidad de despegue obtenida es de 13,5 km con un margen de error de unos 2 km, por lo que es de esperar que su nivel de despegue no sea el mismo que en el caso de la estructura norte. Este nivel de despegue podría corresponder al límite entre la corteza superior e inferior que se encuentra situado a 12,5 km de profundidad en esta zona (Fernández-Viejo, 1997).

6. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEDUCIDA A PARTIR DE LOS SEDIMENTOS SINTECTÓNICOS

Para determinar e intentar cuantificar la evolución estructural de los pliegues y las fallas principales se han llevado a cabo varias gráficas a partir de mediciones de las unidades sintectónicas.

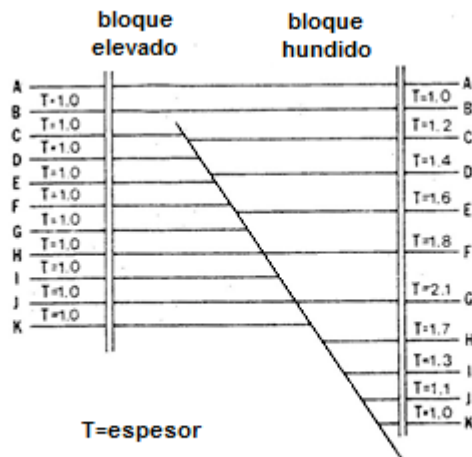
Este análisis consta de una estimación de la evolución en el tiempo del relieve estructural de los anticlinales para el cuál se ha utilizado el método de Poblet y Hardy (1995), que consiste en calcular el relieve estructural en cada estadio a partir de la diferencia el espesor acumulado de los estratos sintectónicos en la cuenca sinclinal y el espesor ortogonal acumulado de los mismos sedimentos en la cresta del anticlinal. Este cálculo se ha hecho para cada flanco en los dos anticlinales y su explicación gráfica puede verse en la figura 6.1.



relieve estructural de la cresta en un tiempo $t_n = t_o - t_c$

Figura 6.1: Figura explicativa del método usado para calcular el relieve estructural en los sedimentos sintectónicos, donde n es un horizonte sintectónico cualquiera (Poblet y Hardy, 1995).

El segundo cálculo efectuado tiene como objetivo determinar la variación en el tiempo del salto vertical de las fallas principales, para el cuál se ha usado el método de Jackson y Galloway (1984), que consiste en una diferencia acumulada de los espesores ortogonales de las distintas unidades sintectónicas en ambos bloques de la falla, restando al valor del bloque hundido el valor del bloque elevado.



Salto vertical de la falla= espesor bloque hundido-espesor bloque elevado
 Índice expansión falla= espesor bloque hundido/espesor bloque elevado

Figura 6.2: Figura explicativa del método utilizado para obtener el desplazamiento de las fallas y el índice de expansión (Jackson y Galloway, 1984).

Finalmente, se ha hecho un cálculo del acortamiento sufrido por las estructuras en distintos momentos de su evolución mediante el método de Masafferro et al. (1999), cuya explicación puede verse en la figura 6.3.

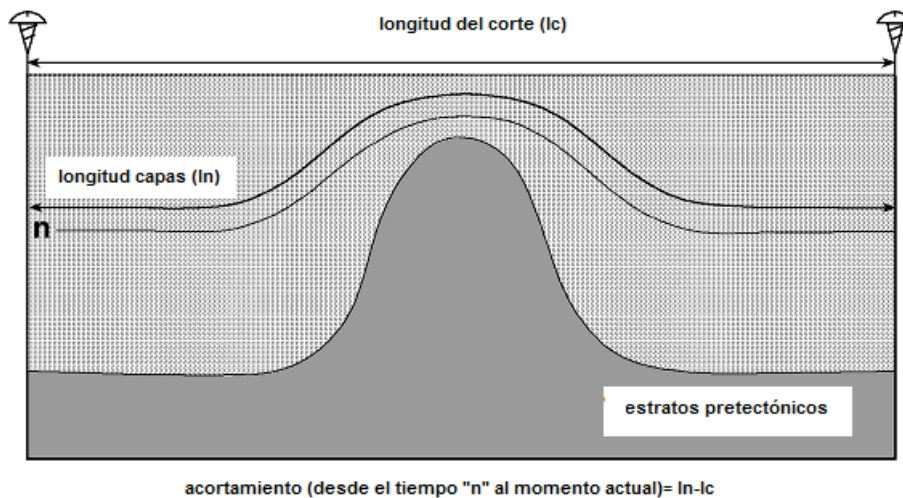


Figura 6.3: Figura explicativa del método utilizado para obtener el acortamiento. Modificado de Masafferro et al. (1999).

Primero se ha calculado el acortamiento para los horizontes pretectónicos y este sería el acortamiento total. A continuación, se ha calculado el acortamiento sufrido por cada horizonte sintectónico, desde su depósito hasta la actualidad siguiendo la misma fórmula. Finalmente se han restado los dos valores para obtener el acortamiento desde el inicio de crecimiento de cada estructura hasta el depósito de cada horizonte, de acuerdo con el método de Masafferro et al. (1999).

A fin de calcular la variación del relieve estructural de los anticlinales y el movimiento de las fallas principales sería conveniente descompactar las capas, pero eso no ha sido posible al carecer de datos litológicos de las unidades.

En la fig. 6.4 se presentan los resultados obtenidos tanto para la estructura norte como para la estructura sur:

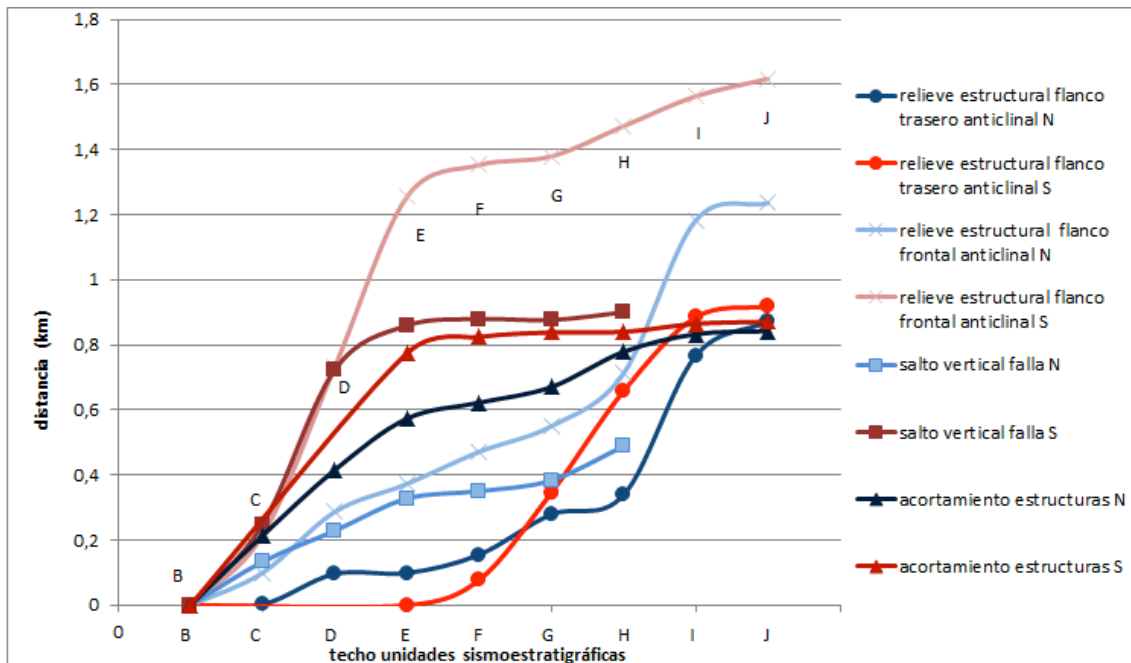


Figura 6.4: Gráfica que muestra los datos obtenidos con respecto a la variación en el tiempo del relieve estructural de los anticlinales, el salto vertical de las fallas principales y el acortamiento sufrido por las estructuras presentes en el perfil.

6. 1. Evolución de la estructura norte

6.1.1. Relieve estructural del anticlinal

Se van a analizar ambos flancos por separado, de manera que se han comparado los espesores de las unidades sintectónicas de la cuenca del sinclinal situada en la parte central con el espesor de los sedimentos sintectónicos de la cresta del anticlinal norte para analizar la evolución del flanco trasero del anticlinal. Del mismo modo, se han comparado los espesores de las unidades sintectónicas en la cuenca del sinclinal situada al norte y los de la cresta del anticlinal norte para determinar la evolución del flanco frontal del anticlinal. Todos los datos se presentan en las tablas X y XI respectivamente, y en la figura 6.4.

Tabla X: Datos medidos a fin de calcular el relieve estructural para el flanco trasero del anticlinal norte en km, representado en la figura 6.3.

Unidad	espesor (seno sinclinal)	espesor (cresta anticlinal)	resta (espesores)
C	0,21483333	0,21195	0,00288333
D	0,51606	0,42254286	0,09640048
E	0,52365714	0,52095	0,09910762
F	0,3526	0,29645714	0,15525048
G	0,445575	0,32155	0,27927548
H	0,40166667	0,3424	0,33854214
I	0,47358	0,04583333	0,76628881
J	0,2935	0,1879	0,87188881

Tabla XI: Datos medidos a fin de calcular el relieve estructural para el flanco frontal del anticlinal norte en km representado en la figura 6.4.

Unidad	espesor (cuenca sinclinal)	espesor (cresta anticlinal)	resta (espesores)
C	0,3115	0,21195	0,09955
D	0,6096	0,42254286	0,28660714
E	0,6071	0,52095	0,37275714
F	0,3952	0,29645714	0,4715
G	0,4002	0,32155	0,55015
H	0,50415	0,3424	0,7119
I	0,5165	0,04583333	1,18256667
J	0,241	0,1879	1,23566667

La variación del relieve estructural del anticlinal norte con respecto a su flanco trasero se va incrementando de manera gradual salvo durante el depósito de la unidad I, momento en el que este incremento es mucho mayor (fig. 6.4). En el flanco frontal sucede algo parecido, con un incremento gradual, que durante el depósito de la unidad I es mucho mayor, aunque el valor total es menor en el flanco trasero debido a que el sinclinal frontal del anticlinal es más profundo que el sinclinal adyacente al flanco trasero.

La tasa promedio de crecimiento para el anticlinal norte en el flanco trasero es de 0,0417 km/Ma y en el flanco frontal 0,0592 km/Ma. Hay que tener en cuenta que para obtener estas tasas promedio se han computado todas las unidades sintectónicas a las que se ha asignado una edad que va del Eoceno medio al Mioceno inferior, que según la

tabla cronoestratigráfica internacional del año 2013 abarca un período de aproximadamente 20,86 millones de años.

6.1.2. Salto vertical de la falla principal

Los datos que reflejan el movimiento de la falla se presentan en la tabla XII y en la figura 6.4.

Tabla XII: Datos medidos a fin de determinar el salto vertical para la falla norte en km, representado en la figura 6.4.

Unidad	espesor bloque elevado	espesor bloque hundido	salto vertical falla
C	0,178	0,3115	0,1335
D	0,5142	0,6096	0,2289
E	0,508	0,6071	0,328
F	0,3725	0,3952	0,3507
G	0,3672	0,4002	0,3837
H	0,399	0,50415	0,48885

Esta falla muestra un gradiente de salto vertical mayor en las primeras unidades sintectónicas hasta el depósito del techo de la unidad E, período en el que se ralentiza el movimiento hasta el techo de la unidad G y, finalmente, durante el depósito de la unidad H incrementa de nuevo, aunque en menor medida que en el tramo inicial.

La tasa promedio de salto vertical para la falla principal norte es de 0,0234 km/Ma, calculada a partir de los datos de edad disponibles para las unidades sintectónicas cuya edad se atribuye al Eoceno medio a Mioceno inferior. También se ha calculado el índice de expansión de Jackson y Galloway (1984), a partir del espesor de las unidades sintectónicas en el bloque hundido dividido por el espesor en el bloque elevado de estas mismas unidades y tiene un valor de 1,26.

6.1.3. Acortamiento

Los valores de acortamiento sufridos por esta estructura se han representado en la figura 6.4 y en la tabla XIII.

Tabla XIII: Datos medidos a fin de calcular el acortamiento en km sufrido por los distintos horizontes pretectónicos y sintectónicos asociados al anticlinal norte, representados en la figura 6.4. l= longitud de los horizontes, w= anchura de la estructura, a=acortamiento desde el momento de la sedimentación hasta la actualidad y a.final=acortamiento acumulado en el tiempo.

Unidad	l	w	a	a. final
B	14,4528	13,6094	0,8434	
C	14,2495	13,6197	0,6298	0,2136
D	14,0373	13,6094	0,4279	0,4155
E	14,5758	14,3059	0,2699	0,5735
F	15,0364	14,8156	0,2208	0,6226
G	15,2206	15,0478	0,1728	0,6706
H	14,9398	14,8753	0,0645	0,7789
I	14,8856	14,8753	0,0103	0,8331
J	13,6492	13,6481	0,0011	0,8423

En este anticlinal, el acortamiento tiene un gradiente considerable desde su inicio hasta el techo de la unidad E, como se puede ver por la elevada pendiente de la curva en la figura 6.4, y luego el acortamiento sigue creciendo pero con un incremento notablemente menor que en las unidades inferiores.

La tasa promedio de acortamiento en la estructura norte es 0,04 km/Ma, teniendo en cuenta que la edad asignada para las unidades sintectónicas va del Eoceno medio al Mioceno inferior.

6.1.4. Relaciones entre el relieve estructural del anticlinal, el movimiento de la falla y el acortamiento

En la figura 6.5 se representa la variación del relieve estructural y el salto vertical de la falla principal en función del acortamiento. De acuerdo con la gráfica obtenida, el acortamiento se distribuye en amplificar el anticlinal y provocar movimiento a lo largo de la falla de manera aproximadamente equitativa hasta el techo de la unidad H. A partir de este momento la falla deja de ser activa y todo el acortamiento se consume en amplificar el anticlinal, razón por la cual la pendiente de las curvas de relieve estructural ilustradas en la figura 6.4 incrementan su pendiente de forma espectacular.

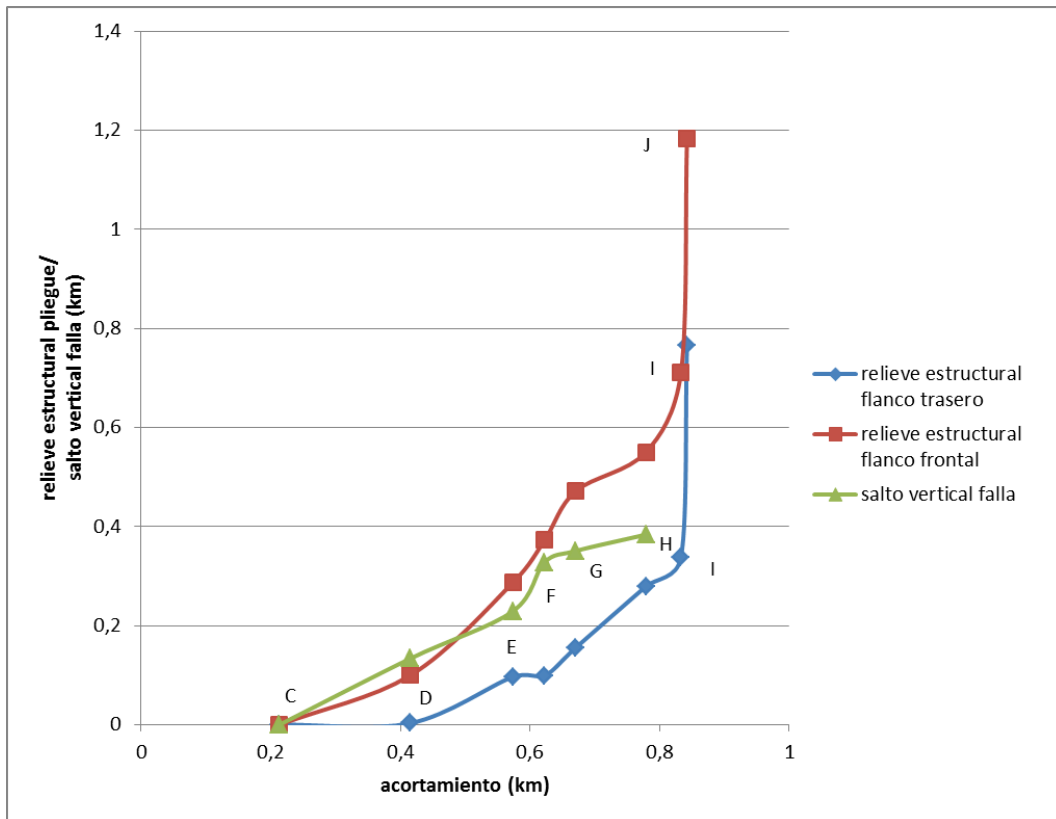


Figura 6.5: Gráfica que muestra el relieve estructural del anticlinal norte y el salto vertical de la falla principal respecto al acortamiento.

6.2. Evolución de la estructura sur

6.2.1. Relieve estructural del anticlinal

Se han tratado los flancos de forma independiente de tal modo que para el flanco trasero se han medido los espesores de las unidades sintectónicas en la cuenca del sinclinal situado al sur del perfil y el espesor en la cresta del anticlinal sur, y para el flanco frontal se han medido los espesores en la cuenca del sinclinal central y en la cresta del anticlinal sur. A continuación, se han obtenido los resultados concernientes al crecimiento del anticlinal sur (tablas XIV y XV, fig.6.4).

Tabla XIV: Datos medidos a fin de calcular el relieve estructural para el flanco trasero del anticlinal sur en km, representado en la figura 6.4.

Unidad	espesor (seno sinclinal)	espesor (cresta anticlinal)	resta (espesores)
F	0,33182	0,2543	0,07752
G	0,68735	0,419075	0,345795
H	0,6206	0,30876667	0,65762833
I	0,6091	0,38173333	0,884995
J	0,2742	0,2399	0,919295

Las unidades C, D y E no han sido tenidas en cuenta para los cálculos porque no aparecen en el extremo sur de la zona interpretada del perfil, ya que la unidad E onlapa en la cresta del anticlinal sur y las unidades C y D aparecen únicamente en el bloque inferior de la falla principal sur pero no están desarrolladas en el bloque superior. De acuerdo con nuestra interpretación estas tres unidades están restringidas a la parte norte de este anticlinal debido a que este estaba ya levantándose durante su sedimentación.

Tabla XV: Datos medidos a fin de calcular el relieve estructural para el flanco frontal del anticlinal sur en km, representados en la figura 6.4.

Unidad	espesor (seno sinclinal)	espesor (cresta anticlinal)	resta (espesores)
E	0,52365714	0	1,25455048
F	0,3526	0,2543	1,35285048
G	0,445575	0,419075	1,37935048
H	0,40166667	0,30876667	1,47225048
I	0,47358	0,38173333	1,56409714
J	0,2935	0,2399	1,617697143

Como puede observarse en la fig. 6.4, la variación del relieve estructural del flanco trasero es aproximadamente constante mientras que en el flanco frontal es acusado durante el depósito de las unidades D y E, y adquiere una tendencia mucho más suave durante el depósito de las unidades sintectónicas superiores. De acuerdo con estos datos, el crecimiento registrado fue mucho mayor, en total, en el flanco frontal que en el flanco trasero debido a la mayor profundidad (mirar el techo de A) del sinclinal respecto al sinclinal situado al sur.

La tasa promedio de crecimiento para el flanco trasero del anticlinal sur es de 0,044 km/Ma y para el flanco frontal de 0,0775 km/Ma, teniendo en cuenta que estas tasas son aproximadas utilizando un intervalo de tiempo de 20,83 millones de años, desde el Eoceno medio al Mioceno inferior que es la edad de los límites inferior y superior respectivamente de las unidades sintectónicas.

6.2.2. Salto vertical de la falla principal

Los datos de espesores y movimiento de falla obtenidos para la falla sur se muestran en la tabla XVI y en la figura 6.4.

Tabla XVI: Datos medidas a fin de determinar el salto vertical para la falla sur en km, representado en la figura 6.4.

Unidad	espesor bloque elevado	espesor bloque hundido	salto vertical falla
C	0	0,247	0,247
D	0	0,4761	0,7231
E	0,4489	0,5852	0,8594
F	0,3291	0,3492	0,8795
G	0,4253	0,4226	0,8768
H	0,3433	0,3672	0,9007

Esta falla tiene un incremento del salto vertical muy grande en las primeras unidades sintectónicas y a partir de la unidad E apenas se incrementa.

La tasa promedio de salto vertical de esta falla es de 0,0431 km/Ma, teniendo en cuenta que se han cogido como edades de las unidades sintectónicas del Eoceno medio al Mioceno inferior. También se ha calculado el índice de expansión de Jackson y Galloway (1984), a partir del espesor de las unidades sintectónicas en el bloque hundido partido por el espesor en el bloque elevado y es 1,58 para la falla sur.

6.2.3. Acortamiento

Los valores de acortamiento se han representado en la figura 6.4 (tabla XVII).

Tabla XVII: Datos medidos a fin de calcular el acortamiento de los distintos horizontes pretectónicos y sintectónicos asociados al anticlinal sur, representados en la figura 6.4. l = longitud de los horizontes, w = anchura de la estructura, a =acortamiento desde el momento de la sedimentación hasta la actualidad y a_{final} =acortamiento acumulado en el tiempo.

Unidad	l	w	a	a_{final}
B	11,0854	10,2008	0,8846	
E	10,3489	10,2385	0,1104	0,7742
F	10,3314	10,2709	0,0605	0,8241
G	10,3168	10,2709	0,0459	0,8387
H	10,3154	10,2709	0,0445	0,8401
I	10,3264	10,307	0,0194	0,8652
J	10,3415	10,3282	0,0133	0,873

El gradiente de acortamiento es importante desde el inicio hasta la unidad E, como muestra la elevada pendiente de la curva en la figura 6.4, y luego el acortamiento crece

en menor medida. La tasa promedio de acortamiento para el pliegue sur es de 0,0418 km/Ma.

6.2.4. Relaciones entre el relieve estructural del anticlinal, el movimiento de la falla y el acortamiento

El anticlinal sur creció mucho al principio de su desarrollo especialmente en la zona del flanco frontal, posiblemente porque estaba actuando simultáneamente la falla situada en este flanco. En el momento en el que la falla dejó de ser activa se produce un incremento notable en el desarrollo de ambos flancos del anticlinal puesto que el acortamiento se acomoda únicamente mediante plegamiento mientras que anteriormente se acomodaba parcialmente en la amplificación del pliegue y en el desplazamiento a lo largo de la falla. En este pliegue los flancos siguen un patrón general distinto, especialmente por lo que se refiere a los valores de levantamiento (fig. 6.6).

El relieve estructural producido en el flanco frontal del anticlinal es muy superior al producido en el flanco trasero, sin embargo, el del flanco trasero aumenta mucho más que el del frontal a partir de que termina el movimiento de la falla.

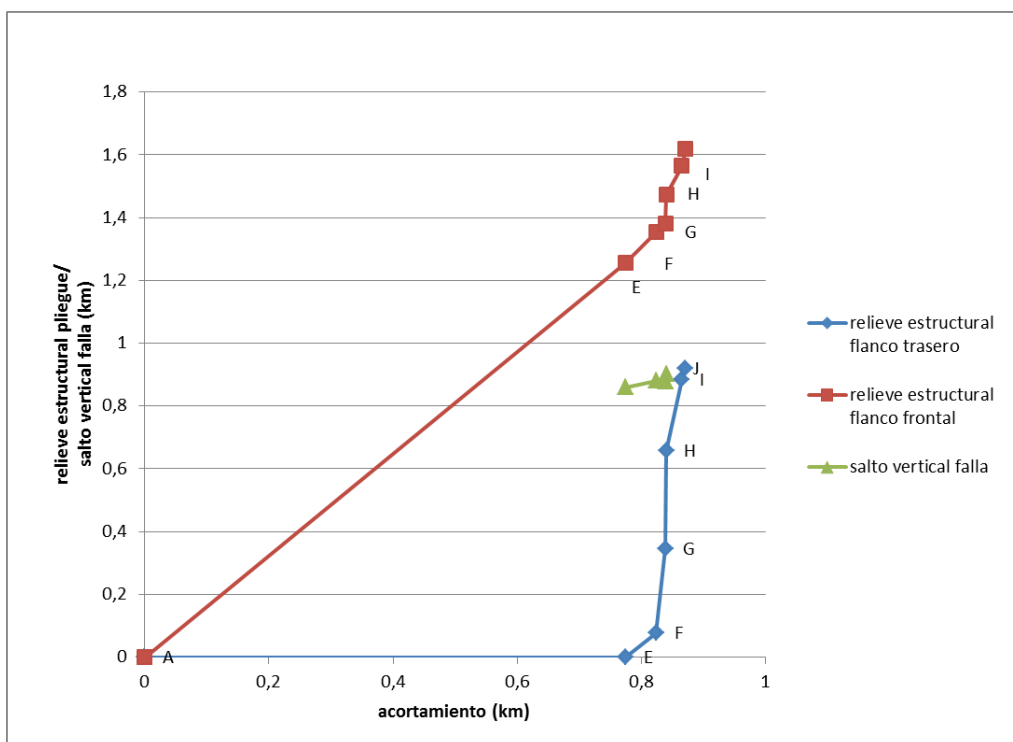


Figura 6.6: Gráfica que ilustra el relieve estructural del anticlinal sur y el salto vertical de la falla principal respecto al acortamiento.

6.3. Comparación de la evolución de las estructuras norte y sur

Comparando la evolución estructural de ambos pliegues podemos ver que en los flancos frontales tuvo lugar un mayor relieve estructural que en los flancos traseros de los dos

pliegues, y que el relieve estructural en ambos flancos del anticlinal sur es superior al producido en el anticlinal norte. También se aprecia que los flancos del anticlinal norte siguen un patrón general similar mientras que los del anticlinal sur difieren más. Además, las tasas promedio de levantamiento calculadas empleando los flancos frontales son superiores a los de los flancos traseros.

En relación a las fallas principales, podemos ver que el movimiento no sigue un patrón semejante, siendo el movimiento y la tasa de salto vertical, así como el índice de expansión de Jackson y Galloway (1984), mayor en la falla sur que en la norte.

El acortamiento sigue un patrón similar en la estructura norte y la estructura sur, con un acortamiento final algo mayor en la sur pero prácticamente con el mismo valor.

En ambas estructuras, durante el depósito de las unidades sintectónicas más antiguas, el acortamiento se acomoda parcialmente en la amplificación de los pliegues y movimiento de la falla; sin embargo, en la falla sur se acomoda principalmente en el movimiento de la falla mientras que en la estructura norte lo hace de manera semejante en la falla y el flanco frontal. Cuando la falla deja de actuar durante la sedimentación de las unidades sintectónicas más modernas, el acortamiento se acomoda sólo en aumento del relieve estructural y se manifiesta en un incremento muy alto de éste, sobre todo en el pliegue norte.

6.4. Consideraciones sobre la evolución temporal del límite entre estratos pretectónicos y sintectónicos

Se ha elaborado una reconstrucción simplificada de la evolución del límite entre las unidades pretectónicas y sintectónicas a fin de analizar la variación de su geometría y de su posición a lo largo del tiempo (fig. 6.7). Además, se ha determinado cómo ha ido variando la posición e inclinación de otros elementos ligados a este contacto geológico como son las regionales trazadas a partir de la unión de los puntos de seno de los sinclinales (fig. 6.8) y las envolventes resultado de la unión de los puntos de cresta de los dos anticlinales (fig. 6.9), así como cuantificado la variación en el ángulo que forman la regional del anticlinal norte y la regional del anticlinal sur, y entre la regional promedio y la envolvente durante la sedimentación de las unidades sintectónicas (fig. 6.10).

Para los tiempos de depósito de las unidades C y D el anticlinal norte era prácticamente inexistente, y el anticlinal sur probablemente se estaba levantando debido a la acción de la falla principal asociada al flanco frontal de este anticlinal que produjo una zona elevada la cual no permitió la sedimentación de las unidades C, D y E al sur de la cresta del anticlinal sur o se sedimentaron pero han sido erosionadas. Así mismo, en el anticlinal norte, el límite pretectónico y sintectónico parece buzarse más en su flanco norte posiblemente porque la falla principal asociada al flanco frontal de este anticlinal ya estaba actuando. A partir del depósito de la unidad sintectónica E y hasta el final del crecimiento de los anticlinales, durante la sedimentación de la unidad J, se produce un notable desarrollo de los dos anticlinales. A grandes rasgos, el límite entre las unidades

pretectónicas y sintectónicas sufre un mayor plegamiento en el caso del anticlinal sur que en el anticlinal norte, si bien en el último estadio, este límite geológico se pliega más en el anticlinal norte.

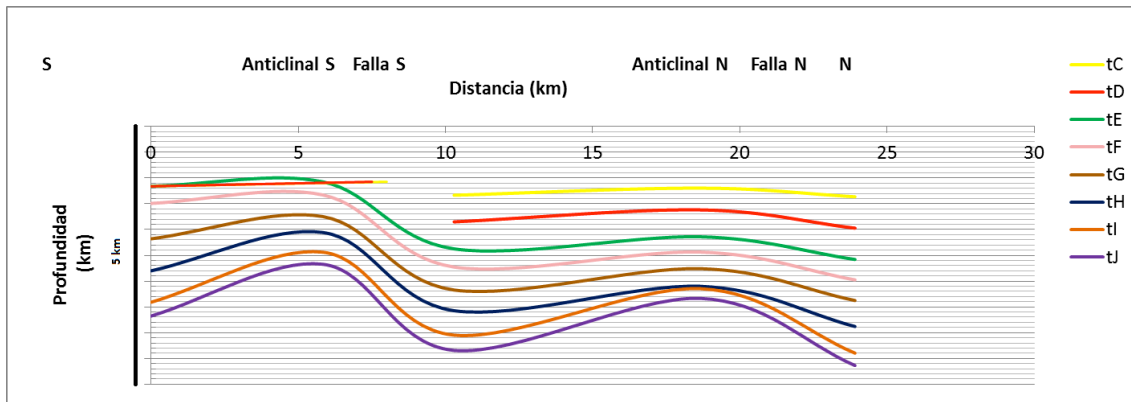


Figura 6.7: Reconstrucción esquemática del límite pretectónicos-sintectónicos en distintos estadios de evolución estructural relacionados con los tiempos de depósito de techo de cada unidad sintectónica omitiendo las fallas y asumiendo la ausencia de compactación y erosión (la escala en la vertical está exagerada).

Como se observa en la figura 6.7, las unidades sintectónicas C, D y E están restringidas al flanco frontal del anticlinal sur y eso no permite conocer cómo era la forma precisa del límite entre las unidades pretectónicas y sintectónicas en la zona del anticlinal sur, y por tanto no se puede determinar cómo era la regional del anticlinal sur ni la regional promedio de los dos anticlinales en estos momentos, así como tampoco la envolvente (fig. 6.9). Todas las regionales construidas usando como referencia el límite entre los estratos pretectónicos-sintectónicos y los puntos de seno de los sinclinales siempre buzaron hacia el norte una vez empezó el desarrollo de los anticlinales (figs. 6.8 y 6.10).

La regional del anticlinal norte fue aumentando su buzamiento de manera aproximadamente progresiva desde $0,12^\circ$ a $1,23^\circ$ (figs. 6.8 y 6.10), y en el caso del anticlinal sur desde el techo de la unidad E hasta la finalización del desarrollo del anticlinal, su regional sur fue disminuyendo el buzamiento a medida que se iba desarrollando el anticlinal pasando de $6,72^\circ$ a $3,70^\circ$ (figs. 6.8 y 6.10). También, desde el techo de la unidad E hasta la finalización del desarrollo de los anticlinales la regional promedio disminuyó su buzamiento de forma gradual desde $3,26^\circ$ a $2,24^\circ$ (6.10). Durante todos los estadios de crecimiento de los anticlinales de los que se dispone de registro del buzamiento de la regional del límite entre estratos pretectónicos-sintectónicos el buzamiento de la regional del anticlinal sur fue siempre mayor que el buzamiento de la regional del anticlinal norte, si bien la diferencia entre ambos buzamientos era muy dispar en los estadios iniciales de crecimiento de los anticlinales, del orden de $5,86^\circ$, y fue reduciéndose en los últimos estadios hasta que alcanzar un valor de $2,47^\circ$. El buzamiento de la regional del anticlinal norte siempre es hacia el norte y su incremento con el tiempo podría ser debido a que el desarrollo del anticlinal junto con el movimiento a lo largo de las fallas inversas dirigidas hacia el norte

ubicadas en el flanco frontal de este dieran lugar a un aumento de peso en la zona del sinclinal frontal de esta estructura y provocaran una mayor subsidencia tectónica de este sinclinal respecto a la sufrida por el sinclinal trasero. Esto también explicaría el adelgazamiento progresivo de los estratos sintectónicos hacia el norte del sinclinal y la disminución de su buzamiento hacia la parte alta de la serie estratigráfica dibujando una discordancia progresiva al depositarse sobre los estratos pretectónicos.

Por el contrario, el buzamiento también hacia el norte de la regional del anticlinal sur pero disminuyendo a lo largo del tiempo desde el techo de la unidad E hasta el final de su crecimiento implica que, si bien el sinclinal frontal de esta estructura sufría subsidencia, esta era comparativamente menor que la sufrida por el sinclinal trasero. La explicación de este fenómeno podría ser debida a la magnitud de la estructura situada al sur del anticlinal sur fuera de la zona estudiada del perfil sísmico (fig. 1.3) que también corresponde a un pliegue y fallas inversas con un gran desplazamiento dirigidas hacia el norte desarrollados durante un período de tiempo probablemente similar al de las estructuras estudiadas. Esta estructura situada al sur de la zona estudiada provocaría un gran peso en el sinclinal trasero del anticlinal sur y explicaría la evolución del buzamiento de la regional del anticlinal sur. Es posible que en un estadio previo al desarrollo del anticlinal sur, su regional fuera horizontal al igual que la del anticlinal norte. Si eso fuera cierto, implicaría que el buzamiento de la regional habría aumentado en los primeros estadios de desarrollo del anticlinal, posiblemente por una razón similar a la esgrimida en el caso del anticlinal norte y, por tanto, la estructura situada fuera de la zona estudiada aún no habría ejercido influencia sobre el sinclinal trasero del anticlinal sur, la cual se notaría al menos a partir del techo de la unidad E.

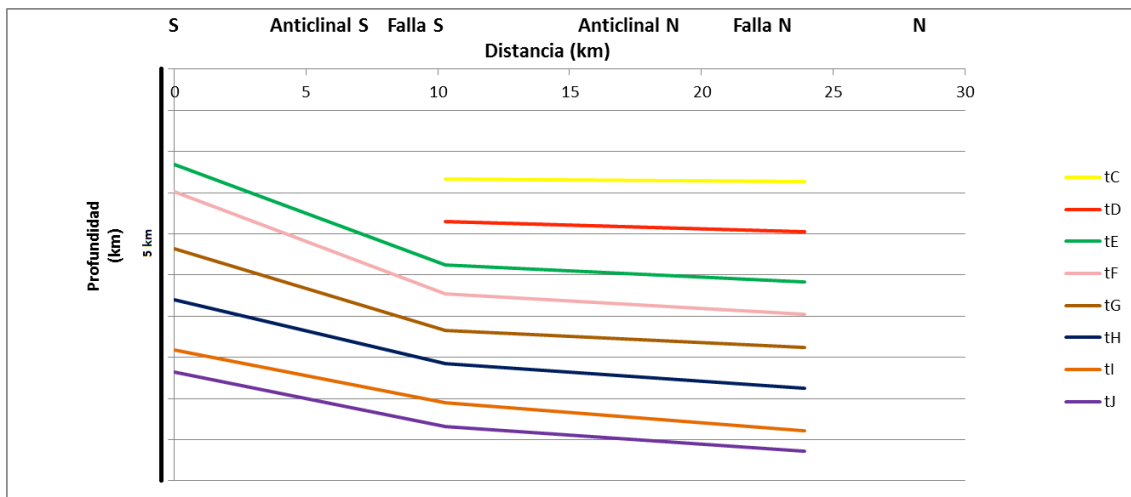


Figura 6.8: Gráfica que muestra la evolución de las regionales tomando como referencia los puntos de seno de los sinclinales y el límite entre las unidades pretectónicas y sintectónicas en los distintos tiempos de depósito de unidades sintectónicas (con escala vertical exagerada).

En la figura 6.9 se presenta la evolución de las envolventes de los anticlinales tomando como referencia el límite de las unidades pretectónicas-sintectónicas para el depósito de las distintas unidades sintectónicas. En el caso de las unidades C y D no se dispone de la posición y el buzamiento de la envolvente de los momentos de sedimentación de estas unidades, puesto que no están presentes en la zona de charnela del anticlinal sur, y no se puede conocer con precisión la situación del límite de las unidades pretectónicas-sintectónicas durante estos estadios. La envolvente de los puntos de cresta de los dos anticlinales siempre buzó hacia el norte durante el desarrollo de los anticlinales desde el techo de la unidad E hasta la terminación del crecimiento de las estructuras, y a grandes rasgos su buzamiento fue disminuyendo a lo largo del tiempo, de manera muy suave durante la sedimentación de las unidades sintectónicas G y H, y de manera brusca durante la sedimentación de las unidades I y J. Esta envolvente paso de buzarse inicialmente $4,75^\circ$ hasta $2,95^\circ$ (fig. 6.9). Durante el depósito de estas unidades sintectónicas, la cresta del anticlinal sur se encontraba situada a menos profundidad que la cresta del anticlinal norte, si bien la diferencia entre ambas crestas fue disminuyendo en los estadios finales, siendo en los estadios del depósito de las unidades I y J en los que menos diferencia existió por la elevación de la cresta del anticlinal norte. Esta elevación coincide con el crecimiento notable de este anticlinal durante el depósito de la unidad I (figs. 6.7 y 6.9). Si la regional del anticlinal sur hubiera sido horizontal antes del desarrollo del anticlinal, como se ha comentado antes, al igual que la del anticlinal norte, eso implicaría que la regional promedio habría sido horizontal y por tanto la hipotética envolvente de las crestas también habría sido horizontal en un inicio. Si eso fuera cierto, asumiendo una tendencia más o menos regular de la envolvente, probablemente esta habría ido incrementando su buzamiento en los estadios iniciales de crecimiento de los anticlinales, lo cual confirmaría que la cresta del anticlinal sur siempre estuvo menos profunda que la del anticlinal norte e indicaría que, a diferencia de los estadios finales de crecimiento, durante los estadios iniciales la cresta del anticlinal sur se elevó relativamente más que la del anticlinal norte.

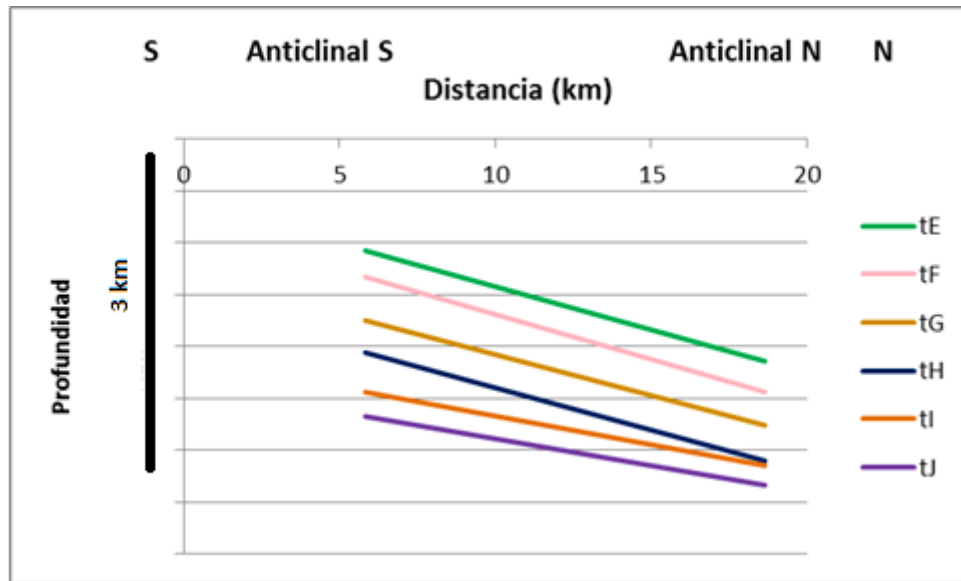


Figura 6.9: Gráfica que muestra la evolución de las envolventes, tomando como referencia los puntos de charnela de los anticlinales y el límite de las unidades pretectónicas-sintectónicas en los distintos tiempos de depósito de las unidades sintectónicas (escala vertical exagerada).

En la figura 6.10, se presenta la variación del ángulo comprendido entre la envolvente y el promedio de la regional, obtenido a partir del límite de las unidades pretectónicas-sintectónicas en los estadios de depósito de las unidades sintectónicas. Como las unidades C y D no se encuentran presentes en la cresta del anticlinal sur, no se ha podido obtener los datos de este ángulo durante los estadios de depósito de estas unidades sintectónicas. En esta figura se observa que la curva que representa el ángulo comprendido entre la regional promedio y la envolvente no sigue la tendencia de ninguna de las dos curvas, ni de la regional promedio ni de la envolvente. Durante la sedimentación de las unidades sintectónicas F, G y H, este ángulo mostró una tendencia general a aumentar ligeramente, mientras que durante la sedimentación de la unidad I, disminuyó de forma brusca, pasando de $1,9^\circ$, en la unidad F, a $0,84^\circ$, y finalmente, durante el depósito de la unidad J disminuyó ligeramente a $0,71^\circ$, al final del crecimiento de las estructuras, momento en el cuál la regional promedio y la envolvente son prácticamente paralelas, con un valor máximo durante la sedimentación del techo de la unidad H que alcanzó el valor de $2,13^\circ$. Este ángulo va aumentando desde el techo de la unidad E porque, si bien tanto la regional promedio como la envolvente van disminuyendo su buzamiento, la tasa de disminución de buzamiento de la regional promedio es superior a la tasa de disminución del buzamiento de la envolvente (fig. 6.10). Finalmente, durante el depósito de la unidad I este ángulo disminuye porque la tasa de buzamiento de la envolvente disminuye significativamente, mientras que la tasa de disminución de buzamiento de la regional promedio se mantiene constante. Si, como se avanzó anteriormente, tanto la regional promedio como la envolvente pudieran haber

sidio horizontales en un momento previo al inicio del desarrollo de los anticlinales, eso significaría que la tendencia de aumento de este ángulo observadas entre el techo de las unidades E y H se habría producido durante el periodo inicial de crecimiento de los anticlinales.

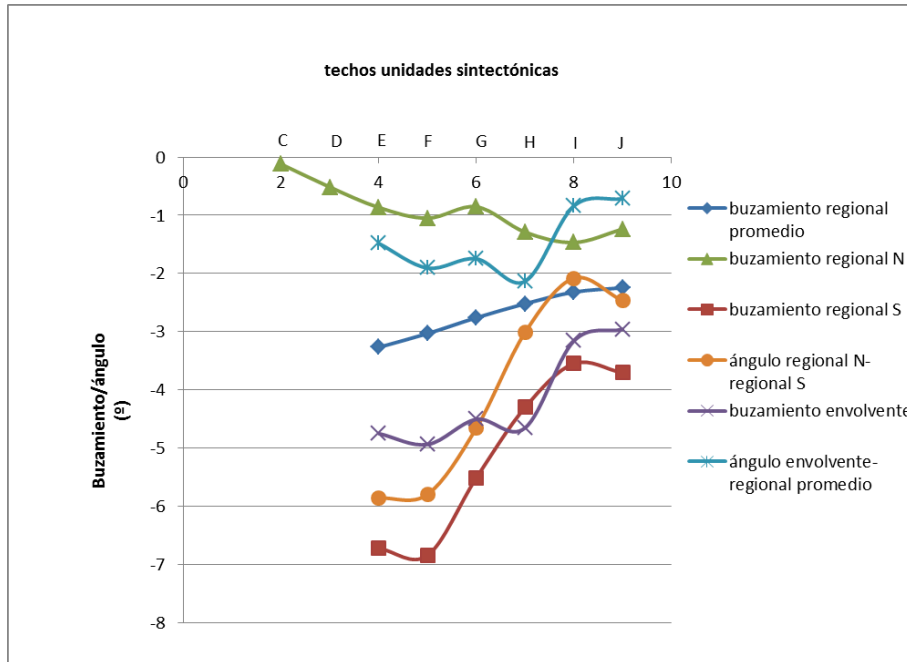


Figura 6.10: Gráfica que muestra la variación del buzamiento de las regionales y de la envolvente, y el ángulo formado por las regionales y por la regional y la envolvente para el tiempo de depósito de las distintas unidades sintectónicas.

A medida que los pliegues y las fallas se van desarrollando, la región sufre subsidencia tal y como muestra la posición cada vez más profunda del límite entre los estratos pretectónicos-sintectónicos (fig. 6.7), de las regionales (fig. 6.8) y de las envolventes (fig. 6.9) en los distintos estadios. No obstante, a pesar de la importante subsidencia sufrida durante la mayor parte del desarrollo de las estructuras norte y sur, la diferencia entre la tasa de levantamiento de estas y la tasa de subsidencia es inferior a la tasa de sedimentación de forma que se produce un overlap de los estratos sintectónicos sobre las crestas de los anticlinales, salvo en el caso de la estructura sur, durante la sedimentación de las unidades sintectónicas C, D y E. Durante este período, la tasa de levantamiento de la estructura sur es igual o superior a la tasa de sedimentación de manera que las unidades C y D aparecen únicamente en el bloque inferior de la falla principal ligada al anticlinal sur, mientras que la unidad E aparece tanto en el bloque inferior como superior de la falla pero onlapa sobre el límite pretectónicos-sintectónicos en la cresta del anticlinal sur.

7. RELACIONES ENTRE PLIEGUES Y FALLAS

El hecho de que los anticlinales estudiados presenten fallas fundamentalmente concentradas en el flanco frontal, entre las cuales destaca una falla principal que presenta un mayor desplazamiento que el resto y que esa falla termine en el interior de los sedimentos sintectónicos asociados tanto al desarrollo del anticlinal como de la falla (figs. 4.2 y 4.3) indica la existencia de una relación entre los pliegues y las fallas y que por tanto, no se trata de estructuras desligadas.

En la parte interpretada del perfil sísmico, las fallas principales se encuentran en situación de rampa de bloque superior sobre rampa de bloque inferior (figs. 4.2 y 4.3) indicando que se trata de pliegues de rampa, ya sean pliegues de flexión de falla, pliegues de propagación de falla o tipos intermedios.

Las fallas principales terminan en el interior de los sedimentos sintectónicos y pierden desplazamiento progresivamente hacia la parte superior de la serie (figs. 4.2, 4.3 y 6.4). Además hay simultaneidad entre la propagación de las fallas y la amplificación de los anticlinales indicando que se trata de pliegues de propagación de falla.

Desde el punto de vista geométrico las estructuras estudiadas no se ajustan a los típicos modelos de pliegues de propagación de falla (Suppe y Medwedeff, 1990; Mitra, 1990 entre otros) puesto que:

- la falla principal no se desarrolla entre el flanco frontal del anticlinal y la zona no deformada terminando en el núcleo del sinclinal monoclinal frontal sino que la falla corta el flanco frontal del anticlinal (figs. 4.2 y 4.3).
- en el bloque inferior de la falla principal las capas no están indeformadas sino que están plegadas en un sinclinal (figs. 4.2 y 4.3).
- el sinclinal frontal no corresponde a un monoclinal sino que se trata de un sinclinal cuyos flancos buzcan en sentidos opuestos (figs. 4.2 y 4.3).
- no parece existir una amplia zona de la estructura donde se produce un rellano de bloque superior sobre una rampa de bloque inferior, sino que la mayor parte del trazado de la falla principal corresponde a una situación de rampa de bloque superior sobre rampa de bloque inferior (figs. 4.2 y 4.3).

Desde el punto de vista cinemático en algunos casos los pliegues de propagación de falla se bloquean y dejan de amplificarse pero la falla sigue propagándose de manera que los corta y al ser desplazados sobre esta se producen cambios en su morfología dando lugar a los pliegues de falla transportados, trasladados o rotos (Jamison, 1987; Mitra, 1990; Suppe y Medwedeff, 1990). En el caso de las estructuras analizadas ocurre lo contrario. La primera estructura que deja de ser activa es la falla principal y

sin embargo la estructura sigue sufriendo acortamiento que se acomoda únicamente mediante reapretamiento del anticlinal (figs. 6.5 y 6.6) tal vez porque es más económico desde un punto de vista energético amplificar el pliegue que desplazar el basamento y todas las unidades suprayacentes a lo largo de la falla y seguir propagando ésta a través de la serie sintectónica a partir de un punto en que tiene ya un buzamiento elevado.

En relación a los mecanismos de amplificación de los pliegues estudiados, es difícil determinarlos a partir de los datos disponibles. Los modelos clásicos de pliegues de propagación de falla para estructuras como forma angulosa producidos por migración de charnela (Suppe y Medwedeff, 1990) predicen que el relieve estructural de estos crece de forma lineal respecto al acortamiento (Storti y Poblet, 1997 entre otros). Aunque los pliegues estudiados sean redondeados y muestren una serie de diferencias geométricas con los modelos, el relieve estructural guarda una relación aproximadamente lineal con el acortamiento al menos durante el lapso de tiempo en el que se desarrollan conjuntamente el pliegue y la falla (figs. 6.5 y 6.6), lo que podría indicar una cierta contribución del mecanismo de migración de charnelas. Por otro lado, la reconstrucción sintética del límite entre los estratos pretectónicos y sintectónicos para los distintos estadios de evolución (fig. 6.7) parece indicar que en el crecimiento de los anticlinales ha participado la rotación progresiva de los flancos, sin descartar que hayan contribuido otros mecanismos como, por ejemplo, la migración de charnelas.

Las estructuras estudiadas se asemejan en cierto modo a los pliegues asociados a cabalgamientos que involucran el basamento como los *basement involved thrust-generated folds* (Stone, 1993) o los *foreland basement-involved structures* (Mitra y Mount, 1998).

8. CONCLUSIONES

En la zona estudiada, correspondiente a la parte norte de un perfil de sismica que muestra el frente de deformación de una cuña de acreción ubicada en el margen cantábrico, se han definido once unidades sismoestratigráficas, de manera que las dos inferiores de edad pre-Cretácico superior a Paleoceno corresponden a unidades pretectónicas, las ocho suprayacentes a unidades sintectónicas de edad Eoceno medio-Mioceno inferior y la más joven de edad Mioceno medio-Pliocuaternario corresponde a una unidad postectónica.

La zona estudiada está formada por un tren de dos anticlinales y sinclinales suaves de anchura kilométrica con vergencia norte, de forma que los anticlinales presentan un conjunto de fallas inversas dirigidas hacia el norte desarrolladas fundamentalmente en sus flancos frontales. De entre todas las fallas destacan dos de ellas por presentar un mayor desplazamiento, una asociada al flanco frontal del anticlinal situado al norte y otra asociada al flanco frontal del anticlinal situado al sur, las cuales pierden desplazamiento hacia su parte superior terminando en el interior de las unidades sintectónicas.

Los cálculos de la forma de las fallas principales y profundidad del despegue bajo los anticlinales, efectuados con diversas técnicas geométricas y tomando como referencia diversos horizontes estratigráficos, dan como resultado que las fallas son lítricas y se horizontalizan en profundidad despegando a aproximadamente $18,9 \pm 1,4$ km en el caso de la estructura norte y a $13,5 \pm 2,1$ en el caso de la estructura sur. El nivel de despegue determinado para la estructura norte coincide razonablemente bien con la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en este sector, mientras que el de la estructura sur podría corresponder al límite corteza superior-corteza inferior.

El relieve estructural alcanzado por los anticlinales va desde 1,2 a 1,6 km, el desplazamiento máximo a lo largo de las fallas principales varía entre 0,48 y 0,9 km y el acortamiento sufrido por cada una de las estructuras oscila entre 0,8 y 0,9 km. Las tasas promedio de variación del relieve estructural de los anticlinales varían entre 0,04 y 0,08 km/Ma, las tasas de salto vertical a lo largo de las fallas principales entre 0,02 y 0,04 km/Ma y la tasa de acortamiento general de cada una de las estructuras ronda los 0,04 km/Ma para ambas estructuras. Tanto los valores finales como las tasas de levantamiento de los anticlinales, salto vertical de las fallas principales y acortamiento de las estructuras son ligeramente superiores en la estructura sur que en la estructura norte.

Los sinclinales adyacentes a los anticlinales muestran una subsidencia relativa distinta de forma que los sinclinales frontales siempre se encuentran a más profundidad que los sinclinales traseros, y por tanto las regionales siempre buzan hacia el norte, si bien su buzamiento varía a lo largo del tiempo debido posiblemente al peso de las estructuras

que se desarrollan. Por otro lado, la cresta del anticlinal sur siempre se encontró a una profundidad inferior a la cresta del anticlinal norte. Durante la mayor parte del desarrollo de las estructuras, la tasa de sedimentación fue superior a la tasa de levantamiento de los anticlinales menos la subsidencia, dando como resultado una relación de overlap de los estratos sintectónicos que recubren las crestas de los anticlinales salvo en los inicios de la estructura situada al sur.

A partir tanto de relaciones geométricas entre los diversos horizontes y las fallas principales de tipo rampa-rellano, como de criterios cinemáticos tales como la simultaneidad entre el desarrollo de los pliegues y las fallas principales, las estructuras analizadas se han interpretado como pliegues de propagación de falla que involucran el basamento. Se trata de estructuras que muestran una serie de diferencias geométricas con los típicos modelos de pliegues de propagación de falla y que en su desarrollo podría haber participado tanto la migración de charnelas como la rotación progresiva de los flancos. El acortamiento sufrido por estas estructuras dio lugar a la amplificación de los pliegues y propagación de las fallas hasta un momento determinado en el que se compensó únicamente en reapretar los pliegues.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C., and Barba, P. 1996. Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University press: 214-227.
- Álvarez-Marrón J., S. Niedermann, R. Hetzel, R. Menéndez and J. Marquinez. 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316-334.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Dañobeitia, J. J., Pulgar, J. A., Martínez Catalán, J. R., Marcos, A., Bástida, F., Ayarza Arribas, P., Aller, J., Gallart, A., González-Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M. C. and Córdoba, D. 1996. Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264, 153-174.
- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. and Tornè, M. 1997. Subduction-related structures in the north Iberian margin. *Journal of Geophysical Research*, 102, 497-22511.
- Boillot, G. and Malod, J. 1988. The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 1, 295-316.
- Bulnes, M. and Poblet, J. 1999. Estimating the detachment depth in cross sections involving detachment folds. *Geol. Mag.* 136 (4), 395-412.
- Chamberlin, R. T. 1910. The Appalachian folds of central Pennsylvania. *Journal of Geology*, 18, 228-251.
- Epard, J. L., and Groshong, R. H. JR. 1995. Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics*, 247, 85-104.
- Fernández-Viejo, G. 1997. Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero a partir de datos de sísmica refracción/reflexión de gran ángulo. *Ph D. Thesis*, Universidad de Barcelona. Barcelona, España.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Dañobeitia, J.J. and Córdoba, D. 1998. Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian Margin. *Geophysical Research Letters*, 25, 4249-4252.
- Fernández-Viejo, G., Gallastegui, J., Pulgar, J. A. and Gallart, J. 2011. The MARCONI project: a seismic view into the eastern Bay of Biscay. *Tectonophysics*, 508, 34-41, doi: 10.1016/j.tecto2010.06.020

- Fernández-Viejo, G., Pulgar, J. A., Gallastegui, J. and Quintana, L. 2012. The fossil accretionary wedge of the Bay of Biscay: critical wedge analysis on depth-migrated seismic sections and geodynamical implications. *The Journal of Geology*, University of Chicago. 120, 315-331.
- Flor, G. 1983. Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de geología*, Universidad de Oviedo. 13, 65-81.
- Gallastegui, J. 2000. Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22, 9-234
- Gallastegui, J., Pulgar, J. A. and Gallart, J. 2002. Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, 21, 4, doi:10.1029/2001TC901046.
- García-Mondéjar, J. 1996. Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, 24, 635-638.
- Gong, J., Shui, H., Ma, G. and Zhou, Q. 2008. A review of multi-temporal remote sensing data change detection algorithms. *International Archives of the Photogrammetry Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. XXXVIII-3/W (Part B7), 757-762.
- Geiser, J., Geiser, P.A., Kligfield, R., Ratliff, R. and Rowan, M. 1988. New applications of computer-based section construction: strain analysis, local balancing, and subsurface fault prediction. *The Mountain Geologist*, 25, 47-59.
- Gutiérrez-Claverol, M., López Fernández, C., y Alonso, J.L. 2006. Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa de la zona de Canero (occidente de Asturias). *Geogaceta*, 40, 75-78.
- Jackson, M. and Galloway, W. 1984. Structural and depositional styles of Gulf Coast Tertiary continental margins: application to hydrocarbon exploration. *AAPG. Educ. Course Notes*, 25, 1-150.
- Jamison, W. R. 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9, 207-219.
- Julivert, M., Fontboté, J., Ribeiro, A., y Nabais-Conde, L.E. 1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1000000. Memoria explicativa. *IGME*, 113 pp.
- Julivert, M., Marcos, A., et Truyols, J. 1972. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 4, 1-7.
- Mary, G. 1983. Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35.

- Lepvrier, C., and Martínez García, E. 1990. Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics*, 184, 345-356.
- López-Fernández, C., Pulgar, J.A., González-Cortina, J.M., Gallart, J., Díaz, J. y Ruíz, M. 2004. Actividad sísmica en el NO de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI. *Trabajos de Geología*, 24, 91-106.
- Lotze, F. 1945. Zur Gliderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Forsch*, 6, 78-92.
- Masaferro, J. L., Poblet, J., Bulnes, M., Eberli, G.P., Dixon, T.H. and McClay, K. 1999. Paleogene-Neogene/present day (?) growth folding in the Bahamian foreland of the Cuban fold and thrust belt. *Journal of the Geological Society of London*, 156, 617-631.
- Matte, PH. 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Mitra, S. 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *American of Petroleum Geologist's Bulletin*, 74, 921-945.
- Mitra, S. and Mount, V. S. 1998. Foreland basement-involved structures. *American of Petroleum Geologist's Bulletin*, 82(1), 70-109.
- Poblet, J., Bulnes, M., McClay, K. and Hardy, S. 2004. Plots of crestal structural relief and fold area versus shortening- A graphical technique to unravel the kinematics of thrust-related folds. En: *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir*, 82, 372-399.
- Poblet, J. and Hardy, S. 1995. Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology*, 17 (12), 1707-1724.
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R. G. y Marín, J.A. 1999. La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21, 283-294.
- Pulgar, J.A., Fernández-Viejo, G., Gallastegui, J., Gallart, J., Benjumea, B., Bartolomé, R., Ruiz, M., Ferrer, O. y Grupo MARCONI. 2008. Estructura y evolución tectónica del sector oriental del margen continental cantábrico: resultados de los perfiles multicanal MARCONI. *Geo-Temas*, 10 (ISSN: 1567-5172).
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fdez-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y Grupo ESCIN. 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1-19.

- Quesada, S. and Robles, S. 1995. Distribution of organic Facies in the Liassic carbonate ramps of the western Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain). Fieldtrip Guidebook, 17th International Meeting on Organic Geochemistry. 36 pp.
- Rowan, M. G. and Kligfield, R. 1989. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes, *AAPG* 73 (8) 955- 966.
- Ruiz, M. 2007. Caracterització estructural i sismotectònica de la litosfera en el domini Pirenaico-Cantàbric a partir de mètodes de sísmica activa i passiva. *PhD Thesis, Barcelona University, Spain*, 354 pp.
- Stone, D. S. 1993. Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland. In: C.J. Schmidt, R. B. Chase y E. A. Erslev (editors): Laramide Basement deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States. *Special Paper Geological Society of America*, 280, 271-318.
- Storti, F. and Poblet, J. 1997. Growth stratal architectures associated with decollement folds and fault-propagation folds. Inferences on fold kinematics. *Tectonophysics*, 282(1-4), 353-373.
- Suppe, J. and Medwedeff, D. A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 83, 409-454.
- Van der Voo, R. 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7, 5-56.