



Universidad de Oviedo

Programa de Doctorado en Biogeociencias

**Estructura de la parte sumergida del  
Cinturón de Sinú y de la parte adyacente  
de la cuenca de Colombia  
(margen caribeño al NO de Colombia)**

**Indira Rodríguez Álvarez**

Julio 2020





**Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú  
y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia  
(margen caribeño al NO de Colombia)**

Universidad de Oviedo  
Programa de Doctorado en Biogeociencias

Directores:

Josep Poblet Esplugas

María Teresa Bulnes Cudeiro

Autora:

Indira Rodríguez Álvarez

Julio 2020





## RESUMEN DEL CONTENIDO DE TESIS DOCTORAL

1.- Título de la Tesis	
Español/Otro idioma: ESTRUCTURA DE LA PARTE SUMERGIDA DEL CINTURÓN DE SINÚ Y DE LA PARTE ADYACENTE DE LA CUENCA DE COLOMBIA (MARGEN CARIBEÑO AL NO DE COLOMBIA)	Inglés: STRUCTURE OF THE OFFSHORE PORTION OF THE SINU FOLD BELT AND THE ADJACENT PART OF THE COLOMBIA BASIN (NW COLOMBIAN CARIBBEAN MARGIN)
2.- Autor	
Nombre: INDIRA RODRÍGUEZ ÁLVAREZ	DNI/Pasaporte/NIE: .....
Programa de Doctorado: BIOGEOCIENCIAS	
Órgano responsable: UNIVERSIDAD DE OVIEDO	

### RESUMEN (en español)

El Cinturón de Pliegues de Sinú, situado frente a la costa noroeste de Colombia, forma la terminación al sur del Cinturón Plegado del Sur del Caribe, que ha sido interpretado como un prisma de acreción formado como resultado de la subducción de la placa del Caribe bajo la placa de América del Sur. La zona estudiada en esta tesis doctoral comprende la parte sumergida del Cinturón de Pliegues de Sinú entre la falla de Uramita (suroeste) y el Abanico del Magdalena (noreste), y la parte adyacente de la cuenca de Colombia. En este trabajo se aportarán nuevos datos para contribuir a la resolución o mejorar el conocimiento de algunos aspectos aún inciertos de naturaleza estructural y estratigráfica. En este sentido, es esencial caracterizar las estructuras que constituyen el Cinturón de Pliegues de Sinú en el frente de deformación en diferentes ubicaciones, y su distribución desde las partes proximales a las distales, *i.e.* a través del cinturón, y desde el suroeste al noreste, *i.e.* según la dirección de Sinú. Así, por medio de la interpretación de una malla de gran densidad de perfiles sísmicos 2D, y con ayuda de mapas batimétricos y datos de digrafías de sondeos, se ha construido un mapa estructural de la parte sumergida del Cinturón de Pliegues de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia. El análisis de este mapa estructural, junto con la de una serie de secciones geológicas construidas tanto en dirección transversal como longitudinal al cinturón, ha permitido reconocer que el Cinturón de Pliegues de Sinú presenta una serie de variaciones tanto longitudinales como transversales en términos de estratigrafía, estructura y morfología, que nos han permitido diferenciar tres regiones en dirección transversal al cinturón: el talud continental inferior, el talud continental superior y la plataforma continental, y tres regiones a lo largo del cinturón: el saliente sur influenciado por la falla de Uramita, el Cinturón de Sinú *sensu stricto* y la región norte influenciada por el Abanico de Magdalena/Rampa Oblicua de Canoas. En este trabajo se describen las variaciones entre las diferentes regiones en términos de: estilo estructural del cinturón, pasando de cabalgamientos y pliegues relacionados en el talud continental a fallas normales y



diapiros de lodo en la plataforma; ángulo crítico de prisma, que es mayor en el talud continental inferior que en el superior; cronología de la actividad de las estructuras, siendo muy pocas activas en el suroeste del cinturón, mientras que el norte la mayoría de estructuras del talud continental son activas; y evolución temporal, desde un evento extensional del edad Cretácico-Paleoceno responsable de la estructura interna de la cuenca de Colombia hasta un evento contractivo que comenzó en el Plioceno, y que continúa hoy en día, responsable de la formación del Cinturón de Pliegues de Sinú. La caracterización de los diferentes tipos de estructuras desarrolladas dentro del Cinturón de Pliegues de Sinú, el establecimiento de una zonificación estructural en dirección tanto transversal como longitudinal y la determinación de la evolución del cinturón desde el Mesozoico hasta la actualidad es importante desde el punto de vista puramente científico, pero también desde el punto de vista de la industria porque puede ser una herramienta valiosa para mejorar la exploración y explotación de los hidrocarburos en esta región. Además, la historia estructural del Cinturón de Pliegues de Sinú que se presenta aquí puede servir de análogo para otras regiones submarinas desarrolladas en entornos tectónicos similares pero cuyos datos disponibles son escasos o de menor calidad.

#### **RESUMEN (en Inglés)**

The Sinu Fold Belt, located in northwest Colombia, is the southwestern part of the South Caribbean Deformed Belt, which has been interpreted as an accretionary wedge resulting from the subduction of the Caribbean plate under the South American plate. The area studied in this Ph.D. Thesis is the offshore portion of the SFB, between the Uramita Fault (southwest) and the Magdalena Fan (northeast), and the adjacent part of the Colombia Basin. This Thesis will try to supply new data to contribute to solve or improve some interesting stratigraphic and structural aspects not well understood yet. In this sense, it is essential to characterize the structures that constitute the Sinu Fold Belt; in different locations of the deformation front, as well as those in the external and internal zones of the belt, *i.e.* across strike, and in the southwest and northeast portions of the belt, *i.e.* along strike. Thus, by means of geological interpretation of a high-density grid of seismic profiles, with the help of a few well-log data, as well as a geological interpretation of bathymetric data, a structural map of the offshore part of the Sinu Fold Belt and the adjacent part of the Colombia basin has been constructed. The analysis of this structural map, together with a series of along- and across-strike geological sections has allowed us



Universidad de Oviedo  
*Universidá d'Uviéu*  
University of Oviedo

to recognize that the Sinu Fold Belt exhibits both, longitudinal and transversal variations, in terms of stratigraphy, structure and morphology, which have allowed us to differentiate three regions across strike: the lower continental slope, the upper continental slope and the continental shelf, and three regions along strike: the southern salient influenced by the Uramita Fault, the Sinu Fold Belt *sensu stricto* and the northern region influenced by the Magdalena Fan/Canoas Oblique Ramp. In this work we describe the variations between the different regions in terms of: structural style, from thrusts and related folds in the continental slope to normal faults and mud diapirs in the continental shelf; critical taper of the prism, which is higher in the lower continental slope than in the upper continental slope; chronology of the activity of the structures, being very few active in the southwest portion of the belt, while in the north portion most of the structures of the continental slope are active; and temporal evolution, from an extensional event in Cretaceous-Paleocene time, responsible for the structure of the Colombian basin, to a contractional event that began in the Pliocene, and lasts until recent times, responsible for the formation of the Sinu Fold Belt. The characterization of the different types of structures developed within the Sinu Fold Belt, the establishment of a structural zoning both across and along the belt, and the determination of the belt evolution from Mesozoic to present day is important from a purely scientific point of view, but also from the industry point of view because it can be a valuable tool to improve the exploration and exploitation of hydrocarbons in this region. In addition, the structural history of the Sinu Fold Belt presented here can serve as an analogy for other submarine regions developed in similar tectonic environments but for which little or less-quality data are available.

**SR. PRESIDENTE DE LA COMISIÓN ACADÉMICA DEL PROGRAMA DE DOCTORADO  
EN BIOGEOCIENCIAS**

# AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer, en primer lugar, a la compañía Repsol Exploración S.A. haber hecho posible la realización de esta tesis mediante un convenio de colaboración con la Universidad de Oviedo financiando este proyecto (CN-016-15-Convenio específico para la realización de una tesis doctoral en la línea de investigación en Geología y Geosistemas del Programa de Doctorado en Biogeociencias). Este trabajo también ha sido apoyado por el proyecto CGL2015-66997-R “Aplicación del análisis del plegamiento a la investigación de recursos geológicos” -AAPLIREGE- financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad, la Fundación Europea para el desarrollo Regional (FEDER) y el proyecto de investigación FC-GRUPIN-IDI/2018/000216 (Ayudas a organismos públicos de investigación para apoyar la actividad que desarrollen sus grupos de investigación en el Principado de Asturias en el periodo 2018-2020”) subvencionado por el Principado de Asturias.

Le agradezco también a Repsol y a la Agencia Nacional de Hidrocarburos de Colombia (ANH) la enorme cantidad de datos cedidos para llevar a cabo la investigación y en concreto a Repsol la puesta a disposición de sus equipos durante la estancia realizada en sus oficinas. Agradezco a Gonzalo Zamora, Joan Flinch y Massimiliano Masini, que han sido mi puente entre la universidad y la empresa, toda la dedicación y el tiempo que me han regalado, en particular Massi, que me guio y ayudó día tras día durante toda mi estancia en Madrid. También me he llevado de las oficinas de Repsol la ayuda de Antonio Oláiz y Juan Di Croce, y los valiosos consejos y el apoyo de Begoña Amigo.

Quisiera agradecer a mis directores, Josep Poblet y María Teresa Bulnes, haberme ofrecido la posibilidad de realizar esta tesis y haberme guiado en el camino de la investigación.

Dentro de esta facultad hay muchos nombres a los que tengo algo que agradecer, tanto desde el punto de vista puramente formativo como desde el personal, como son Luis Pedro Fernández, Alberto Marcos, Francisco José Fernández, José Graciano Antuña, Amalia Jiménez, ... Para quien no tengo palabras es para todos aquellos que me ayudaron a mantener la cordura, dentro y fuera del despacho, dentro y fuera de la facultad, con y sin cafés... que me acompañaron al principio, al final o durante todo el camino. Y, por supuesto, a mis padres y a Miguel, que me han apoyado en todo momento, GRACIAS.

## ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN .....	5
1.1. Antecedentes .....	10
1.2. Objetivos .....	13
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	14
2.1. Cinturón de Pliegues de Sinú-San Jacinto (S-SJFB) .....	18
3. DATOS Y METODOLOGÍA.....	21
3.1. Sísmica de reflexión en 2D .....	21
3.2. Sondeos .....	21
3.3. Datos batimétricos .....	23
3.4. <i>Software</i> .....	24
3.5. Construcción del mapa estructural.....	24
3.6. Construcción de perfiles geológicos y batimétricos .....	25
4. ESTRATIGRAFÍA .....	27
4.1. Estratigrafía sísmica.....	34
4.2. Estratigrafía mecánica.....	35
4.3. Relaciones tectónica-sedimentación .....	36
4.3.1. Cuenca de Colombia.....	36
4.3.2. Cinturón de Pliegues de Sinú (SFB) .....	38
5. ESTRUCTURA DEL CINTURÓN DE PLIEGUES DE SINÚ .....	42
5.1. Sistemas de cabalgamientos y pliegues relacionados .....	44
5.1.1. Cabalgamientos y retrocabalgamientos .....	44
5.1.2. Sistemas de cabalgamientos imbricados, <i>pop-ups</i> y zonas triangulares .....	47
5.1.3. Despegue basal.....	48
5.1.4. Rampa lateral .....	49
5.1.5. Pliegues .....	54
5.1.6. Interacción pliegues/cabalgamientos .....	56
5.1.7. Secuencia de propagación de cabalgamientos/pliegues.....	58
5.2. Fallas de tipo <i>tear</i> .....	62
5.3. Fallas normales y <i>toe thrusts</i> en el talud continental .....	63

5.4. Diapiros de lodo y fallas normales asociadas .....	65
5.5. Fallas normales en la plataforma continental.....	67
5.6. Falla de desgarre .....	70
6. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE COLOMBIA.....	74
6.1. Fallas normales NE-SO.....	75
6.2. Fallas normales NE-SO reactivadas como fallas normales .....	77
6.3. Altos en el basamento .....	78
6.4. Estructuras profundas.....	81
7. DESCRIPCIÓN DE LAS TRANSVERSALES EN PROFUNDIDAD .....	83
7.1. Transversal Sur .....	85
7.2. Transversal Centro-Sur .....	89
7.3. Transversal Centro-Norte.....	93
7.4. Transversal Norte.....	97
8. VECTOR DE TRANSPORTE TECTÓNICO.....	101
9. TASAS Y CANTIDAD DE ACORTAMIENTO EN EL SFB .....	104
9.1. Acortamiento y engrosamiento .....	107
10. FORMA ARQUEADA DEL SFB .....	108
11. MORFOESTRUCTURA Y NEOTECTÓNICA .....	111
12. ÁNGULO CRÍTICO.....	117
12.1. Datos medidos en los perfiles convertidos a profundidad .....	117
12.2. Estimaciones de presión de poro y coeficiente de fricción.....	122
12.3. Variaciones espaciales y temporales del ángulo crítico y de la tasa de presión de poro .....	128
12.4. Relaciones entre las características geológicas y los parámetros mecánicos.....	131
13. SUBSIDENCIA TECTÓNICA .....	135
14. DISCUSIÓN .....	139
14.1. Relaciones entre el desarrollo de cabalgamientos, el desarrollo de fallas normales y el diapirismo de lodo.....	139
14.1.1. Fallas normales en el talud continental y <i>toe thrusts</i> .....	139
14.1.2. Diapiros de lodo .....	139
14.1.3 Fallas normales en la plataforma continental.....	141

14.2. Principales características del SFB y de la cuenca de Colombia en sentido transversal .....	142
14.2.1. Cuenca de Colombia .....	143
14.2.2. Talud continental inferior del SFB .....	144
14.2.3. Talud continental superior del SFB .....	144
14.2.4. Plataforma continental del SFB .....	145
14.3. Principales características del SFB en sentido longitudinal.....	146
14.3.1. Saliente sur influenciado por la falla de Uramita.....	146
14.3.2. SFB s.s. ....	148
14.3.3. Región norte influenciada por el abanico del Magdalena/rampa oblicua de Canoas.....	149
14.4. Evolución geodinámica.....	153
15. CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES .....	158
REFERENCIAS.....	161
ÍNDICES DE FIGURAS Y DE TABLAS.....	176

# 1. INTRODUCCIÓN

El Cinturón Deformado del Sur del Caribe (SCDB por sus siglas en inglés, South Caribbean Deformed Belt) se ha interpretado como un prisma de acreción formado entre las placas del Caribe y de América del Sur como consecuencia de la subducción del material oceánico de las cuencas de Colombia y Venezuela bajo los terrenos de arco del norte del continente de América del Sur (Ladd y Truchan, 1983; Ladd *et al.*, 1984) (figura 1.1). El extremo suroeste del SCDB se conoce como Cinturón de Pliegues de Sinú-San Jacinto (S-SJFB, por sus siglas en inglés, Sinú-San Jacinto Fold Belt) y está formado por dos cinturones de pliegues paralelos entre sí. El Cinturón de Pliegues de San Jacinto (SJFB) está situado en tierra y se dispone subparalelo a la costa noroeste de Colombia. El Cinturón de Pliegues de Sinú (SFB) se formó al oeste del SJFB, separado de este por la Zona de Falla de Sinú, y se encuentra parcialmente sumergido. El área de estudio de esta tesis doctoral comprende la parte sumergida del SFB comprendida entre la falla de Uramita (suroeste) y el Abanico del Magdalena (noreste) y la parte adyacente de la cuenca de Colombia (figura 1.2).

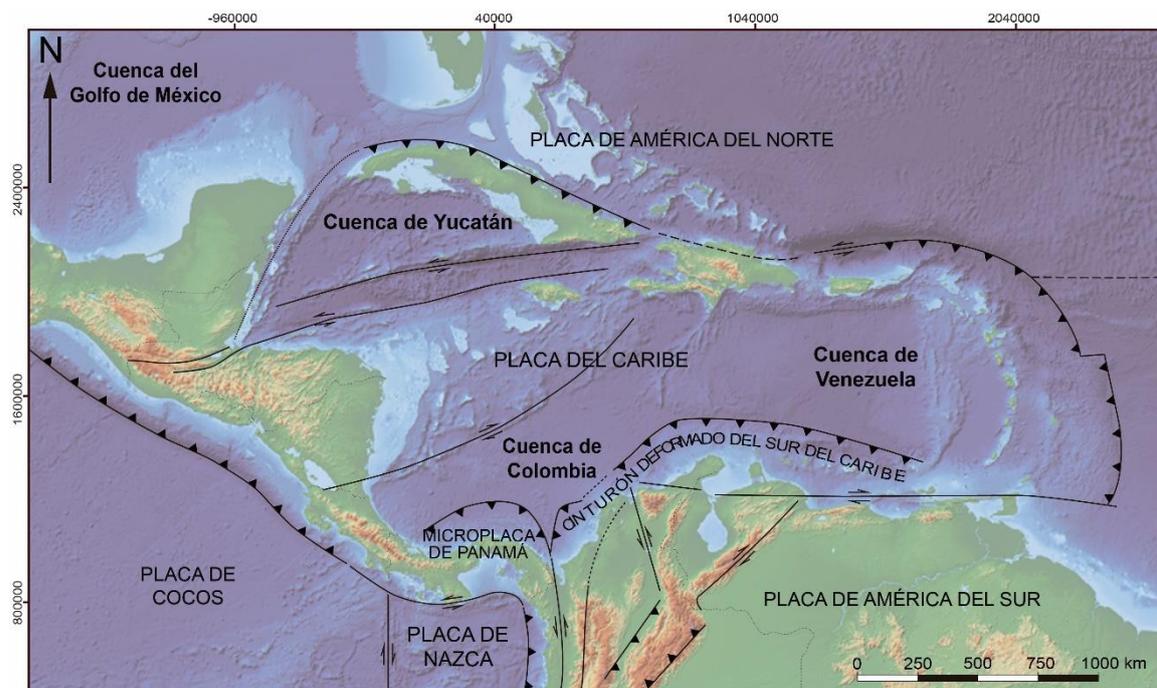


Figura 1.1.- Mapa de la placa del Caribe y parte de las placas adyacentes (modificado de Case y Holcombe, 1980 y de Cediél et al., 2003). El mapa base procede de los servicios de mapas del SIG: GEBCO Atlas Digital.

A pesar de que el SFB ha sido objeto de numerosos y diversos estudios, como se verá más adelante, existe aún cierta controversia y quedan aspectos de naturaleza estructural y estratigráfica por resolver. En este trabajo se aportarán nuevos datos para contribuir a su resolución y mejorar el conocimiento sobre esos aspectos por medio de detallados análisis estructurales y estratigráficos. En este sentido, es esencial caracterizar las estructuras que constituyen el SFB; desde el frente de deformación en diferentes ubicaciones, hasta su

distribución desde las partes proximales a las distales, *i.e.* a través del cinturón, y desde el suroeste al noreste, *i.e.* según la dirección del cinturón. Para hacer esto se ha llevado a cabo una interpretación geológica de una malla de gran densidad de perfiles sísmicos, con ayuda de datos de varios sondeos exploratorios y de datos de batimetría, lo que ha permitido construir un mapa estructural detallado del área de estudio. Se cuenta, además, con seis perfiles sísmicos convertidos a profundidad, en los que se pueden visualizar las geometrías reales de las estructuras, que serán usados para cuantificar el valor de algunos parámetros estratigráficos y estructurales.

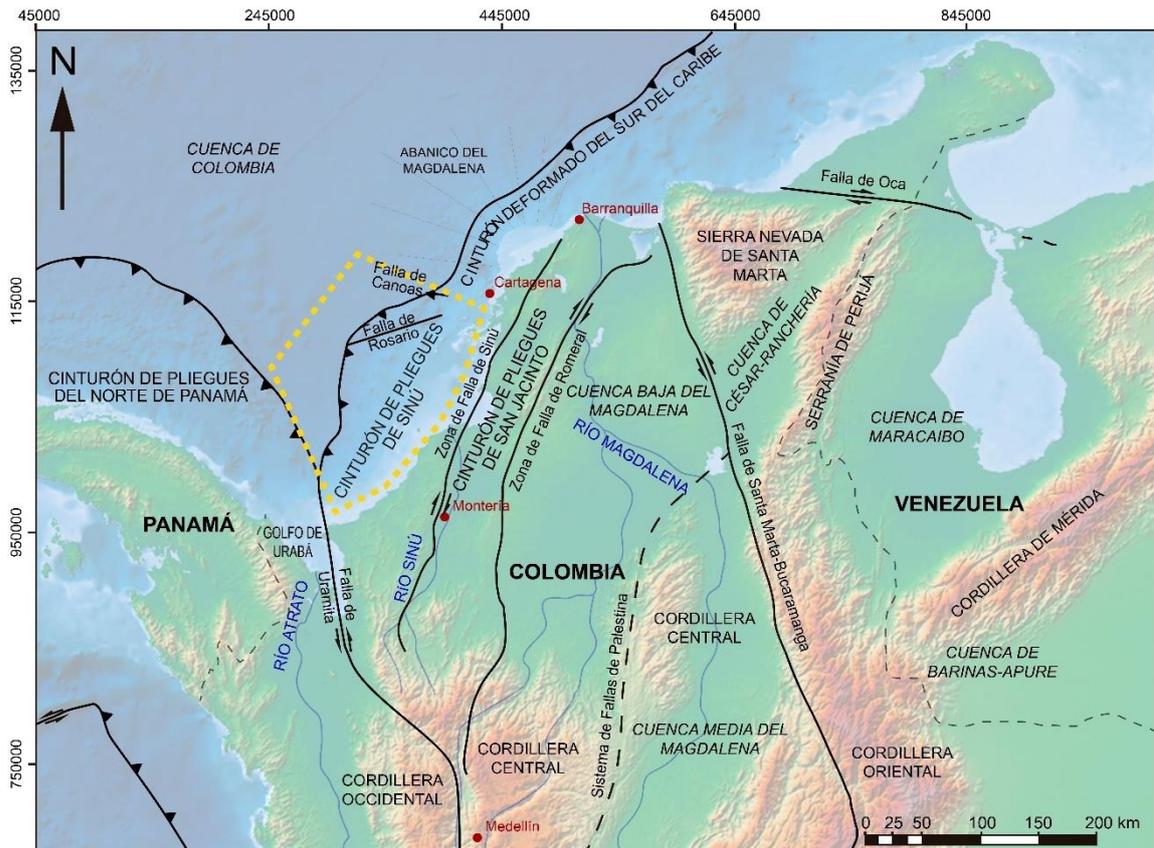


Figura 1.2.- Mapa del norte de América del Sur, sur de América Central y parte del mar Caribe próximo a esta zona con la representación de los elementos geológicos, morfológicos y geográficos más importantes. Se indica el límite de la zona de estudio con trazo discontinuo amarillo.

Se han publicado numerosos trabajos que tratan de aspectos estructurales de la parte sumergida del SFB. Algunos de estos trabajos incluyen secciones interpretadas a escala cortical o regional que ilustran las estructuras desarrolladas en perfiles que atraviesan la cuenca del Colombia (*e.g.*, Sánchez *et al.*, 2019), el Cinturón de Pliegues de Sinú-San Jacinto (*e.g.*, Flinch *et al.*, 2003a; Mantilla-Pimiento, 2007; Flinch y Castillo, 2015) (figura 1.3), y hasta la cuenca de San Jorge (incluida en la cuenca baja del Magdalena) (*e.g.*, Mora *et al.*, 2017), o incluso la cuenca de antepaís desarrollada hacia el este de la cordillera (*e.g.*, Vargas y Mann, 2013). Sin embargo, a pesar de las numerosas campañas de exploración y adquisición de datos sísmicos en la zona, son pocos los trabajos que se centran en la continuidad lateral de las estructuras a lo largo del SFB. En este sentido hay dos tipos de trabajos: los que tratan de la variación lateral de las estructuras usando unas pocas secciones

que tienen un gran espaciado entre ellas (e.g., Toto y Kellogg, 1992; Bernal-Olaya *et al.*, 2015b) e incluyen mapas simplificados de todo el SFB (e.g., Vitali *et al.*, 1985; Cediel y Cáceres, 2000; Flinch, 2003), y los trabajos que muestran mapas detallados de una porción del cinturón (e.g., Romero-Otero, 2009; Vinnels *et al.*, 2010). Para analizar las variaciones en el estilo estructural del SFB, como son la orientación, continuidad y las características principales de las estructuras, desde la falla de Uramita hasta el límite oeste del abanico del Magdalena, se ha analizado tanto el mapa estructural construido en este trabajo como los diversos parámetros estratigráficos y estructurales obtenidos a partir de este y de las interpretaciones en secciones verticales.

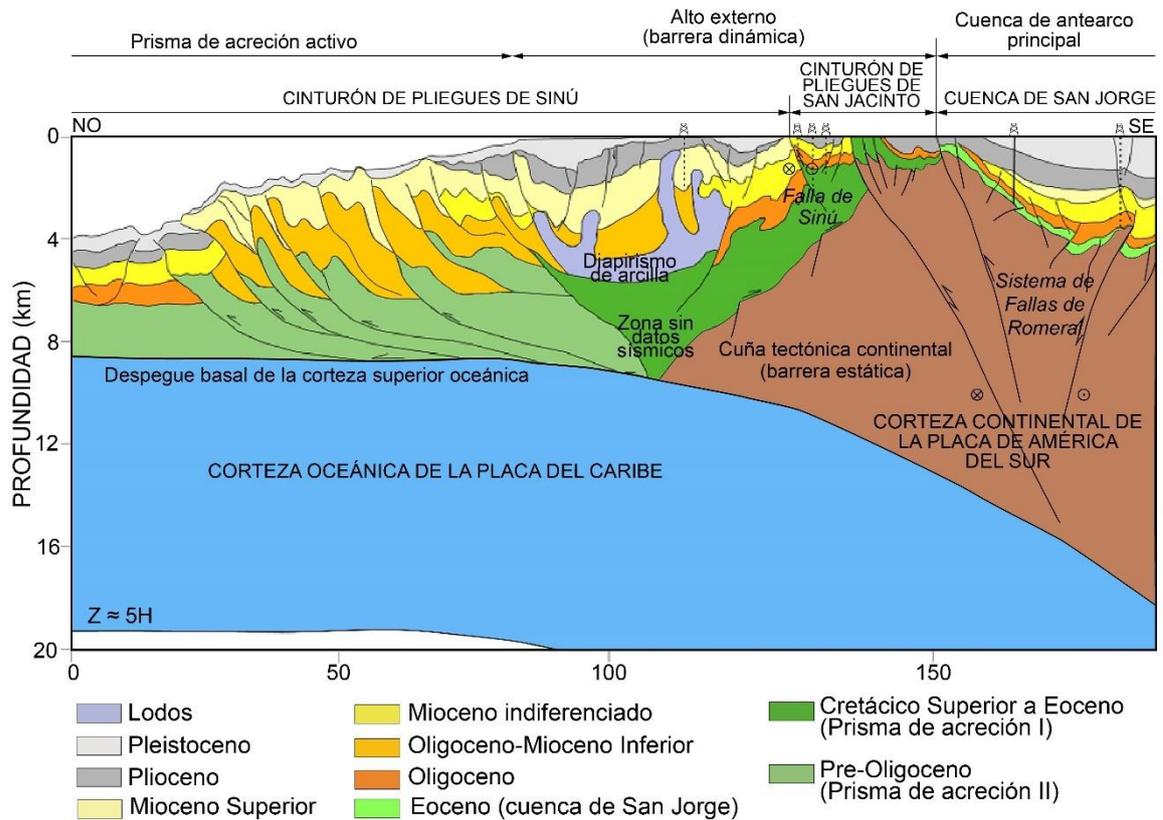


Figura 1.3.- Estructura general del prisma de acreción en sección desde el frente de deformación del SFB hasta la Zona de Falla de Romeral (modificado de Mantilla-Pimiento, 2007).

Tradicionalmente, el SFB se ha considerado un prisma de acreción relacionado con la subducción. Sin embargo, Moreno *et al.* (2009) proponen un modelo alternativo para explicar la formación del SFB que sería el resultado de una tectónica gravitacional como se ha descrito en el oeste de África o en el Golfo de México, y de acuerdo con Rossello y Cossey (2012) sería el resultado de un margen extensional pasivo mesozoico-cenozoico, donde la plataforma continental progradó sobre la placa oceánica, que sufrió una inversión transpresional debido a la convergencia oblicua. Los argumentos presentados por Moreno *et al.* (2009) son la presencia de una potente secuencia de arcillas, de edad posiblemente Oligocena, considerada como el despegue sobre el que se deslizaría una gran carga de sedimentos, y que las fallas normales documentadas en la parte proximal del cinturón (cerca de la costa) buzaban hacia la cuenca de Colombia, mientras que las fallas inversas en la parte

distal (parte sumergida) buzan hacia el continente. Rossello y Cossey (2012) argumentan que las bajas tasas de convergencia, la falta de sismicidad, el bajo buzamiento de la corteza oceánica, la ausencia de una fosa y una cordillera adyacente, y la falta de rocas metamórficas de grado alto-medio y de un magmatismo alcalino son incompatibles con la subducción. El análisis de las variaciones de los estilos estructurales desde las zonas más distales a las más proximales, así como la distribución de estructuras contraccionales en la parte más distal del cinturón y de estructuras extensionales en la parte proximal, es esencial para profundizar en el origen del SFB.

El SFB es un cinturón curvado, convexo hacia el mar (*e.g.*, Vitali *et al.*, 1985; Cediel y Cáceres, 2000; Flinch *et al.*, 2003b), que presenta un saliente principal asimétrico (figura 1.2). Se plantean dos cuestiones importantes relacionadas con cinturones de pliegues curvados que son: cuándo se produjo de la curvatura y sus causas. Se pueden dar tres situaciones diferentes en términos de temporalidad:

- La curvatura tuvo lugar durante la formación del cinturón:
  - debido a características heredadas de la región donde se originó, como puede ser la forma original de la cuenca sedimentaria, o bien,
  - a causa de características del propio cinturón, como variaciones en el desplazamiento de los cabalgamientos a lo largo del cinturón.
- La curvatura tuvo lugar después de la formación del cinturón debido a estructuras desarrolladas con posterioridad.
- La curvatura resultó de una combinación de las dos posibilidades anteriores.

El estudio de las variaciones de las estructuras a lo largo del SFB, junto con el análisis de la estratigrafía y las características estructurales de la parte de la cuenca de Colombia adyacente al SFB, permitirá clarificar en qué medida las características de la región previas a la formación del SFB, el desarrollo del cinturón y/o las estructuras más jóvenes influyeron en su curvatura.

Los datos sísmicos no muestran de manera inequívoca que el SFB se desarrolle bajo el abanico del río Magdalena (Martínez *et al.*, 2012, 2015). Se han propuesto diferentes modelos para explicar la terminación norte o la partición del SFB. Una hipótesis (Breen, 1989; Lu y McMillen, 1982) propone que la alta sedimentación del abanico del Magdalena desde el continente inhibió el desarrollo del SFB impidiendo que el prisma avanzara sobre un despegue basal y provocando un descenso en la inclinación de la superficie batimétrica. Como resultado, la deformación tuvo lugar hacia el interior de la placa superior de América del Sur. Otra hipótesis está relacionada con la transición de un régimen compresivo en la parte noroeste de Colombia a un régimen de desgarre en el norte de Colombia y Venezuela, a través de una zona intermedia de transpresión. De acuerdo con Duque-Caro (1979), Vernet *et al.* (1992), Ruiz *et al.* (2000), Cediel *et al.* (2003) y Martínez *et al.* (2015) la falla de Canoas, localizada al suroeste del abanico del Magdalena (figura 1.2), actúa como una zona de transferencia dextra cuyo bloque norte se mueve hacia el este creando espacio de acomodación que es ocupado por el abanico del Magdalena (Ruiz *et al.*, 2000). Flinch *et al.* (2003a) sugieren que la alta sedimentación causó un cambio en el estilo estructural

del cinturón bajo el abanico del Magdalena, desarrollando una zona triangular. Para otros autores el SFB es interrumpido por la falla de Canoas y continua al norte del abanico del Magdalena (Martínez *et al.*, 2015; Ortiz-Karpf *et al.*, 2016) terminando contra la continuación sumergida de la falla de Oca (*e.g.*, Duque-Caro, 1984), mientras que otros consideran que la falla de Canoas es el límite norte del SFB (*e.g.*, Vernet *et al.*, 1992; Ruiz *et al.*, 2000). Ruiz *et al.* (2000) se basan en datos gravimétricos para corroborar la presencia de la falla de Canoas documentando un cambio en la naturaleza de la corteza, que es interpretada como enteramente oceánica en la zona de compresión y en toda la zona de transpresión. Sin embargo, ni los mapas geológicos de superficie (Reyes *et al.*, 2001; Guzmán, 2003; Guzmán *et al.*, 2004) ni la interpretación sísmica (Flinch *et al.*, 2003a; Romero-Otero, 2009; Martínez *et al.*, 2015) corroboran la presencia de la falla de Canoas. Así, Martínez *et al.* (2015) interpretan que la parte norte del SFB es una zona de transferencia formada en un régimen transpresivo y proponen que, en vez de una falla principal, existen una serie de fallas de rumbo E-O con efecto acumulativo. Dado que la parte norte del área de estudio se encuentra parcialmente en esta zona transpresiva, se ha prestado especial atención a las características de las estructuras oblicuas a la tendencia principal del SFB desarrolladas en esta zona, comprobando si su orientación y sentido de movimiento son compatibles con esta supuesta zona de transferencia, si la cantidad de desplazamiento acomodado por estas fallas es suficiente para crear espacio de acomodación para el abanico del Magdalena, y si la falla de Canoas es una estructura simple, son diferentes fallas o incluso si no existe. Además, se determinará el vector de transporte tectónico estudiando las estructuras y se comparará con el sentido de movimiento relativo entre las placas del Caribe y de América del Sur desde el Cretácico propuesto en distintos trabajos (*e.g.*, Lugo y Mann, 1995; Acosta *et al.*, 2004; Ardila y Diaz, 2015; Higgs, 2009) y con la dirección de movimiento de las placas tectónicas de esta región estimadas a partir de medidas de GPS (*e.g.*, Freymueller *et al.*, 1993; Kellogg y Vega, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002). La estimación de los vectores de movimiento actual y paleotransporte tectónico, por medio del estudio de las estructuras interpretadas, permitirá comprobar si la parte norte del SFB corresponde a una región de transpresión localizada entre un régimen compresivo en la parte noroeste de Colombia y un régimen de desgarre en el norte de Colombia y Venezuela.

Se pondrá también especial atención a las características de la parte proximal del cinturón en la que se ha documentado la existencia de domos de lodo (*e.g.*, Shepard *et al.*, 1968; Ramírez, 1969; Shepard, 1973; Duque-Caro, 1979, 1984; Vernet, 1986). En particular, se analizará la orientación de estos domos, las estructuras que se forman en las rocas encajantes, si están asociados a fallas normales, inversas o de desgarre (*e.g.*, Schlüter *et al.*, 2002; Galindo, 2016) y su distribución temporal.

Las principales características de la secuencia estratigráfica (*e.g.*, Duque-Caro, 1990; Guzmán, 2007; Bermúdez *et al.*, 2009), así como la sismoestratigrafía y la tectonoestratigrafía (*e.g.*, Alfaro y Holz, 2014a) de este área ya han sido establecidas. Sin embargo, hay muchos aspectos aún desconocidos debido, principalmente, a la escasa información de sondeos. Para salvar esta falta de información se ha realizado una detallada interpretación geológica de la densa malla de líneas sísmicas disponibles para extender más

allá de los pozos los principales horizontes estratigráficos definidos. Esto permitirá corroborar la influencia de la estratigrafía mecánica en el desarrollo de estructuras, determinar la temporalidad de estas y relacionar las variaciones laterales de espesor de la secuencia estratigráfica con las variaciones del estilo estructural a lo largo y ancho de la parte sumergida del SFB y de la cuenca de Colombia adyacente al mismo.

El conocimiento de la estructura general y de las estructuras principales adquirido a partir de las interpretaciones geológicas de las líneas sísmicas, además de los mapas estructurales del cinturón y su expresión batimétrica, muestran que ciertas características como el estilo estructural y su ángulo crítico varían en dirección tanto transversal como longitudinal al cinturón. Sin embargo, pocos trabajos se centran en el análisis y la cuantificación de esas variaciones. Para abordar este asunto se han construido varios gráficos y un detallado mapa geológico del SFB incluyendo todas las estructuras interpretadas.

Finalmente, se comprobará si los diferentes estilos estructurales reconocidos y/o sus variaciones están relacionados de alguna manera con otros parámetros como la posición estructural dentro del cinturón curvado, la existencia de estructuras del basamento previas, el espesor de los sedimentos envueltos en las estructuras, el buzamiento del despeque, el ángulo crítico, etc.

El área estudiada tiene una posición estratégica considerando que, de acuerdo con los vectores de transporte tectónico propuestos, pasa de una convergencia perpendicular al borde de placa en el sur a una convergencia oblicua en el norte. Determinar cómo tiene lugar esa transición puede servir como un análogo para otros cinturones de pliegues donde un régimen de compresión pura se convierte en un régimen de desgarre. A parte del interés desde un punto de vista científico, esta región está situada en un área de interés para la exploración de hidrocarburos. Así, determinar su estratigrafía, la geometría y tamaño de determinadas estructuras, las asociaciones de estructuras que definen diferentes estilos estructurales en diferentes partes del cinturón, su evolución temporal y los parámetros que controlan su origen y evolución es esencial para identificar la existencia de trampas estructurales y/o estratigráficas y describir sus características.

### 1.1. Antecedentes

Como se ha mencionado anteriormente, son muchos los estudios que se han llevado a cabo en el margen caribeño-colombiano.

En cuanto al noroeste de América del Sur, existen numerosos trabajos sobre Colombia, y algunos de los centrados en el noroeste son los de Ruiz *et al.* (2000), que describen la evolución estructural y tectónica del extremo suroeste del SFB; Gómez (2001) se centra en el estilo estructural de la península de Guajira; Flinch (2003) describe la evolución del área emergida del S-SJFB; Ramírez (2007) y Vence (2008) se centran en la estratigrafía en Guajira; Romero-Otero (2009) y Cadena (2012) analizan los procesos deposicionales en el abanico del Magdalena; Moreno *et al.* (2009) proponen que el SFB se habría formado en un margen pasivo por tectónica gravitacional asociada a mecanismos de deslizamientos por gravedad, con deformación extensional en la plataforma continental y la formación de

sistemas de cabalgamientos frontales en la parte frontal del prisma; Bernal-Olaya *et al.* (2015a) estudia la evolución tectónica y estratigráfica de la cuenca baja del Magdalena; o Galindo (2016), que estudia la evolución de la cuenca de Bahía, al noreste del abanico del Magdalena.

En el suroeste del SCDB, los cinturones de pliegues de Sinú y de San Jacinto han sido objeto de numerosos estudios de disciplinas diversas. La estratigrafía de los cinturones ha sido muy discutida, interpretándose los registros del Cretácico Superior al Eoceno como depositados en ambientes de agua profunda por un lado (Duque-Caro, 1969, 1990; Duque-Caro *et al.*, 1996; Flinch, 2003; Guzmán, 2007) y deltaicos de agua somera por otro (Aleman, 1983; Bermúdez *et al.*, 2009; García *et al.*, 2009). Algo similar ocurre con los registros del Oligoceno al Mioceno tardío; Duque-Caro (1990) y Duque-Caro *et al.* (1996) proponen sedimentos de agua profunda, mientras que Guzmán (2007) y Bermúdez *et al.* (2009) interpretan depósitos de ambientes someros y deltaicos. Se han definido más de 90 unidades estratigráficas, algunas de ellas sin una definición formal o apoyo bioestratigráfico. Aguilera (2011) resume esta información utilizando las unidades estratigráficas que tienen mayor respaldo bioestratigráfico y sedimentológico. Alfaro y Holz (2014a) hacen un estudio de los dos cinturones de pliegues basándose en una estratigrafía sísmica interpretada a partir de datos sísmicos, datos de sondeos y zonas bioestratigráficas. Alfaro y Holz (2014c), proponen una nueva estratigrafía para Sinú-San Jacinto basándose en datos de sísmica reciente y sísmica antigua reprocesada. Alfaro y Holz (2014b) caracterizan los sistemas deposicionales y la arquitectura de los depósitos derivados de gravedad que afectan a materiales del Pleistoceno al Holoceno de la parte sumergida del margen caribeño-colombiano en un sistema de talud continental a partir de la interpretación de un volumen sísmico.

Como ya se ha mencionado, la estructura del Cinturón de Pliegues de Sinú se ha estudiado anteriormente por medio de interpretación de secciones corticales o regionales por Toto y Kellogg (1992), Flinch *et al.* (2003a, b), Mantilla-Pimiento (2007) y Flinch y Castillo (2015). En algunos trabajos (Toto y Kellogg, 1992; Bernal-Olaya *et al.*, 2015b) se analizan las variaciones estructurales a lo largo del SFB interpretándose hasta 5 líneas sísmicas y se estudia el ángulo crítico del prisma. Toto y Kellogg (1992) concluyen que el bajo ángulo del prisma está relacionado con la alta tasa presión de poro que explica también la formación de diapiros y volcanes de lodo. Bernal-Olaya *et al.* (2015b) estudian la influencia de diversos factores en el ángulo crítico, como el grosor y rigidez de la placa que subduce, las irregularidades del basamento, litologías dúctiles en el despegue o el alto aporte de sedimentos en tiempos recientes, y proponen una secuencia de propagación dominada por cabalgamientos fuera de secuencia. Sánchez *et al.* (2019) publican una transversal regional del oeste del mar del Caribe donde se integran datos geológicos, de gravedad, magnéticos y sísmica de reflexión, y documentan diferentes procesos desde un vulcanismo cenozoico en el Alto de Nicaragua hasta la deformación convergente en la placa de América del Sur desde el Eoceno y la subducción poco profunda de la placa del Caribe desde el Mioceno, así como la colisión del arco del Panamá.

Existen trabajos que analizan aspectos de más detalle en el Cinturón de Pliegues de Sinú (Duque-Caro, 1984; Vitali *et al.*, 1985; Ruiz *et al.*, 2000; Alfaro y Holz, 2014a; Bernal-Olaya *et al.*, 2015b), algunos centrados en los límites laterales del abanico del Magdalena en el área de Cartagena como los de Vernet *et al.* (1992), Aristizábal *et al.* (2009), Cadena *et al.* (2015) u Ortiz-Karpf *et al.* (2016). Corredor *et al.* (2005) presentan un modelo cinemático para explicar la deformación sufrida en el sur de la zona sumergida del Cinturón de Pliegues de Sinú, en el que este sistema de cabalgamientos imbricados es cizallado, como consecuencia de la deformación que continua hacia la cuenca de antepaís, y transportado pasivamente sobre un despegue basal de edad posiblemente oligocena.

La morfología del Cinturón de Pliegues de Sinú ha sido estudiada desde hace décadas. Vitali *et al.* (1985) y Cedié y Cáceres (2000) han presentado mapas estructurales generales del SFB mostrando la tendencia de los altos estructurales y de estructuras transversales. Vinnels *et al.* (2010) han publicado un mapa batimétrico de alta resolución de una parte de la zona sumergida del Cinturón de Pliegues de Sinú que refleja la trayectoria de los anticlinales que provocan un relieve batimétrico positivo.

El abanico del Magdalena merece una especial atención ya que, aunque está fuera de la zona de estudio, está yuxtapuesto con el Cinturón de Pliegues de Sinú y el Cinturón de Pliegues de San Jacinto, y no se observan en él las estructuras presentes en los dos cinturones deformados. Algunos autores consideran que el alto aporte de sedimentos desde el continente impide la deformación, lo que daría como resultado una disminución de la pendiente del talud (Lu y McMillen, 1982; Breen, 1989), o que estos sedimentos onlapan sobre las estructuras del SFB que se encuentran inmediatamente al sureste del abanico del Magdalena (Kolla *et al.*, 1984; Flinch *et al.*, 2003b; Estrada *et al.*, 2005; Romero-Otero, 2009).

La presencia de diapiros de lodo ha sido ampliamente tratada por otros autores como Shepard *et al.* (1968), Ramírez (1969), Duque-Caro (1979, 1984), Vernet (1986), Briceño y Vernet (1992) o Aristizábal *et al.* (2009). Ramírez (1969) recopila los diapiros y volcanes de lodo presentes en el continente, mientras que Shepard *et al.* (1968) lo hacen con los presentes en la parte oceánica. Duque-Caro (1979) interpreta los diapiros del noroeste colombiano como estructuras que ascienden desde unidades sobrepresurizadas del Oligoceno-Mioceno temprano en respuesta a esfuerzos compresivos laterales. Aristizábal *et al.* (2009) analizan en detalle el control neotectónico del diapirismo de lodo en la zona norte del SFB que actúa bajo un sistema de esfuerzos compresivos regionales NO-SE. Briceño y Vernet (1992) identifican un diapirismo en forma de plumas que no modifican las unidades intruidas en la plataforma continental, mientras que en el talud abundan los pliegues diapíricos. También se ha estudiado la relación entre volcanes de lodo asociados a gas-hidratos (*e.g.*, García-González *et al.*, 2019).

El movimiento relativo de la placa del Caribe desde el Mioceno tardío hacia el ESE se ha publicado en diferentes trabajos como los de Minster y Jordan (1978), que analizan los mecanismos focales de terremotos; Pindell y Kennan (2007), que se basan en la reconstrucción de placas; o Trenkamp *et al.* (2002), que utilizan medidas de GPS.

El basamento ha sido ampliamente estudiado en un intento por esclarecer el origen de la placa del Caribe. Trabajos de referencia sobre la corteza caribeña son los de Ewing *et al.* (1960), Edgar *et al.* (1971), Houtz y Ludwing (1977) o Case y Holcombe (1980), donde se define la corteza del Caribe como una corteza que no es continental, pero es significativamente diferente a las cortezas medias encontradas en las cuencas oceánicas. Los resultados de la sísmica de refracción y de reflexión indican la presencia de una corteza oceánica con una topografía irregular en la cuenca de Colombia (Biju Dubal *et al.*, 1978; Diebold *et al.*, 1981; Bowland y Rosencrantz, 1988). Otros trabajos tratan la gran provincia ígnea caribeña y el altiplano volcánico (Duncan y Hargraves, 1984; Pindell *et al.*, 1988; Donnelly *et al.*, 1990; Escalante, 1990; Pindell y Barrett, 1990; Coffin y Eldholm, 1994). Zapata *et al.* (2019) sugieren que hubo un evento extensional en el Cretácico temprano seguido por una tectónica compresiva previa a la colisión del altiplano oceánico del Caribe. La edad de la corteza oceánica se ha acotado en trabajos como Sclater *et al.* (1980), Lu y McMillen (1982), Montgomery *et al.* (1992) o Mauffret y Leroy (1997).

## 1.2. Objetivos

Teniendo en cuenta los estudios previos realizados en el norte de América del Sur y en el sur de la placa del Caribe, el propósito principal de esta tesis es ampliar el conocimiento de la evolución estructural de la parte sumergida del SFB, situado frente a la costa del noroeste de Colombia. Esta zona se enmarca en un régimen compresivo dentro de un contexto de subducción oblicua y está limitada al noreste por el abanico del Magdalena y al suroeste por el límite de placa con la microplaca de Panamá. Para ello es necesario reconocer las principales características del cinturón y entender los parámetros que controlaron su origen y evolución. Con este fin este trabajo tiene como objetivos principales:

1. Identificar y caracterizar las estructuras individuales y estudiar su distribución espacial dentro SFB.
2. Definir diferentes estilos estructurales presentes en el SFB a partir de las asociaciones de estructuras y analizar y cuantificar esas variaciones, en dirección tanto transversal como longitudinal al cinturón, así como los parámetros que controlan su formación y distribución.
3. Realizar un análisis estratigráfico centrándose en las relaciones tectónica-sedimentación.
4. Caracterizar las estructuras de la cuenca de Colombia.
5. Analizar la evolución espacial y temporal del SFB a escala de cinturón tanto transversal como longitudinalmente.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona estudiada abarca gran parte del Cinturón de Pliegues de Sinú y la franja de la cuenca de Colombia más próxima a éste. Estas dos unidades se sitúan en la placa de América del Sur y en la placa del Caribe, respectivamente. Por lo tanto, la zona de estudio se encuentra en un límite entre dos placas, si bien en la historia geológica de la zona intervienen otras tres placas: la de Nazca y la de Cocos, y la microplaca de Panamá.

La placa del Caribe es una porción independiente de litosfera que se localiza entre las placas de América del Norte y América del Sur (figura 2.1). Está en contacto con la placa de América del Norte al norte y noreste y con la placa de América del Sur al sur y sureste. Su borde oeste se sitúa en la costa oeste de América Central donde limita con las placas de Cocos y de Nazca. Las relaciones de contacto de la placa del Caribe con las placas que la rodean van desde un centro de expansión oceánico, como es la fosa Caimán en el norte, hasta límites convergentes y transformantes bien desarrollados. Los límites convergentes forman los arcos de islas de las Antillas Mayores en el norte (desde Jamaica hasta Puerto Rico) y de las Antillas Menores por el este (extendiéndose desde las Islas Vírgenes hasta Granada) donde la corteza oceánica atlántica subduce bajo la corteza oceánica caribeña, o cinturones de pliegues como el SCDB o el Cinturón Plegado del Norte de Panamá donde interviene una corteza continental.



Figura 2.1.- Placas, límites tectónicos y cuencas principales de la región del Caribe (límites de placa modificado de Case y Holcombe, 1980) y reinos tectónicos del extremo noroeste de América del Sur (modificado de Cediel, 2019).

El movimiento relativo actual hacia el este-sureste de la placa del Caribe (Minster y Jordan, 1978; Trenkamp *et al.*, 2002; Pinell y Kennan, 2007) es acomodado por fallas de

movimiento lateral senestro a lo largo de su límite norte dentro de una litosfera continental, de arco isla y oceánica. Por el contrario, su límite sur está compuesto por fallas laterales dexas interviniendo corteza continental, de arco isla y oceánica (Kennan y Pindell, 2009; Boschman *et al.*, 2014).

La litosfera caribeña se ha emplazado tectónicamente sobre las cortezas oceánicas pacífica hacia el oeste y atlántica hacia el este formando dos sistemas de arco isla; el istmo de América Central y el arco de las Antillas Menores, respectivamente. También ha sufrido compresión contra las cortezas continentales de las placas de América del Norte y América del Sur provocando la formación de zonas de sutura en las cordilleras de Guatemala, Antillas Mayores y Venezuela, y, además, también ha sido acortada en las áreas marginales de Venezuela, Colombia y la isla de la Española formando prismas de acreción (Stephan *et al.*, 1986).

La corteza de la placa del Caribe se encuentra en el centro de una cuenca marina (Lu y McMillen, 1982) y tiene un grosor de entre 15 y 20 km (Ewing *et al.*, 1960; Edgar *et al.*, 1971; Ludwig *et al.*, 1975; Houtz y Lundwing, 1977; Lu y MacMillen, 1982; Mann *et al.*, 1990), mayor que el de una corteza oceánica típica (Fox y Heezen, 1975). La profundidad de la cuenca está entre 4 y 5 km, y es anormalmente somera para un suelo oceánico generado en el Jurásico/Cretácico (Hess, 1962; Parson y Sclater, 1977; Stein y Stein, 1992), lo que ha sido atribuido al emplazamiento extensivo de basaltos hace unos 80 Ma en un evento que dio lugar a una provincia ígnea conocida como *Caribbean Large Igneous Province* (CLIP) (Burke, 1988; Kerr *et al.*, 1998). El grosor anómalo de la corteza puede explicar por qué no presenta una subducción típica a lo largo de su perímetro bajo arcos isla (Sykes *et al.*, 1982).

De acuerdo con la división en unidades establecida por Cediél *et al.*, 2003 (figura 2.1), la parte noroeste de América del Sur estaría constituida por una serie de unidades alóctonas o para-autóctonas localizadas al norte y noroeste del “Escudo de Guiana”, que constituye la unidad autóctona. Las unidades alóctonas serían: el Reino Tectónico Central que registra diferentes eventos geológicos desde el Paleozoico temprano hasta el presente; el Bloque de Maracaibo, que está compuesto por varias provincias que formaban parte de un segmento del Escudo de Guiana que comenzó a migrar hacia el noroeste; y el Reino Tectónico Occidental, compuesto por una serie de terrenos que comprenden fragmentos de altiplanos oceánicos, dorsales asísmicas, arcos isla intraoceánicos y ofiolitas, todos ellos desarrollados en o sobre un basamento oceánico. Se diferencian dos grupos de terrenos en el Reino Tectónico Occidental: (1) grupo pacífico (al oeste), y (2) terrenos caribeños (al norte). Dentro de este segundo grupo de terrenos caribeños es donde se localizan los cinturones de pliegues de San Jacinto y Sinú. Los terrenos de Guajira-Falcón, situados al noreste del Bloque de Maracaibo, son interpretados como un segmento del Reino Tectónico Occidental transportado tectónicamente, dada su similitud en edad y composición (Cediél, 2019).

Dada la posición actual de los fragmentos de diferente origen que componen la parte noroeste de América del Sur, el cómo llegó la placa del Caribe a su posición actual es una incógnita que aún sigue siendo motivo de debate. Su configuración actual resulta de una compleja historia de colisión, subducción, acreción y transpresión con las placas que la

rodean. Para conocer el origen de la placa, los estudios se remontan a la apertura del océano Atlántico en el Jurásico, momento en el que América inicia su movimiento hacia el oeste. América del Norte y América del Sur no solo comenzaron a moverse hacia el oeste, también comenzaron a divergir causando la separación del suelo oceánico y la formación de una corteza oceánica atlántica/proto-caribeña. Los esfuerzos extensionales dentro del bloque continental de América del Sur dieron lugar a la formación de una fosa tectónica de tendencia NO-SE en el área de la cuenca media del Magdalena (Etayo *et al.*, 1969; Etayo *et al.*, 1983; Fabre, 1983; Rolón *et al.*, 2001). Según Fabre (1983), el proceso de formación de la fosa tectónica fue pasivo causando un adelgazamiento de la corteza y de la litosfera. Debido a la elevada posición del límite litosfera-astenosfera bajo las áreas adelgazadas hubo una fusión del manto parcial y, como consecuencia, el emplazamiento de intrusiones basálticas durante el Jurásico-Cretácico. Para algunos autores la cuenca de retroarco estaría situada en la actual cuenca media del Magdalena (Schamel, 1989; Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995). Sin embargo, para otros autores el estadio de extensión sería una fosa tectónica abortada o un aulacógeno (Etayo *et al.*, 1969; Etayo *et al.*, 1983; Fabre, 1983; Rolón *et al.*, 2001). A partir de ahí, las hipótesis de la evolución tectónica de la placa del Caribe se dividen en dos corrientes principales: la que defiende su formación *in situ* (Freeland y Dietz, 1971; Mooney, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Frisch *et al.*, 1992; Meschede y Frisch, 1998; James, 2009) y la que apoya la migración de la placa desde el Pacífico (Malfait y Dinkelman, 1972; Duncan y Hargraves, 1984; Ghosh *et al.*, 1984; Mattson, 1984; Burke, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Mann, 1999; Higgs, 2009; Pindell y Kennan, 2009; Escalona y Mann, 2011).

El modelo de Pindell y Kennan (2009) propone una versión ampliamente aceptada de migración, colisión y subducción de la placa del Caribe desde el Cretácico temprano (figura 2.2). En el Cretácico temprano (125-120 Ma) el Atlántico comenzó a subducir bajo la placa del Caribe formando el Arco Caribeño que avanzaría hacia el nor-noreste. En este momento posiblemente también comenzó la subducción de la placa de Farallón en el borde noroeste de la placa del Caribe continuando hasta el final del Cretácico temprano (100 Ma). Durante el Cretácico tardío (84 Ma) en la placa del Caribe se formó una gran provincia ígnea. El origen de estas rocas volcánicas pudo estar en el paso de la placa por la pluma de Galápagos. Al mismo tiempo, la placa de Farallón se movió en dirección este-sureste y subdujo bajo todo el margen oeste de la placa del Caribe. Para el final del Cretácico (71 Ma), las placas de América del Norte y América del Sur habían cesado su divergencia, resultando una mayor subducción en el norte de los Andes con la colisión de Panamá con Perú y Ecuador, y la colisión del arco del Caribe con la placa de América del Norte. Durante el Paleoceno-Eoceno (56 Ma) el arco del Caribe colisionó con Bahamas-Florida en el norte y con Venezuela en el sur, creando cuencas oblicuas intraarco (cuencas de Yucatán y Grenada). La subducción del arco del Caribe estaba prácticamente completa con la acreción de diferentes terrenos. El movimiento hacia el norte del arco de Panamá continuó a lo largo del margen oeste de América del Sur y con ello la subducción oblicua a lo largo del norte de Colombia. Esto fue acompañado por el movimiento de terrenos alóctonos sobre fallas regionales dexas (Romeral) con el resultado de la acreción del cinturón de pliegues de San Jacinto en el noroeste de Colombia. Durante el Eoceno medio (46 Ma) el movimiento

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

hacia el norte de la placa del Caribe había cesado y comenzó a moverse hacia el este con respecto a las placas de América del Norte y América del Sur. El sur caribeño se movía hacia el sureste causando transpresión a lo largo del margen central de Venezuela, e incrementando la subducción hacia el este en los Andes colombianos. A comienzos del Mioceno la placa de Farallón se divide formando las placas de Cocos y Nazca (Hey, 1977). En el Mioceno temprano (19 Ma) la subducción en dirección sureste de la placa del Caribe continuó con el desarrollo del *South Caribbean Deformed Belt* (SCDB) a lo largo del margen norte de América del Sur. La colisión oblicua en el norte de Venezuela y la mayor convergencia en Colombia, provocaron la formación del prisma de acreción de Sinú. Simultáneamente el arco de Panamá (o microplaca de Panamá) colisionó con la cordillera Occidental y el Cinturón de pliegues de Sinú, y escapó hacia el noroeste, formando el arco de pliegues de Panamá. En el Mioceno tardío (10 Ma) hubo un cambio en la dirección de movimiento del Caribe del sureste al este, generando un desgarre dextro en el sur del Caribe y transpresión en el norte. Después del Mioceno tardío, el arco de Panamá no volvió a actuar como una microplaca separada y está parcialmente acoplado a la placa de Nazca, colisionando con el oeste de Colombia y causando acortamiento y el levantamiento de los Andes.

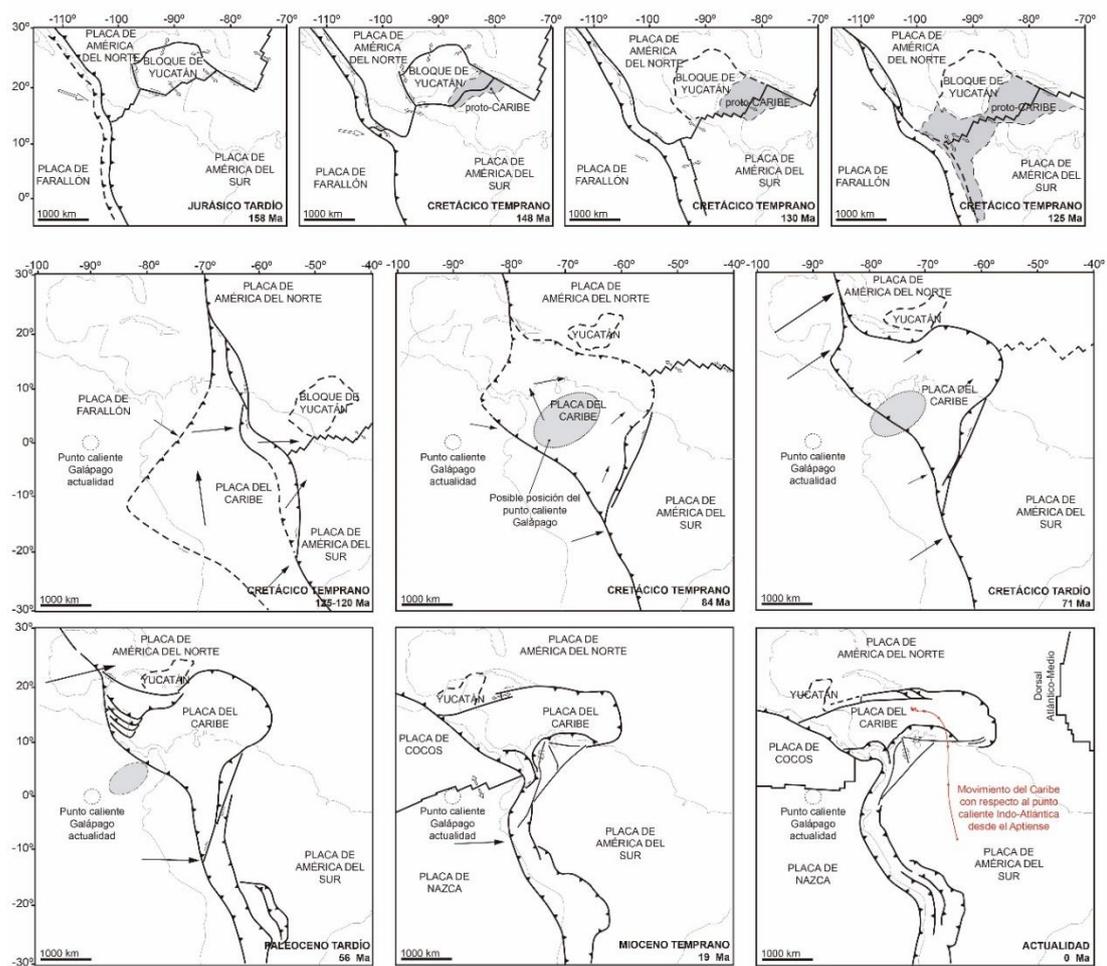


Figura 2.2.- Modelo de migración, colisión y subducción de la placa del Caribe desde el Cretácico temprano hasta la actualidad (modificado de Pindell y Kennan, 2009).

El límite entre la placa del Caribe y la placa de América del Sur está definido por un prisma de acreción sumergido formado frente a la costa del norte de Colombia y Venezuela: el SCDB. Este cinturón discurre a lo largo del margen convergente de las placas del Caribe y de América del Sur (Ladd y Truchan, 1983; Ladd *et al.*, 1984) a lo largo de 1500 km entre Panamá y el alto de Aves. Es una zona de transpresión activa de alrededor de 100 km de ancho en la zona norte de Venezuela que alcanza hasta 600 km de ancho al oeste incluyendo pequeñas microplacas (Audemard, 2009 y referencias incluidas). Su formación comenzó por el oeste en el Eoceno medio y se propagó hacia el este hasta el Mioceno-Pleistoceno (*e.g.*, Duque-Caro, 1979; Müller *et al.*, 1999; Mann *et al.*, 2007; Montes *et al.*, 2012). Presenta una transpresión compartimentada que involucra desde subducción oblicua hasta colisión oblicua. Las variaciones a lo largo del SCDB se han atribuido a diferencias en el régimen estructural, tiempo de formación de las estructuras y compartimentación causada por la presencia de fallas oblicuas o subperpendiculares al cinturón (Duque-Caro, 1984; Vernet *et al.*, 1992; Ruiz *et al.*, 2000).

El movimiento relativo de la placa del Caribe desde el Mioceno tardío hacia el este-sureste (Minster y Jordan, 1978; Trenkamp *et al.*, 2002; Pindell y Kennan, 2007) ha causado diferencias en el estilo de deformación dependiendo de la configuración de la costa de América del Sur. En el norte de Colombia y Venezuela el movimiento es aproximadamente paralelo a la línea de costa, lo que da como resultado un importante componente de desgarre. Sin embargo, en la costa noroeste de Colombia el movimiento es principalmente ortogonal, dando como resultado un contexto compresivo. En este último caso, el extremo suroeste del SCDB forma una región deformada que consiste en un cinturón arqueado ligeramente asimétrico con dirección NE-SO conocido como S-SJFB.

### **2.1. Cinturón de Pliegues de Sinú-San Jacinto (S-SJFB)**

El doble cinturón de Sinú-San Jacinto consiste en una gruesa secuencia de rocas sedimentarias del Cretácico al Neógeno (Case *et al.*, 1990) deformadas a causa de la subducción hacia el sureste de la placa del Caribe bajo los materiales del norte de América del Sur. Este doble cinturón está limitado por el sistema de fallas de Romeral al este, la cuenca de Colombia al norte, la falla de Uramita al oeste y la cordillera Occidental al Sur. El desarrollo estructural de la zona está ligado a la deformación transpresional generada por el desplazamiento de la placa del Caribe.

La formación del SJFB, que es el cinturón más interno, comienza con la acreción de terrenos en el margen noroeste América del Sur en un rango de edades que según diferentes autores iría desde el Cretácico Tardío/Paleoceno hasta el Eoceno/Oligoceno (Duque-Caro, 1979; Ruiz *et al.*, 2000; Flinch *et al.*, 2003a), mientras que la formación del SFB corresponde a un segundo estadio compresivo relacionado con la orogenia andina que comenzaría en el Mioceno Tardío y continua en la actualidad (Duque-Caro, 1979; Ruiz *et al.*, 2000). El SFB está formado por sedimentos cuyas edades van desde el Cretácico tardío al Neógeno. La composición del basamento bajo la cuña no está clara. Los modelos tradicionales hablan de corteza oceánica (Flinch *et al.*, 2003a) pero otros estudios recientes basados en modelización gravimétrica sugieren una corteza continental atenuada (Cerón *et*

*al.*, 2007) o un prisma de corteza continental acrecionada durante las primeras fases de la subducción (Mantilla-Pimiento, 2007; Mantilla-Pimiento *et al.*, 2009). Examinando el modelo de densidades y el mapa de anomalía de Bouguer, no se puede observar ningún contraste lateral de densidad como cabría esperar en el límite entre dos unidades distintas acrecionadas en distintos eventos. Así, Mantilla-Pimiento *et al.* (2009) consideran que tuvo lugar una continua acreción desde el Cretácico superior hasta el Mioceno tardío y, posteriormente, la convergencia pasó de ser oblicua a ser ortogonal, dando lugar al desarrollo del prisma de acreción que está activo actualmente.

Las estructuras más relevantes que caracterizan el S-SJFB son (figura 1.2): (1) la falla de Uramita de dirección N-S a NO-SE que es el límite del área sumergida del SFB por el oeste y que ha sido interpretada como senestra por Duque-Caro (1990) y como dextra por Lehner *et al.* (1983) y Vernet *et al.* (1992); 2) la cordillera Occidental que forma el límite de ambos cinturones en la parte emergida; 3) la Zona de Falla de Romeral de dirección NE-SO que forma el límite este del prisma y que se ha interpretado como una zona donde se diferencia un basamento continental al este y rocas de basamento de afinidad oceánica al oeste; 4) el abanico del Magdalena donde el alto aporte de sedimentos desde el Mioceno medio rompe la continuidad del SCDB; 5) la falla de Santa Marta-Bucaramanga de dirección NNO-SSE que es considerado el límite norte de S-SJFB y lo separa del macizo de Santa Marta; 6) el frente de deformación del SCDB que separa el cinturón plegado propiamente dicho de las rocas sin deformar de la cuenca de Colombia; y 7) la Zona de Falla de Sinú paralela a la Zona de Falla de Romeral que separa los cinturones plegados de Sinú y San Jacinto y que ha sido definida por un cambio en la expresión superficial y del estilo estructural (Duque-Caro, 1979) e interpretada como dextra en el norte por Cediel *et al.* (2003).

La mayoría de los autores consideran que el límite noreste del SFB se encuentra en la continuación de la falla de Oca hacia el mar (*e.g.*, Duque-Caro, 1984; Alfaro y Holz, 2014c) (figura 1.1). Algunos autores distinguen entre un SFB-Norte y un SFB-Sur separados por el abanico del Magdalena (Martínez *et al.*, 2015; Ortiz-Karpp, 2016) y otros consideran que la falla de Canoas, que se dispone al oeste del abanico del Magdalena en dirección aproximada E-O, es el límite norte del cinturón.

En general, el SFB se define como un prisma de acreción formado por cabalgamientos vergentes al noroeste y pliegues relacionados que afectan a la cubierta sedimentaria desde la Zona de Falla de Sinú (SFZ) hasta la llanura abisal, con una anchura máxima de 130 km aproximadamente. El SFB se formó sobre un basamento mesozoico (Toto y Kellogg, 1992; Ruiz *et al.*, 2000; Alfaro y Holz, 2014a). La secuencia sedimentaria que lo forma incluye arcillas del Oligoceno-Mioceno y turbiditas de grano fino del Mioceno superior y Plioceno sobre las que se disponen facies carbonatadas cuaternarias formadas por arcillas, calizas arrecifales, areniscas y conglomerados (Duque-Caro, 1979). Parte de esta secuencia corresponde al relleno de las cuencas de tipo *piggy-back* que consiste en una gruesa secuencia de sedimentos sintectónicos neógenos (Kolla *et al.*, 1984; Toto y Kellogg, 1992; Flinch *et al.*, 2003b; Vinnels *et al.*, 2010). El despegue basal está situado en unas arcillas sobrepresurizadas, las cuales son responsables del diapirismo de lodos que se observa a lo

largo de la costa colombiana (Duque-Caro, 1979; Vernet *et al.*, 1992; Ruiz *et al.*, 2000). Estos diapiros están presentes principalmente en la plataforma continental (Ramírez, 1969; Duque-Caro, 1979, 1984; Vernet, 1986; Briceño y Vernet, 1992) provocando una deformación dúctil en las zonas más internas. En la plataforma continental se han identificado también fallas normales y *toe thrusts* (Flinch *et al.*, 2003b) cuyo despegue se encuentra en un nivel menos profundo que el despegue principal del sistema imbricado de cabalgamientos.

## 3. DATOS Y METODOLOGÍA

En este trabajo se integran interpretaciones de sísmica de reflexión en 2 dimensiones y el análisis estructural de las mismas, datos de sondeos y datos batimétricos. La mayor parte de los datos utilizados en esta tesis han sido cedidos por la empresa Repsol Exploración, S. A. Estos datos incluyen 78 líneas sísmicas procedentes de más de 10 campañas distintas e informes de 5 sondeos.

La información de un sexto sondeo del Ocean Drilling Project (ODP) y un mapa batimétrico de alta resolución, también utilizados en este trabajo, son públicos.

### 3.1. Sísmica de reflexión en 2D

En este trabajo se han utilizado 78 líneas sísmicas que suman una distancia de más de 5000 km y cubren un área de aproximadamente 17000 km<sup>2</sup> (figura 3.1). Las líneas proceden de diferentes campañas desde el año 1967 hasta el 2004. Las dos direcciones predominantes de estas líneas son: NO-SE, que es aproximadamente perpendicular al cinturón o rumbo de las estructuras longitudinales principales, y NE-SO, que es aproximadamente paralela al cinturón. Todas las líneas están migradas en tiempo y tienen longitudes variables de entre 23 km y 400 km, aunque la mayoría tienen longitudes de entre 50 km y 150 km. La escala vertical, representada en tiempo doble, alcanza de 6 a 8 segundos. Además, seis líneas sísmicas están también convertidas a profundidad (figura 3.1). De estas, cuatro líneas tienen una longitud de 100 km en dirección NO-SE y las otras dos, de dirección NE-SO, tienen una longitud de más de 800 km, pero solo se ha utilizado una porción de aproximadamente 230 km en los dos casos. Las seis líneas convertidas a profundidad llegan a una profundidad de 22 km (16 segundos).

La distancia interlineal máxima y mínima entre las líneas sísmicas es de 5 y 1,5 km, respectivamente. De las líneas convertidas a profundidad, las cuatro que son perpendiculares a las estructuras longitudinales tienen un espaciado mínimo de 35 km y máximo de 60 km, y las paralelas a las estructuras tienen un espaciado mínimo y máximo de 30 y 70 km, respectivamente. Las líneas cubren la parte sumergida del Cinturón de Pliegues de Sinú desde la terminación occidental del actual abanico del Magdalena hasta el Golfo de Urabá.

### 3.2. Sondeos

Se han integrado en este trabajo datos de seis sondeos exploratorios (figura 3.1). El sondeo del *Ocean Drilling Project* (ODP) Site 999 (Sigurdsson *et al.*, 1997) se sitúa a 400 km al noroeste del frente de deformación. Este sondeo se perforó en 1996 en la cuenca de Colombia, en un alto estructural denominado alto de Kogi, bajo una lámina de agua de 2838,9 m y llegando hasta una profundidad de 3905 m, siendo la penetración de 1066 m. Los materiales perforados tienen edades comprendidas entre el Cretácico superior

(Maastrichtiense) y el Pleistoceno, y corresponden predominantemente a sedimentos pelágicos y rocas sedimentarias con cantidades significativas de arcillas y ceniza volcánica.

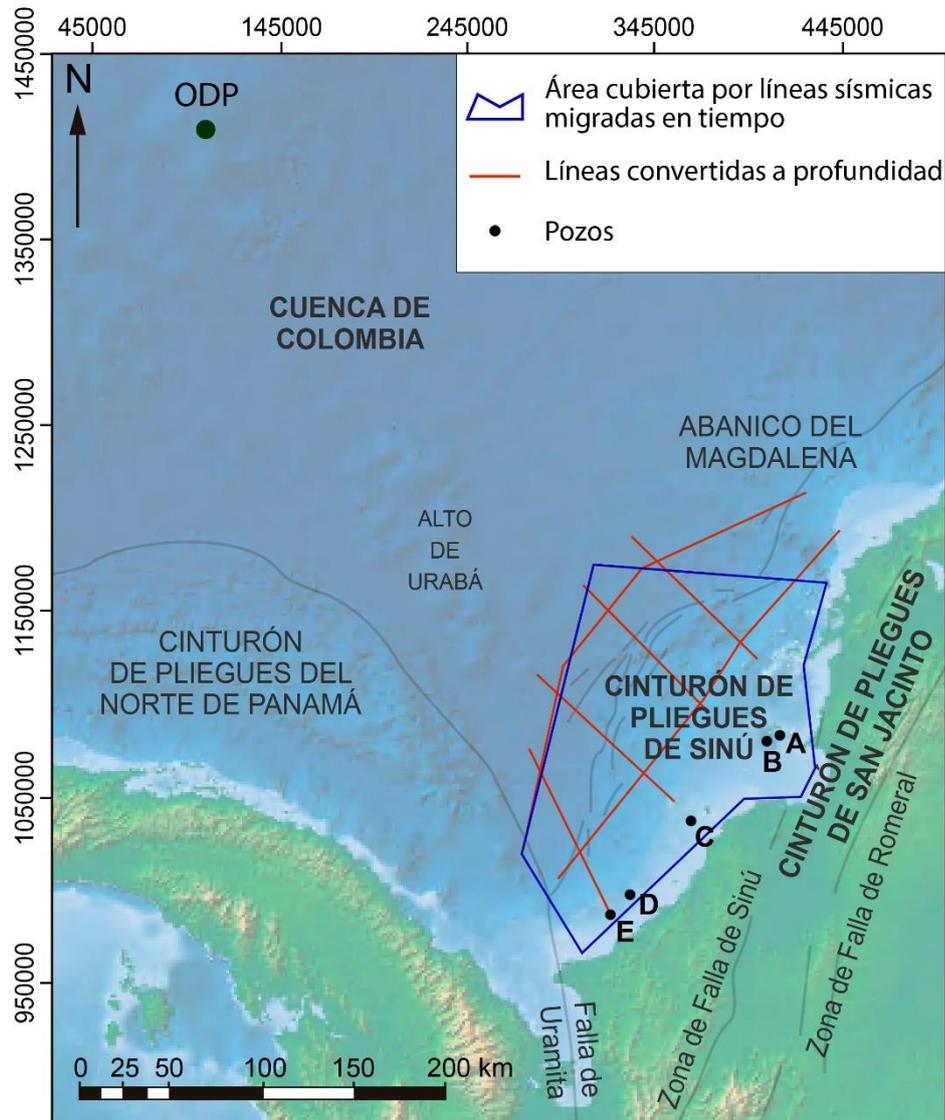


Figura 3.1.- Localización de los sondeos, área cubierta por las líneas sísmicas migradas en tiempo y líneas sísmicas convertidas a profundidad.

Los cinco sondeos restantes, perforados entre 1969 y 1979, incluyen informes, diagráfias, tablas de tiempo-profundidad y estudios bioestratigráficos, de los que se ha extraído información variable en cantidad y calidad para cada sondeo. Éstos se localizan a lo largo de la plataforma continental, a unos 20 km de la línea de costa, penetrando hasta un máximo de 4600 m de profundidad.

- **Sondeo A:** Perforado en el eje de un sinforme, alcanza 4267 m de profundidad. Se establece a 960 m el límite Plioceno/Pleistoceno y a 3094 m el límite Mioceno/Plioceno, representados ambos límites por una discontinuidad. Los materiales que atravesó son arcillas miocenas y limolitas con areniscas del Plioceno y Pleistoceno. También aparecieron carbonatos en la parte superior, entre 152 m y 381 m de profundidad.

- Sondeo **B**: Alcanzó una profundidad final de 1627 m y perforó materiales hasta el Plioceno. Se interpreta una discontinuidad que representa el techo del Plioceno a 646 m. Aparecieron arcillas con areniscas en toda la serie y paquete de carbonatos de 232 a 253 m de profundidad.
- Sondeo **C**: Situado en un anticlinal fallado alcanzó una profundidad 4604 m, y perforó sedimentos por debajo del techo del Mioceno. Por debajo de 1310 m aparecieron arcillas activas, con aumento progresivo de la presión de poro que es anormalmente alta. A profundidades mayores de 3255 m se encontraron alternancias de arenas y arcillas. Se propone el techo Mioceno a 1350 m.
- Sondeo **D**: Alcanzó una profundidad final de 3004 m y perforó sedimentos por debajo del techo del Mioceno. Se localiza cerca de la cresta de un anticlinal alargado en dirección norte-sur y de un relieve estructural de 975 m. El sondeo, desde la superficie hasta los 2073 m, consistió principalmente en arcillas y areniscas con limolitas intercaladas. Desde los 2073 m hasta los 2652 m se reconocieron arcillas, lodos y limolitas con areniscas intercaladas (20%). Hay una posible discontinuidad a 2149-2179 m. Se cree que la sección perforada es de edad Plioceno-Mioceno superior.
- Sondeo **E**: Alcanzó una profundidad de 4500 m perforando materiales por debajo del techo del Mioceno y atravesando un cabalgamiento.

A pesar de que los sondeos se encuentran dentro de la zona de estudio y dos de ellos se han podido situar en dos líneas sísmicas, su utilidad es limitada debido a que sólo se perforan materiales Neógenos que se adelgazan rápidamente hacia el NO dificultando la correlación de los horizontes en la zona más deformada del cinturón.

### 3.3. Datos batimétricos

Se han utilizado tres tipos de datos batimétricos (figura 3.2):

- Mapa batimétrico de alta resolución publicado por Vinnels *et al.* (2010). Este mapa batimétrico cubre una distancia aproximada de 90 km en dirección SE-NO desde el borde de la plataforma continental (200 m de profundidad) hasta la cuenca de Colombia (3000 m de profundidad), y de 250 km en dirección NE-SO desde el extremo occidental del abanico del Magdalena hasta el Golfo de Urabá (figura 3.2a). La resolución de este mapa permite distinguir altos batimétricos de un relieve moderado y por ello se ha utilizado como base del mapa estructural de detalle elaborado en esta tesis.
- Imagen de satélite de los servicios del Sistema de Información Geográfica (1 km batimetría global) (figura 3.2b). Este tipo de imagen se ha utilizado en mapas generales de localización.
- Superficie batimétrica creada a partir de los datos de las líneas sísmicas. Se ha creado una superficie con el *software* Petrel utilizando un algoritmo de interpolación convergente para representar el fondo marino interpretado en todas las líneas sísmicas, en el que la dimensión vertical representa tiempo doble. A partir de esta primera

superficie se ha generado otra superficie (figura 3.2c) que representa la profundidad del fondo marino en metros por medio de la siguiente transformación:

$$\frac{\text{profundidad (m)}}{\text{tiempo doble (ms)}} = 1,33 \quad (1).$$

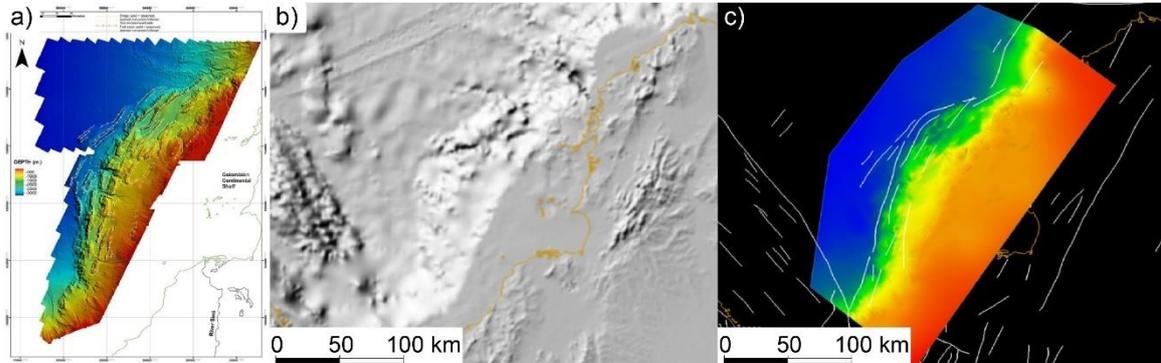


Figura 3.2.- Datos batimétricos utilizados en esta tesis: (a) mapa de batimetría de alta resolución (Vinnels et al., 2010); (b) imagen de satélite de los servicios del SIG; y (c) superficie batimétrica creada a partir de los datos de las líneas sísmicas.

### 3.4. Software

La interpretación de las líneas sísmicas y la correlación de los pozos se ha realizado con el *software* Petrel E&P (Schlumberger). Se ha utilizado también el *software* Move (Midland Valley-Petroleum Experts Ltd.) para realizar una interpretación más detallada y para el análisis de la interpretación geológica.

### 3.5. Construcción del mapa estructural

Gracias a la proximidad que hay entre las líneas sísmicas se ha podido hacer un seguimiento lateral de una misma estructura línea a línea. Con el mapa estructural de alta resolución como base, y una vez realizada la interpretación geológica en los perfiles sísmicos, se han proyectado verticalmente: a) las terminaciones superiores de las fallas interpretadas sobre estos perfiles sísmicos; b) los puntos de charnela de los pliegues de mayores dimensiones de la plataforma continental a techo de la secuencia pre-tectónica; y c) las secciones de los diapiros o domos de lodo aproximadamente a media altura. De manera general, cada cabalgamiento desarrollado en el talud continental tiene un anticlinal asociado cuya traza es aproximadamente paralela a la del cabalgamiento y está muy próxima a este, por lo que, para mejorar la comprensión del mapa, en la zona del talud solo se han proyectado las trazas de los cabalgamientos. Dado que algunas de las estructuras producen irregularidades en el fondo marino, su expresión batimétrica reflejada en el mapa de alta resolución ha ayudado a continuar las trazas de dichas estructuras en las zonas donde las líneas sísmicas tienen una mayor separación. Las estructuras solo tienen expresión batimétrica en la mitad oeste, o más externa, del cinturón. Hacia el este, en la parte superior del talud de la mitad sur del

área de estudio y en la plataforma continental la mayoría de las estructuras están enterradas por sedimentos más modernos y menos deformados. El mapa estructural construido en esta tesis diferencia las estructuras emergentes y las estructuras fosilizadas por sedimentos o enterradas, pero, para simplificar la comprensión del mapa, no se ha indicado la profundidad de las estructuras enterradas. Se ha indicado en el mapa si las terminaciones superiores de las fallas se encuentran bajo un despegue menos profundo horizontalizado en un sistema falla normal-*toe thrust*.

### **3.6. Construcción de perfiles geológicos y batimétricos**

En esta tesis se presentan las interpretaciones geológicas de las cuatro líneas sísmicas convertidas a profundidad que son subperpendiculares a las estructuras longitudinales de manera que la geometría de estas estructuras es la real según la dirección de las líneas. Estos cuatro perfiles, denominados perfil sur, perfil centro-sur, perfil centro-norte y perfil norte (figura 3.3), están distribuidos a lo largo del SFB y permitirán estudiar las variaciones estructurales en dirección longitudinal al cinturón. De acuerdo con la posición de estos perfiles se ha dividido el cinturón en cuatro zonas que se emplearán de ahora en adelante en las descripciones: zona sur, zona centro-sur, zona centro-norte y zona norte (figura 3.3).

Se han construido once perfiles batimétricos perpendiculares a las estructuras longitudinales utilizando la superficie batimétrica creada a partir de los datos de las líneas sísmicas (ver Capítulo 11). De estos perfiles se han obtenido datos de ángulos de inclinación del fondo marino, irregularidad del fondo marino y longitud del talud continental en planta.

Además, se han trazado 5 líneas sobre el mapa estructural, perpendiculares a las estructuras longitudinales, que han permitido realizar medidas de distancias (*e.g.*, anchura de talud continental, espaciado de los cabalgamientos, retrocabalgamientos y pliegues asociados) y conteo de estructuras.

### 3. Datos y metodología

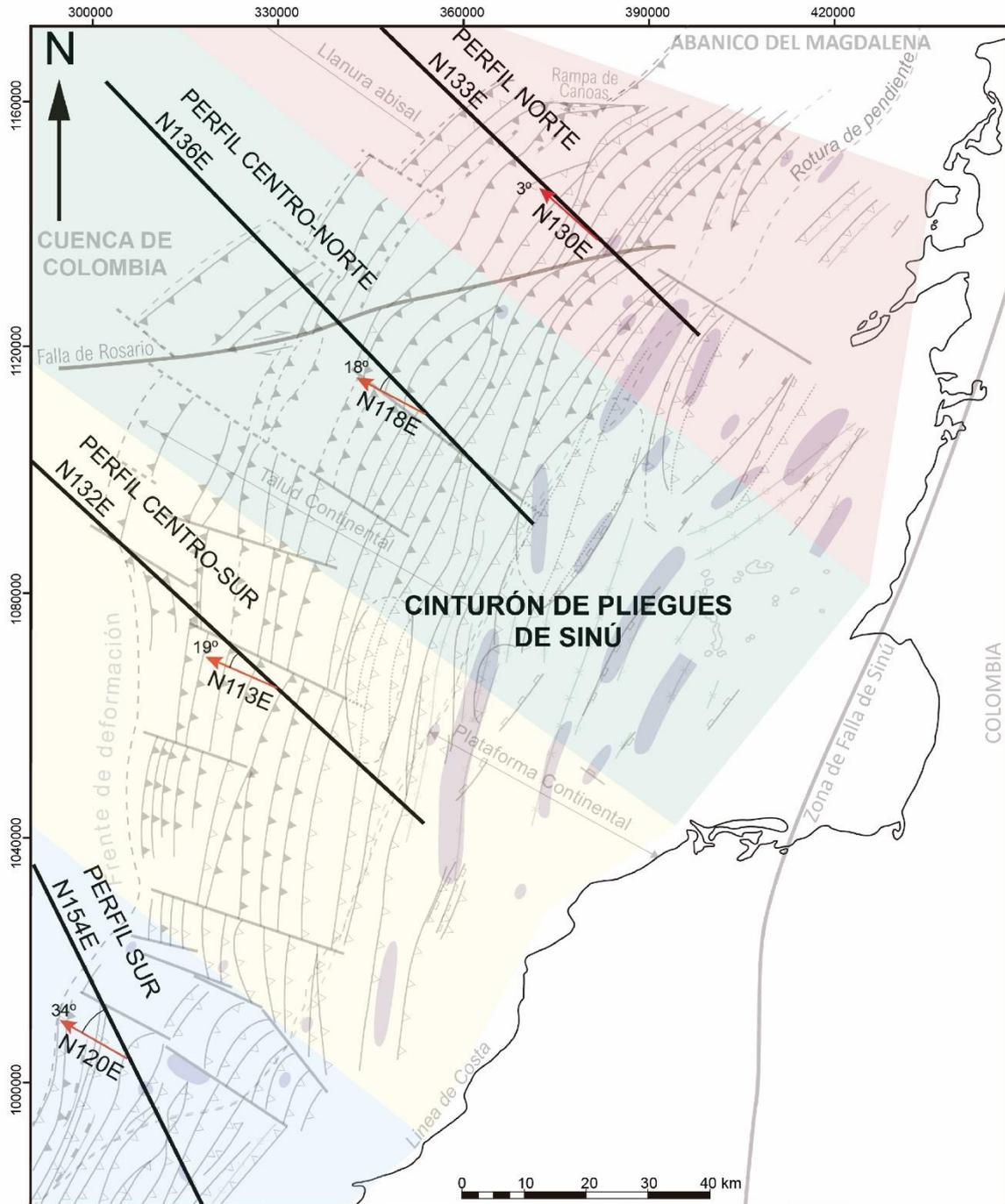


Figura 3.3.- Localización de los perfiles correspondientes a las líneas sísmicas convertidas a profundidad y dirección perpendicular a las estructuras principales (flecha roja) en cada una de las zonas (separadas por colores). El mapa base es el mapa estructural del SFB construido en esta tesis (figura 5.1).

## 4. ESTRATIGRAFÍA

Las litologías, ambientes sedimentarios y edades de las diferentes unidades estratigráficas mencionadas más abajo se han interpretado y descrito utilizando diferentes fuentes: a) correlación de los horizontes interpretados en los perfiles situados en la cuenca de Colombia con el sondeo de ODP (Sigurdsson *et al.*, 1997); b) información de los sondeos situados en la plataforma continental cedidos por Repsol Exploración, S.A.; c) columna estratigráfica idealizada construida por Alfaro y Holz (2014c) (figura 4.1) basada en los trabajos de Duque-Caro (1978, 1979, 1984, 1990), Duque-Caro *et al.* (1996), Aleman (1983) y Guzmán (2007); y d) información extraída de otros trabajos como Mauffret y Leroy (1997) y García-Sáez y Pérez-Estaún (2008) que establecen las edades de los distintos eventos tectónicos que han tenido lugar en el suroeste de la placa del Caribe, Martínez *et al.* (2015) que realizan una interpretación cronoestratigráfica del abanico del río Magdalena y su margen suroeste, y trabajos más recientes como Vinnels *et al.* (2010), Kong (2018) y Sánchez *et al.* (2019).

	LITOESTRATIGRAFÍA	DESCRIPCIÓN	FORMACIÓN	EVENTO TECTÓNICO	AMBIENTES SEDIMENTARIOS	DISCONTINUIDADES
HOLOCENO		Calizas, conglomerados, brechas, areniscas y limolitas	Fms. Grande Creek y La Popa		Marino somero	
PLEISTOCENO						
PLIOCENO	Hiatus 	Limolitas y areniscas	Fms. Mamonal y Bayunca	Elevación Panamá	Transicional o agua profunda	- - - - -
MIOCENO		Limolitas y areniscas	Fm. Arjona			Deltaico o agua profunda
OLIGOCENO						
EOCENO		Limolitas pelágicas y chert			Agua profunda	
PALEOCENO						
CRETÁCICO SUPERIOR						

Figura 4.1.- Columna estratigráfica idealizada publicada por Alfaro y Holz (2014c).

En este trabajo se han identificado once unidades sismoestratigráficas que van desde el Jurásico hasta el Cuaternario, siendo la edad de las superficies que las limitan orientativa,

#### 4. Estratigrafía

dato que ningún sondeo confirma la edad de los materiales presentes en el talud continental, y los datos de sondeos disponibles se sitúan o bien a larga distancia o bien separados por numerosas estructuras. La secuencia estratigráfica del Cretácico a la actualidad en la zona de estudio es principalmente siliciclástica y aproximadamente granocreciente (Alfaro y Holz, 2014c), desde tamaño limo en la parte inferior a lutitas, areniscas y conglomerados en la parte superior, y pasando de ambientes de agua profunda a ambientes someros o de transición en tiempos recientes. El espesor en la cuenca de Colombia de las unidades del Jurásico, Cretácico y Paleoceno está condicionado por una tectónica de bloques levantados y hundidos, mientras que el espesor de la secuencia desde el Paleoceno superior hasta el Pleistoceno, en general, aumenta gradualmente desde la cuenca hasta la costa en dirección NO-SE (perpendicular a la costa), desde menos de 1-3 km en la cuenca de Colombia hasta 5-6 km cerca de la línea de costa. El espesor de la secuencia cretácico-cuaternaria aumenta desde la zona centro-sur hacia el suroeste y noreste, en dirección aproximadamente paralela a la costa, tanto en la cuenca de Colombia por delante del frente de deformación como en la plataforma continental, siendo este aumento menos acusado en la plataforma (figura 4.2).

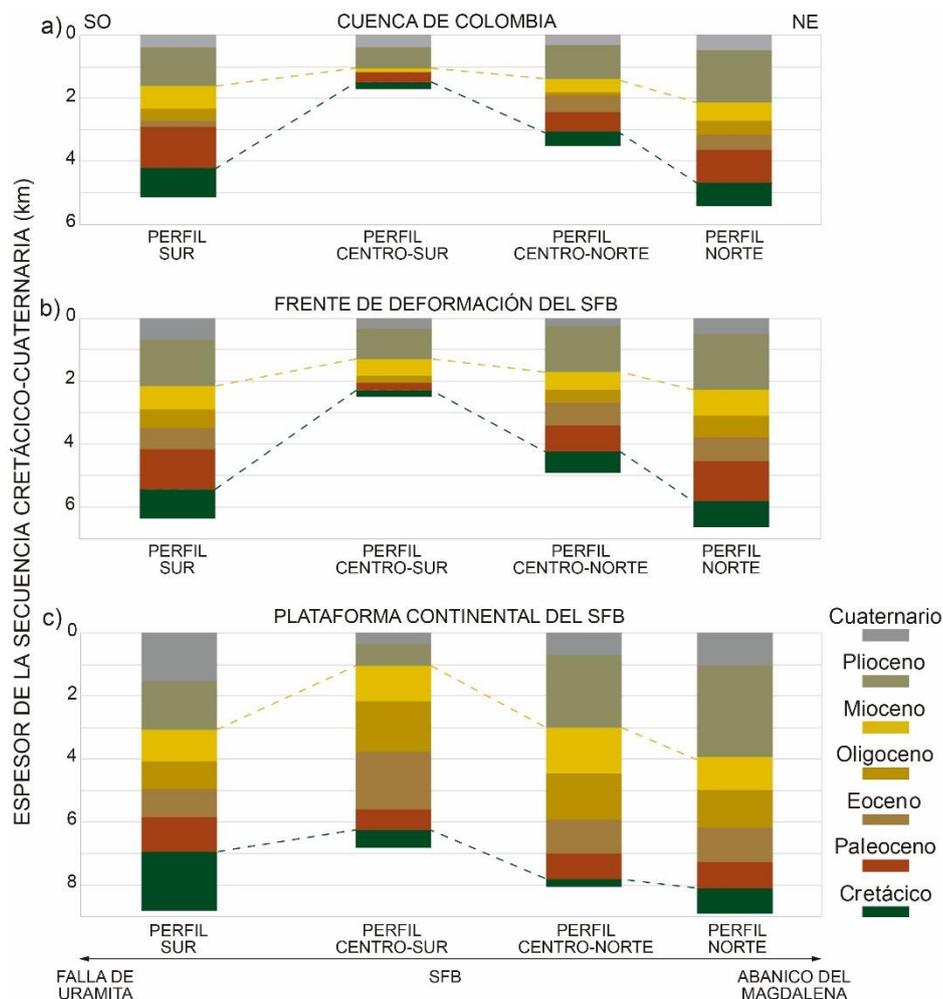


Figura 4.2.- Variación del espesor de sedimentos desde la zona sur a la zona norte y desde la cuenca de Colombia a la plataforma continental basada en las interpretaciones de los cuatro perfiles convertidos a profundidad transversales al SFB.

Se desconoce la litología que forma la secuencia jurásica, aunque se ha relacionado tanto con depósitos de sistemas lacustres y llanuras de inundación (Alfaro y Holz, 2014c) como con rocas magmáticas que no deberían presentar un registro estratigráfico significativo (modelo alóctono de emplazamiento de la placa del Caribe combinado con un punto caliente indo-pacífico; Malfait y Dinkelman (1972); Duncan y Hargraves (1984); Ghosh *et al.* (1984); Mattson (1984); Burke (1988); Pindell *et al.* (1988); Mann (1999); Higgs (2009); Pindell y Kennan (2009); Escalona y Mann (2011)). Los reflectores de esta unidad están truncados en su límite superior por una discordancia angular que los separa de la secuencia cretácica (figura 4.3). Esta discordancia se puede reconocer fácilmente a lo largo de la cuenca de Colombia por delante del frente de deformación mientras que es irreconocible bajo el cinturón de pliegues. El espesor de esta secuencia no se ha podido establecer ya que no ha sido posible identificar su base.

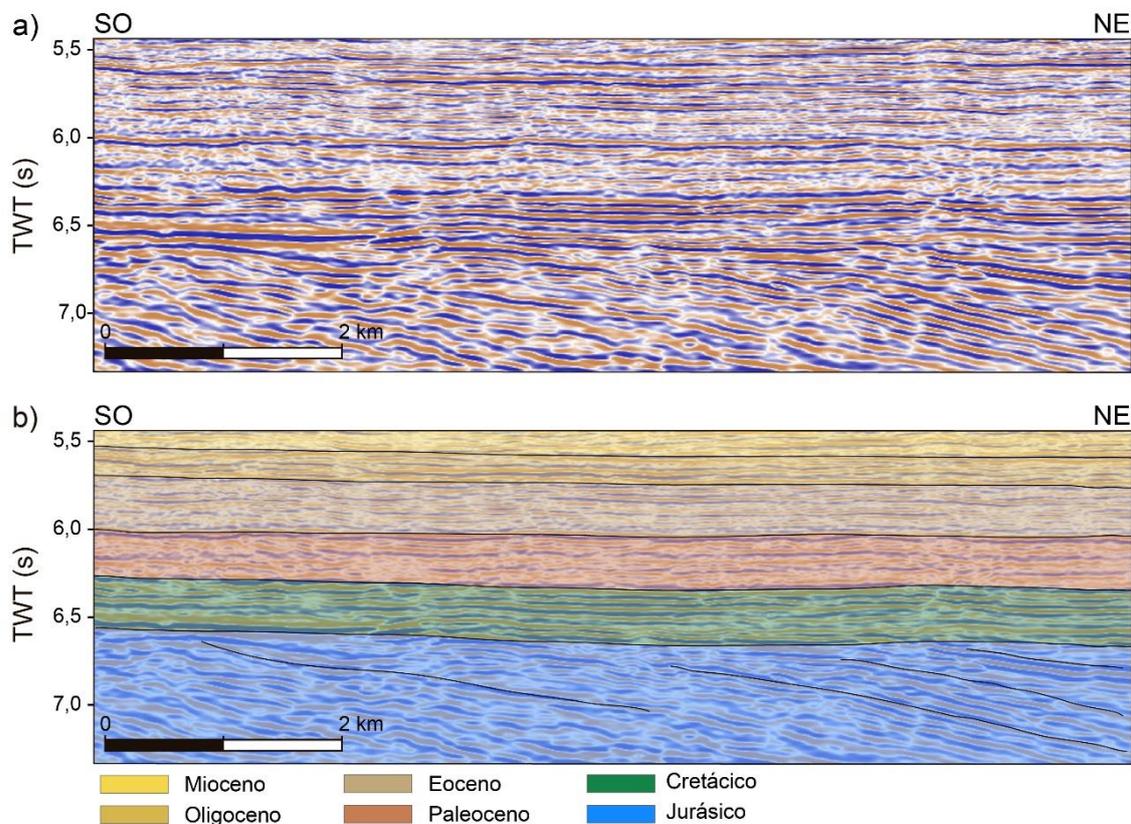


Figura 4.3.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo paralela al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, correspondiente a la zona central de la cuenca de Colombia. Ver situación en la figura 4.14.

La secuencia cretácica está formada por limos y horizontes de chert depositados en aguas profundas (Alfaro y Holz, 2014c). En algunas zonas estos sedimentos onlapan sobre la superficie que representa la discordancia angular de su base. El espesor de los sedimentos cretácicos alcanza un valor máximo aproximado de 0,9 km en la zona sur de la cuenca de Colombia y de 1,1 km en la plataforma continental de la zona norte del SFB. El valor del espesor mínimo es de 215 m en la cuenca de Colombia por delante de la zona centro-sur.

#### 4. Estratigrafía

La secuencia paleocena está formada por limolitas depositadas en ambientes sedimentarios de agua profunda (Alfaro y Holz, 2014c). En algunas zonas, estos sedimentos onlapan sobre la discordancia angular que representa la base de la secuencia paleocena. También se puede ver como los reflectores dentro de esta secuencia están truncados por una superficie de erosión intrapaleocena que forma una discordancia angular entre los sedimentos inferiores ligeramente inclinados y los superiores subhorizontales (figura 4.4). El espesor de los sedimentos del Paleoceno en la cuenca de Colombia presenta una gran variación, desde aproximadamente 190 m hasta un máximo de 1,3 km alcanzados en un *graben* localizado en la cuenca de Colombia frente a la zona centro-sur y más de 1,2 km en la plataforma continental de la zona sur.

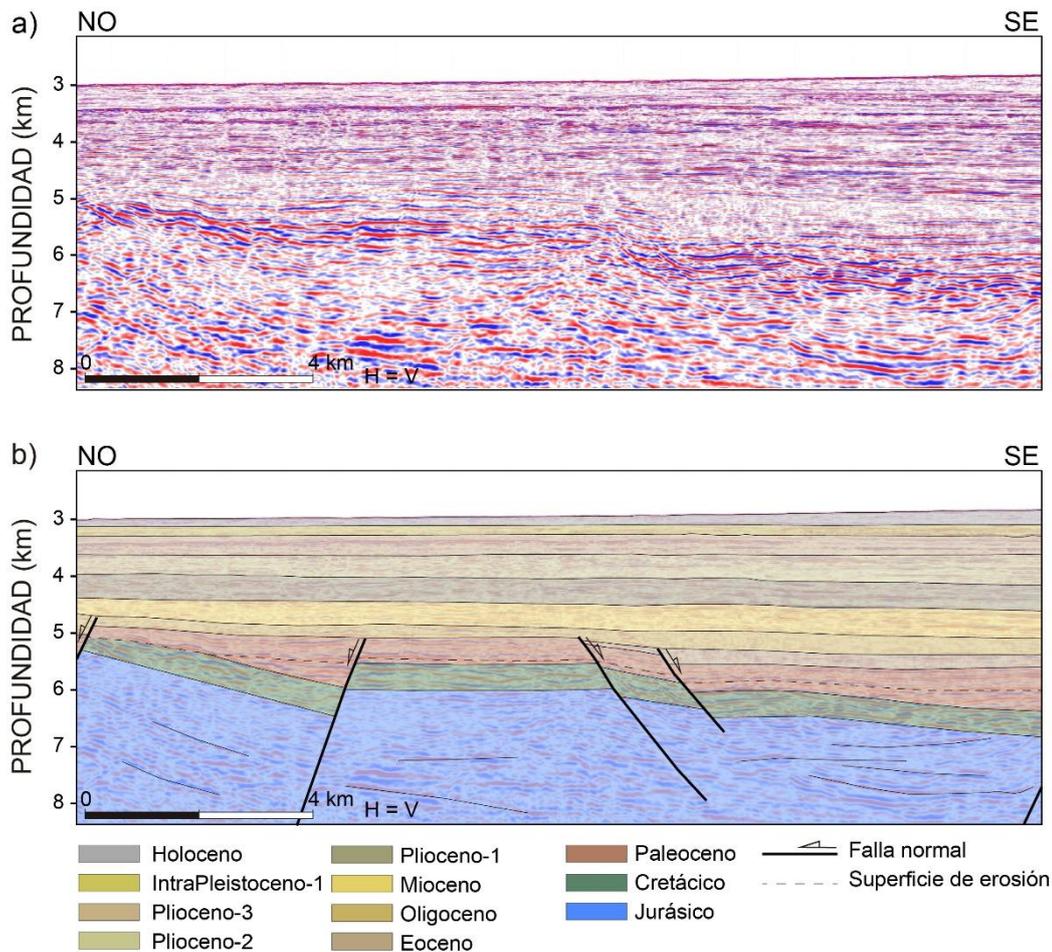


Figura 4.4.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, correspondiente a la zona sur de la cuenca de Colombia. A la derecha y a la izquierda de la imagen se ven los sedimentos de la parte inferior del Paleoceno onlapanando sobre la discordancia que los separa de los sedimentos del Cretácico. Ver situación en la figura 4.14.

En general, la secuencia Eoceno-Oligoceno-Mioceno está formada por limolitas con algunas intercalaciones de chert depositadas en aguas profundas en la parte inferior, pasando a alternancias de limos y areniscas sedimentadas en aguas profundas o ambientes deltaicos hacia la parte superior (Alfaro y Holz, 2014c).

La secuencia del Eoceno está formada por los depósitos de ambientes más profundos, compuestos por intercalaciones de limos y chert. Localmente, los reflectores de la base del Eoceno onlapan sobre los materiales del Paleoceno. En la zona centro-sur el espesor de esta unidad disminuye gradualmente en el SFB hacia el frente de deformación y en la cuenca esta unidad no está representada (figura 4.5). Esta secuencia alcanza espesores máximos de más de 800 m en la cuenca de Colombia frente a la parte central del SFB y más de 1,3 km en la plataforma continental de la zona centro-sur.

El Oligoceno está representado por una secuencia que consiste en alternancias de limos y areniscas de ambientes de agua profunda a deltaicos. Al igual que la unidad Eoceno, en la zona centro-sur el espesor de esta unidad disminuye gradualmente hacia el noroeste hasta desaparecer a unos 10 km por delante del frente de deformación (figura 4.5). Los espesores máximos alcanzados son de 800 m en la cuenca de Colombia frente a la zona norte del SFB, y de más de 1,4 km en la plataforma continental de la zona centro-sur.

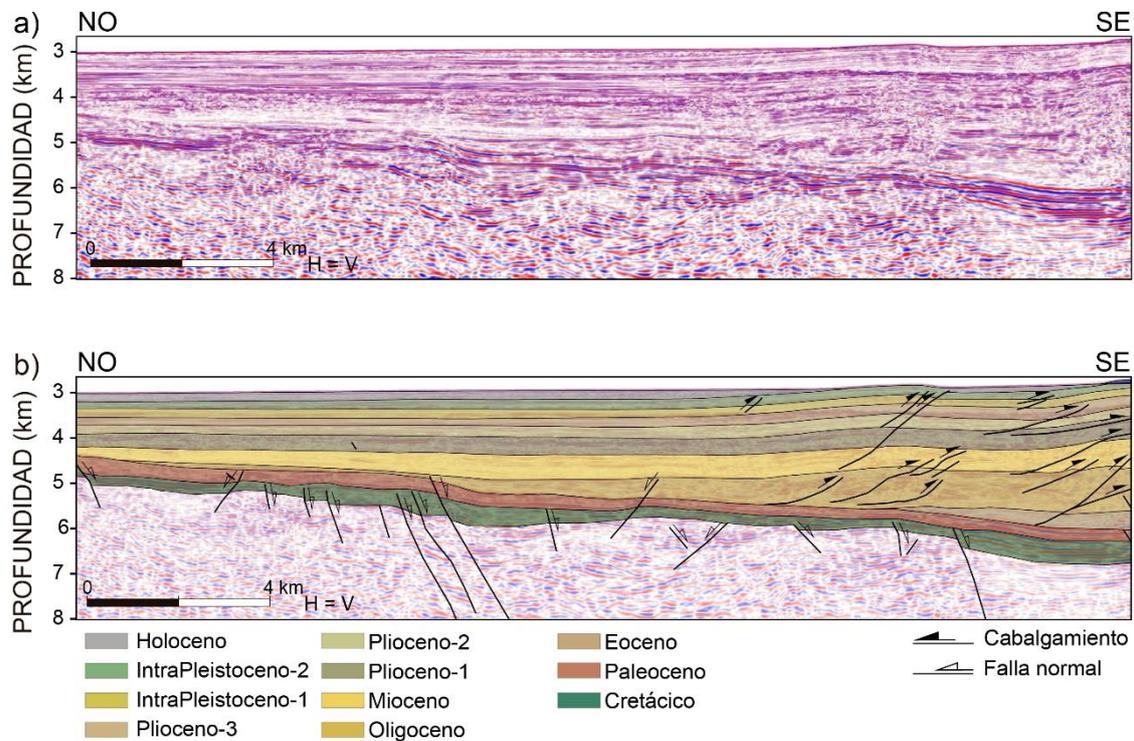


Figura 4.5.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, correspondiente a la zona centro-sur del SFB y parte adyacente de la cuenca de Colombia. Ver situación en la figura 4.14.

La secuencia miocena está formada por arcillas y areniscas, perforadas por los pozos A, D y E (figura 3.1), depositadas en ambientes de agua profunda o deltaicos. En esta secuencia, y en las superiores, aparecen numerosos montículos relacionados con turbiditas y complejos de transporte en masa. Se han identificado numerosas discordancias angulares, *onlaps* y *offlaps* en la parte alta de la secuencia. La potencia máxima se alcanza en la zona centro-norte, siendo de aproximadamente 900 m en la cuenca de Colombia y de aproximadamente 1,5 km en la plataforma continental.

La secuencia pliocena está formada por arcillas, limos y areniscas depositadas sobre una superficie discordante que la separa de los materiales del Mioceno. También se puede ver como el límite superior de esta secuencia está representado por otra discordancia en la zona central del SFB (pozos A y B). La potencia máxima, perforada en la zona central y zona sur (pozos A y D, respectivamente) es de aproximadamente 2,1 km. Se ha identificado e interpretado un importante complejo de transporte en masa en la parte inferior de la secuencia pliocena, descrito previamente por Leslie y Mann (2016). Este complejo aparece en la bibliografía como Cartagena MTC (*Mass Transport Complex*). Este cuerpo se extiende por la cuenca de Colombia frente al saliente principal del SFB y tiene unas dimensiones de 125 km en dirección NE-SO, más de 45 km en dirección NO-SE y más de 500 m de espesor (figura 4.6).

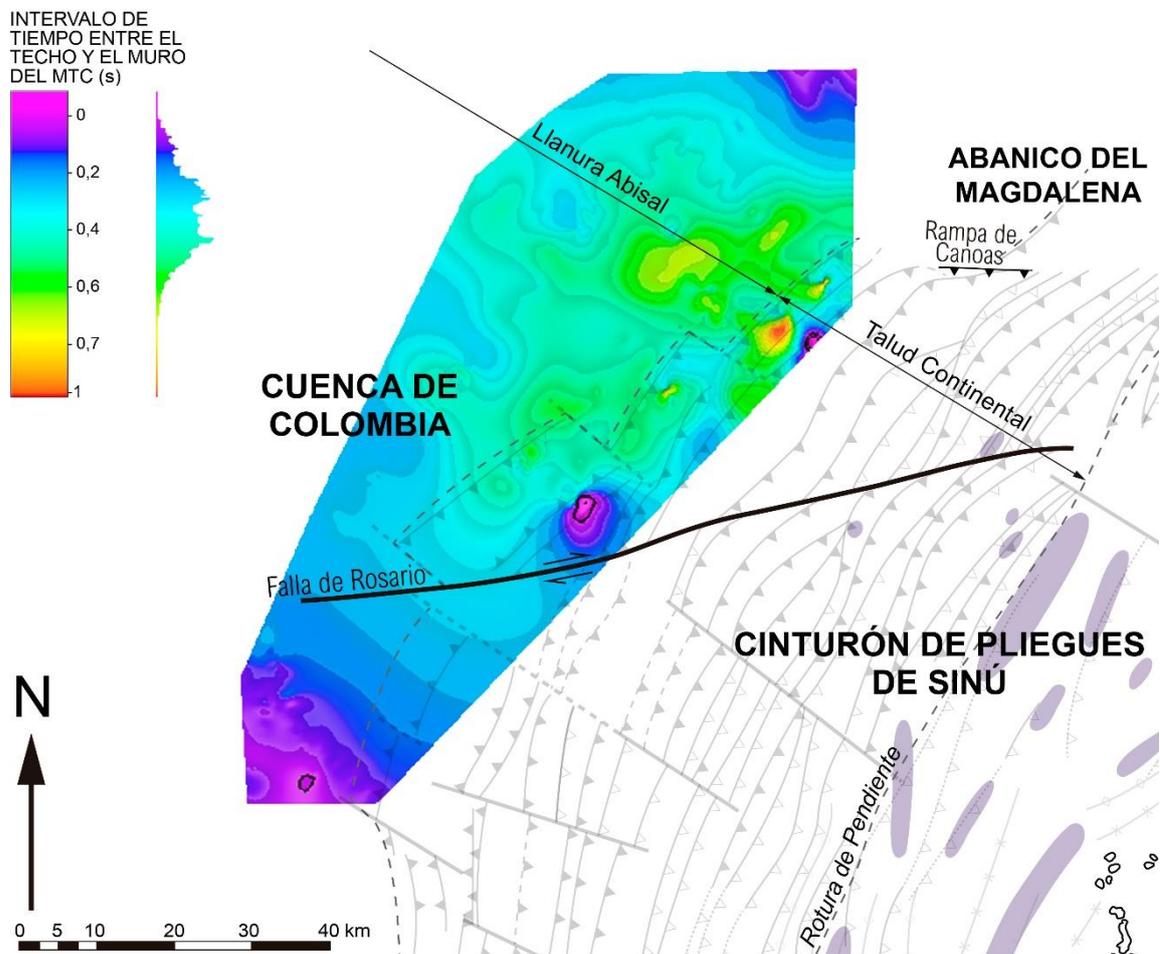


Figura 4.6.- Mapa de las zonas central y norte del área estudiada donde se representa la extensión y el “espesor” (en tiempo) del Cartagena MTC. Ver situación en la figura 4.14.

La secuencia pleistocena está compuesta por lodos y areniscas, si bien en algunas zonas incluye conglomerados y brechas. También aparecen carbonatos, con espesores máximos de aproximadamente 230 m, en la plataforma continental de la zona centro (pozos A y B). La base de esta secuencia representa una discordancia angular erosiva en algunas zonas del talud continental pasando a paraconformidad en la cuenca de Colombia. Su espesor es de al menos 960 m en la zona central de la plataforma (pozo A).

Los sedimentos del Plioceno y Pleistoceno constituyen una secuencia formada por limolitas y algunas areniscas en la parte inferior. El porcentaje de arenas aumenta hacia la parte alta donde también aparecen conglomerados, brechas y calizas a techo. En la plataforma continental estas sucesiones corresponden a depósitos de agua somera a transicional y en algunos casos son depósitos de cuencas dominadas por corrientes donde pueden aparecer con arquitecturas en forma de canal y laminares (figura 4.7), cuencas con rellenos predominantemente hemipelágicos, así como deslizamientos (figura 4.8).

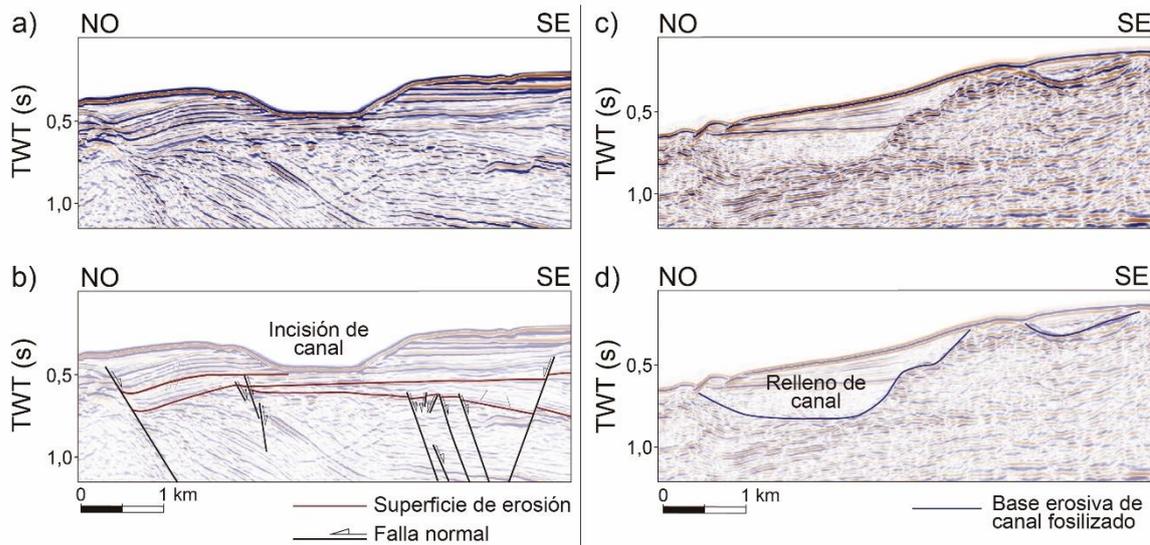


Figura 4.7.- Porciones de líneas sísmica migradas en tiempo, (a y c) sin interpretar y (b y d) interpretadas, de ambientes deposicionales fluviales mostrando (a y b) canales recientes en la zona norte y (c y d) canales enterrados en la zona centro localizados en la parte superior del talud continental. Ver situación en la figura 4.14.

En esta secuencia se encuentran abundantes discordancias angulares, *onlaps* y *offlaps* en todo el SFB y sus espesores, altamente variables, aumentan considerablemente en las cuencas de tipo *piggy-back*, y más aún en las presentes en el saliente menor del sur, donde alcanzan cientos de metros, y en las formadas en los sinclinales de la plataforma continental.

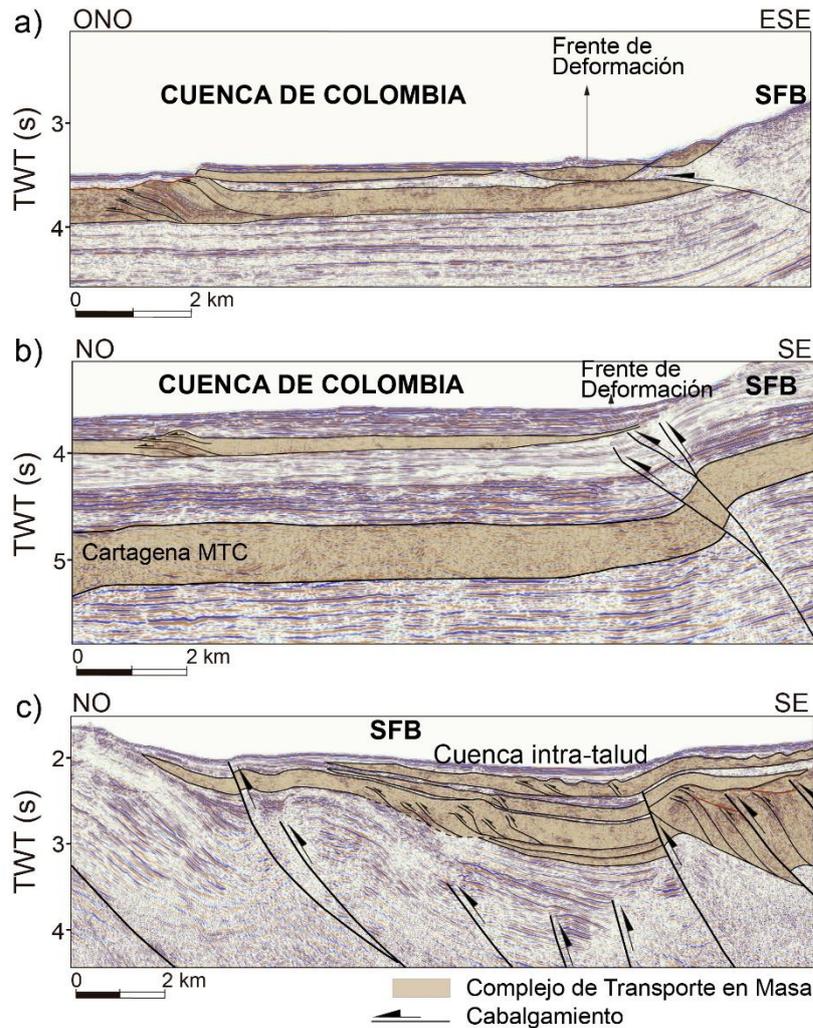


Figura 4.8.- Interpretación geológica de varios complejos de transporte en masa localizados en diferentes zonas: (a) en la cuenca de Colombia, (b) en el frente de deformación y (c) en cuencas ubicadas en el talud continental del SFB. Ver situación en la figura 4.14.

#### 4.1. Estratigrafía sísmica

Las características sísmicas de las diferentes unidades estratigráficas varían tanto en dirección NO-SE como en dirección NE-SO, no obstante, se puede hacer una descripción general por zonas. La secuencia jurásica está caracterizada por reflectores discontinuos de frecuencia baja a intermedia y alta amplitud en la cuenca de Colombia (figura 4.9). La secuencia cretácica consiste en reflectores continuos en toda el área de estudio, de frecuencia intermedia y alta amplitud, que se reconocen en la cuenca de Colombia y de manera intermitente bajo el SFB. La secuencia paleocena está representada por reflectores que presentan baja frecuencia y baja amplitud fácilmente reconocibles en la cuenca de Colombia y más difíciles de identificar bajo el SFB. Los reflectores correspondientes al Eoceno, Oligoceno y Mioceno muestran frecuencias y amplitudes variables. Estos reflectores presentan una continuidad de media a baja en la cuenca de Colombia y son difíciles de distinguir en el SFB por estar intensamente deformados. Los horizontes del Mioceno en la parte superior de la secuencia consisten en reflectores de alta frecuencia y

baja amplitud. La secuencia plioceno-pleistocena está caracterizada por reflectores continuos que presentan una alta frecuencia y son fácilmente identificables tanto en la cuenca de Colombia como en el SFB. Los depósitos de transporte en masa se caracterizan por presentar reflexiones caóticas y reflectores imbricados que resultan de procesos deposicionales. Los reflectores se vuelven prácticamente transparentes dentro de los diapiros formados por el ascenso de los lodos. La secuencia jurásica se considera el basamento acústico y los sedimentos que están por encima constituyen la cobertera.

EDAD		POTENCIA MEDIA (m)	LITOLOGÍA/ DISCONTINUIDADES	AMBIENTE SEDIMENTARIO	ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA		
C e n o z o i c o	Cuaternario	Pleistoceno		Marino-transicional somero/ cuencas dominadas por corrientes/rellenos hemipelágicos		Reflectores con alta continuidad y alta frecuencia	
		Plioceno					
	Neogeno		1943	Limos, areniscas, conglomerados y calizas			
			Mioceno		Deltaico/agua profunda/ depósitos de transportes de masas		Reflectores con alta frecuencia y amplitud media
	P a l e o g e n o	Paleogeno	Oligoceno		Deltaico/agua profunda		Reflectores con alta continuidad
			Eoceno		Limos	Agua profunda	
		Paleoceno	753	Limos	Agua profudna		Reflectores con frecuencia intermedia
M e s o z o i c o	Cretácico	807		Limos	Agua profunda		Reflectores con alta amplitud
	Jurásico	?	?	Sistemas lacustres y llanuras de inundación		Reflectores con frecuencia intermedia y alta amplitud	

Figura 4.9.- Columna sismoestratigráfica. Los espesores de las distintas unidades son proporcionales a los espesores medidos en la plataforma continental en los cuatro perfiles convertidos a profundidad. Los ambientes deposicionales han sido tomados de Alfaro y Holz (2014c) y corresponden al SFB. Las imágenes de la estratigrafía sísmica se han obtenido de una línea sísmica convertida a profundidad, sin exageración vertical, situada en la cuenca de Colombia.

## 4.2. Estratigrafía mecánica

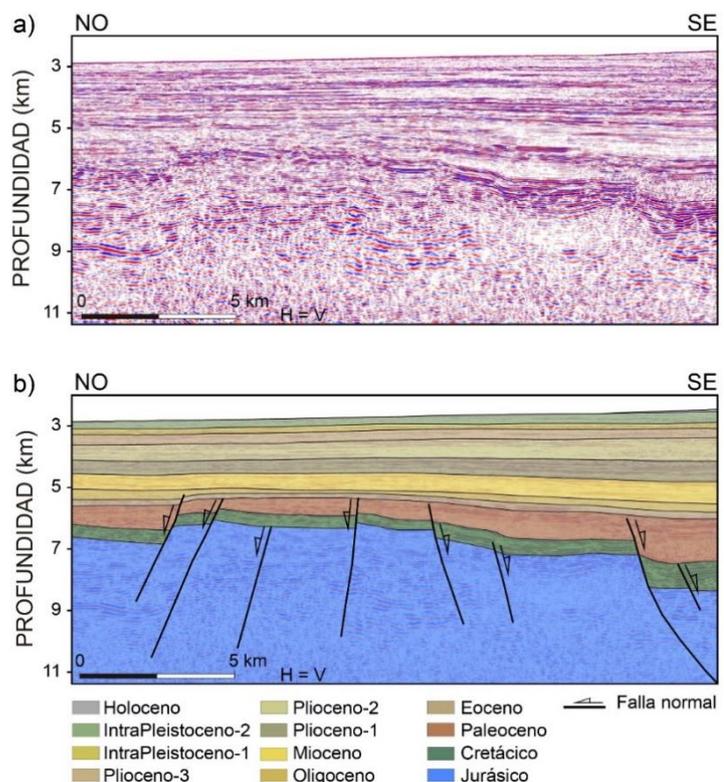
Se han reconocido dos unidades diferentes en el SFB teniendo en cuenta el comportamiento mecánico de las rocas. Estas unidades mecánicas se definen según Currie *et al.* (1962) como paquetes de capas que muestran una reacción característica a la deformación. La unidad mecánica inferior está formada por sedimentos del Mesozoico y parte del Paleoceno, mientras que la unidad superior está formada por sedimentos del Paleoceno a la actualidad. La diferenciación entre estas dos unidades se basa, por una parte, en la presencia de un despegue en la base de la unidad mecánica superior, dentro de los materiales paleocenos, que se comportan de manera dúctil haciendo que varíe localmente la posición del despegue, y, por otra parte, en la diferencia en las características estructurales de cada unidad mecánica. Mientras que en la unidad mecánica inferior las estructuras más relevantes son fallas normales, la unidad mecánica superior está plegada y fallada e incluye la presencia de diapiros de lodo. Por lo tanto, la secuencia mesozoica, o mesozoica con parte del paleoceno, está considerada la unidad mecánica inferior, y la secuencia del Paleoceno-actualidad, o del intraPaleoceno-actualidad, es considerada la unidad mecánica superior.

### 4.3. Relaciones tectónica-sedimentación

Se han definido varias secuencias atendiendo a las relaciones tectónica-sedimentación en la cuenca de Colombia, donde predominan las fallas normales, y en el SFB, donde los pliegues y cabalgamientos son las estructuras principales. La relación temporal entre sedimentos y estructuras es compleja ya que diferentes tipos de estructuras pueden activarse simultáneamente en un área de pocos kilómetros, como un cabalgamiento y una falla normal, y en otros casos una misma estructura puede ser activa en dos periodos de tiempo diferentes, con movimientos contrarios en algunos casos, separados por un periodo sin actividad. A continuación, se describen de manera general estas relaciones tectónica-sedimentación presentes en la cuenca de Colombia y en el SFB, distinguiendo la parte distal y la parte proximal del SFB.

#### 4.3.1. Cuenca de Colombia

Las relaciones temporales entre las unidades estratigráficas más antiguas y las estructuras son relativamente claras en las imágenes sísmicas de la cuenca de Colombia. Aunque no se han podido interpretar las relaciones entre las rocas jurásicas y las estructuras, a partir del Cretácico se han podido establecer relaciones tectónica-sedimentación dentro de cada secuencia. Las sucesiones del Cretácico y del Paleoceno presentan mayores espesores en los bloques superiores que en los bloques inferiores de algunas fallas normales, y, en algunos casos, una geometría en forma de cuña cuyo espesor y buzamiento aumenta progresivamente a medida que se acerca a la falla, sugiriendo que son sedimentos sintectónicos con respecto a la actividad de las fallas normales, o sedimentos sinextensión. El límite superior del Paleoceno fosiliza gran parte de estas fallas normales (figura 4.10).



Los sedimentos a partir del Paleoceno superior se disponen en general subhorizontales en la cuenca de Colombia. Por delante del frente de deformación de la zona centro-sur se ha identificado un alto de basamento (ver apartado 6.3) que presenta una dirección NO-SE donde los sedimentos se disponen subhorizontales en ambos flancos, onlapando sobre el Paleoceno (figura 4.11). Estos sedimentos también aparecen en el *graben* formado en la parte central del alto de basamento con una disposición también subhorizontal y una profundidad similar a la que presentan en los dos flancos del alto. Por encima, las unidades del Mioceno y del Plioceno medio mantienen, en general, un espesor aproximadamente constante y se disponen subhorizontales o con buzamientos bajos no relacionados con los bloques de falla levantados o hundidos que se encuentran por debajo, indicando que pertenecen a una secuencia postextensión con respecto a las fallas normales que afectan al Cretácico-Paleoceno.

Ocasionalmente, algunas fallas normales del Cretácico-Paleoceno se reactivan con movimiento normal afectando a toda la secuencia (figura 4.11). En los sedimentos del Plioceno y Pleistoceno afectados por estas fallas normales reactivadas se puede ver que el espesor es mayor en los bloques superiores que en los inferiores. Esto indica que los sedimentos del Eoceno al Plioceno medio son preextensión con respecto a la reactivación de las fallas del Cretácico-Paleoceno, y que los sedimentos del Plioceno superior y Pleistoceno son sinextensión con respecto a esa reactivación.

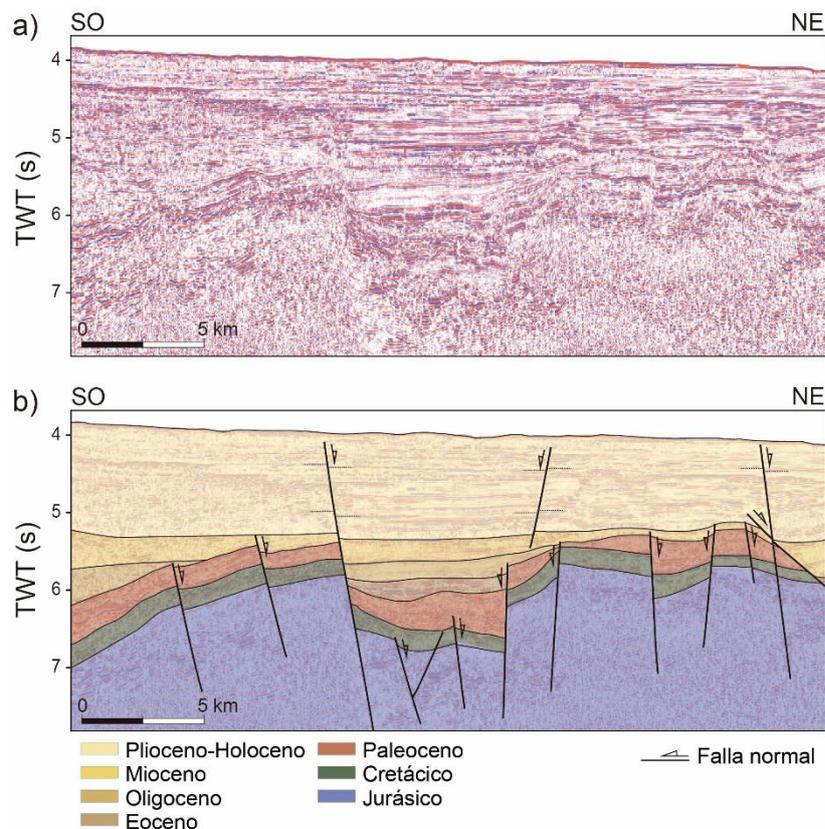


Figura 4.11.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo paralela al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver como las fallas normales del Cretácico-Paleoceno afectan también a materiales más recientes. Ver situación en la figura 4.14.

### 4.3.2. Cinturón de Pliegues de Sinú (SFB)

Las características de los materiales que se encuentran por debajo del SFB deben ser similares a las descritas en la cuenca de Colombia, pero no se distinguen con la misma claridad debido a la menor resolución sísmica. Por encima del Paleoceno, que es la unidad estratigráfica en la que se localiza el despegue basal del SFB, y hasta el Plioceno, se dispone una secuencia donde las capas presentes en la **parte distal del SFB** mantienen un espesor aproximadamente constante a escala de estructuras individuales, sugiriendo un carácter pretectónico con respecto a las fallas, pliegues y diapiros. La mayoría de los sedimentos depositados durante la formación del SFB, cuyas edades, dependiendo de la zona, van desde la base del Plioceno hasta el Holoceno, presentan características indicativas de deposición sintectónica asociada con fallas, pliegues y diapiros (figura 4.12): a) el espesor disminuye sobre la charnela de los anticlinales, aumenta en los flancos del pliegue y alcanza su máximo espesor en las charnela de los sinclinales adyacentes, b) la inclinación de los sedimentos presentes en los flancos disminuye ascendiendo en la sección, c) muestran geometrías de *onlap* y *offlap* en los flancos, d) se observan discordancias progresivas en los flancos, e) incluyen diferentes tipos de discontinuidades y superficies de erosión que afectan tanto a los flancos como a las charnelas y f) el fondo marino muestra elevaciones y depresiones coherentes con los anticlinales y sinclinales, respectivamente. En la mayoría de los casos estos sedimentos se depositan en cuencas de tipo *piggy-back* situadas entre los anticlinales y en las cuencas situadas por delante de los cabalgamientos. En algunas zonas, sobre todo en la parte superior del talud continental, los horizontes más altos de la secuencia, localizados sobre pliegues y cabalgamientos, son subhorizontales, sin que su configuración esté influenciada por la geometría de los horizontes inferiores plegados o cabalgados. Esto, sumado al hecho de que no presentan cambios de espesor, sugiere que son sedimentos posttectónicos. La razón por la que los estratos del Plioceno a la actualidad son considerados precrecimiento con respecto a algunas estructuras y de crecimiento o postcrecimiento con respecto a otras se debe al diacronismo de cabalgamientos, pliegues y diapiros en todo el SFB.

La variación de la profundidad de las cuencas situadas entre anticlinales no tiene una tendencia clara, ni en dirección transversal ni longitudinal al SFB. En general, la profundidad aumenta hacia el sureste en dirección transversal, mientras que en dirección longitudinal la profundidad aumenta desde la parte central (0,5-1 km) a los extremos. Los mayores espesores de sedimentos sintectónicos que rellenan estas cuencas se dan en el saliente menor del sur, en la cuenca Fuerte (Ruiz *et al.*, 2000), alcanzando más de 2 km.

En la **parte proximal del SFB**, aparte de las relaciones descritas, la parte media y alta de los sedimentos del Plioceno que se localizan en los bloques superiores de fallas normales muestran características que indican que son sintectónicos con respecto a la actividad de esas fallas normales, perteneciendo a una secuencia sinextensión: a) muestran geometría de cuña cuyo espesor aumenta hacia la superficie de falla, b) el espesor es mayor que en el bloque inferior y c) la inclinación de los sedimentos disminuye progresivamente hacia arriba en la sección. A lo largo de algunas fallas, hacia arriba en la secuencia estratigráfica, se pueden identificar secuencias más gruesas en el bloque inferior que en el superior de

fallas inversas que son el resultado de la reactivación de fallas normales del Plioceno medio-superior (ver apartado 5.5). En muchos casos se encuentran capas sinextensión recientes evidenciadas por el escalón presente en el fondo marino consistente con el bloque hundido y el bloque elevado de fallas normales subyacentes.

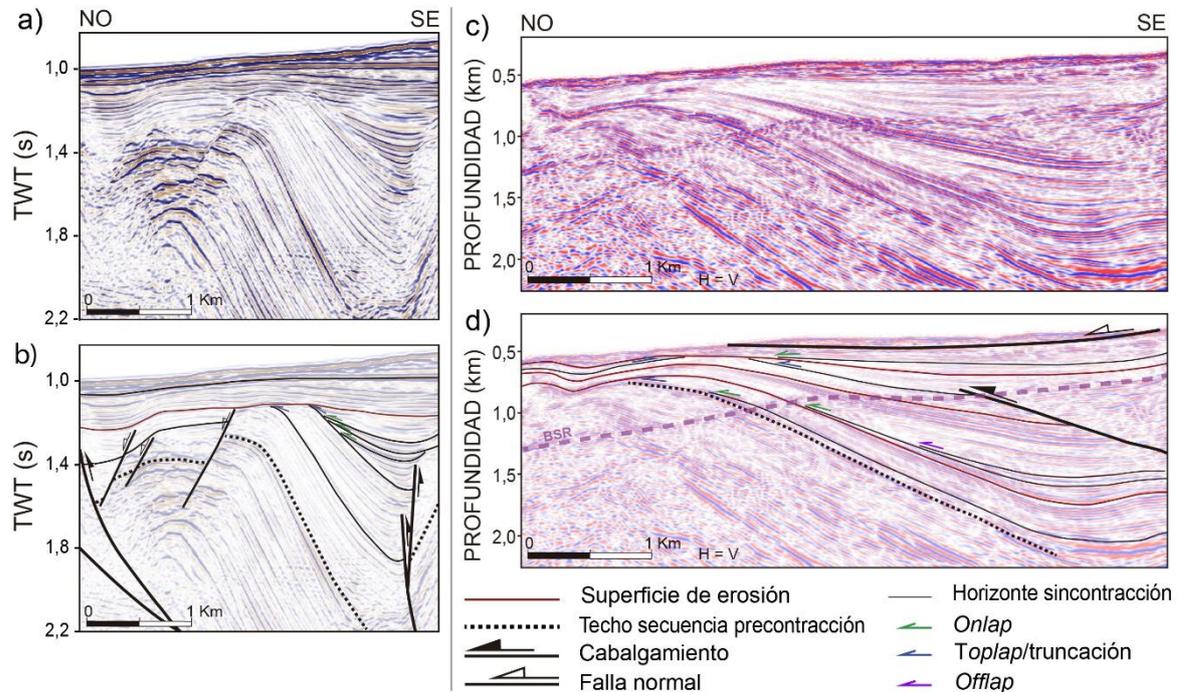


Figura 4.12.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo, (a) sin interpretar y (b) interpretada, y porción de línea sísmica convertida a profundidad, (c) sin interpretar y (d) interpretada, perpendiculares a las estructuras principales del SFB donde se observan relaciones de toplap, offlap y onlap dentro de Plioceno. Ver situación en la figura 4.14.

En la parte alta de algunos diapiros se interpretan fallas normales de colapso, con buzamientos hacia el centro de la cresta y desplazamientos menores de 1 km. Las capas en los dos bloques de estas fallas no presentan variaciones de espesor ni de buzamiento y solo en algunos casos puede verse en la parte menos profunda del bloque superior de estas fallas una geometría de cuña abierta hacia la superficie de falla indicando que pertenecen a una secuencia sintectónica a la actividad de la falla normal de colapso. A ambos lados de los diapiros presentes en la plataforma continental el espesor de los sedimentos de la parte baja y media de la sucesión permanece constante hasta que los sedimentos son cortados por el diapiro, indicando que son sedimentos pre-tectónicos. En la parte alta de la sucesión se forman cuencas rellenas de sedimentos cuyo espesor aumenta hacia el centro de la cuenca y disminuye hacia el diapiro y su inclinación aumenta a medida que se acercan a la pared del diapiro, lo que sugiere que son sedimentos sintectónicos al ascenso del diapiro (figura 4.13). En general, las cuencas que rodean a los diapiros son de edad Plioceno y, sobre ellas, los sedimentos pleistocenos se depositan, o bien subhorizontales indicando que son post-tectónicos con respecto al ascenso activo del diapiro, o bien bajo un fondo marino deformado por las fallas de colapso indicando que la actividad ha sido reciente. En algunos casos no está claro si las relaciones de *onlap* de los sedimentos sintectónicos se originan a

causa de la actividad de los cabalgamientos o como consecuencia de ascenso de diapiros de lodo.

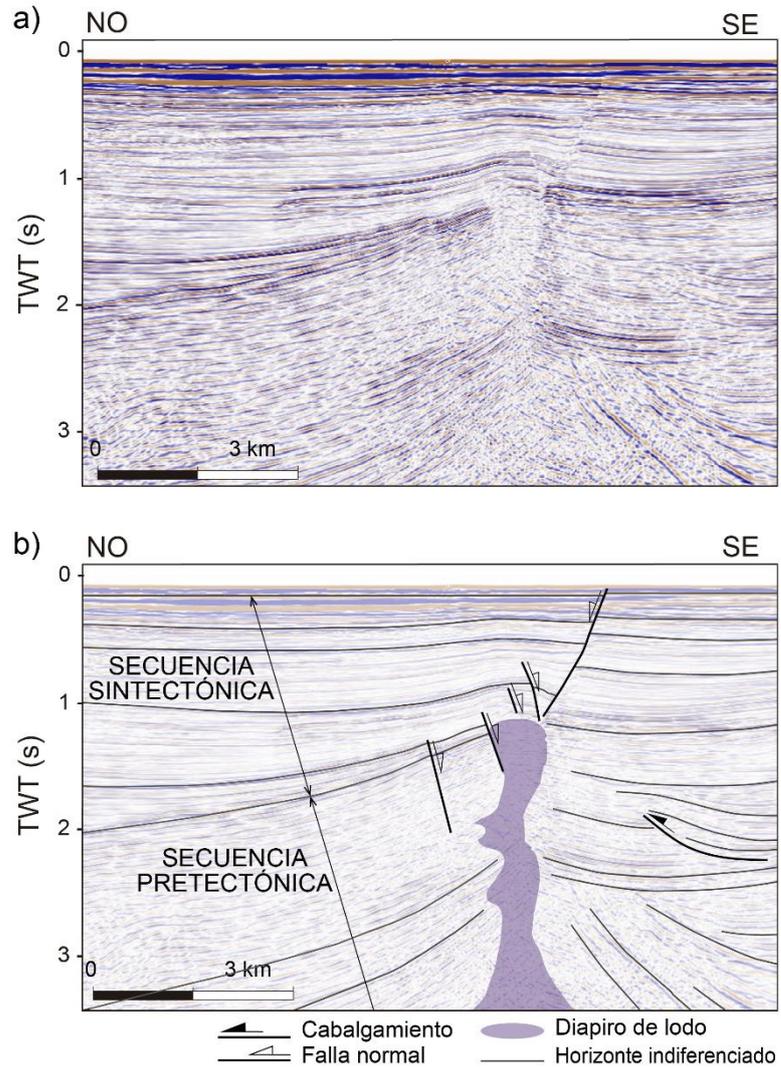


Figura 4.13.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se pueden ver fallas normales sobre domos y parte de una cuenca lateral rellena por sedimentos sintectónicos. Ver situación en la figura 4.14.

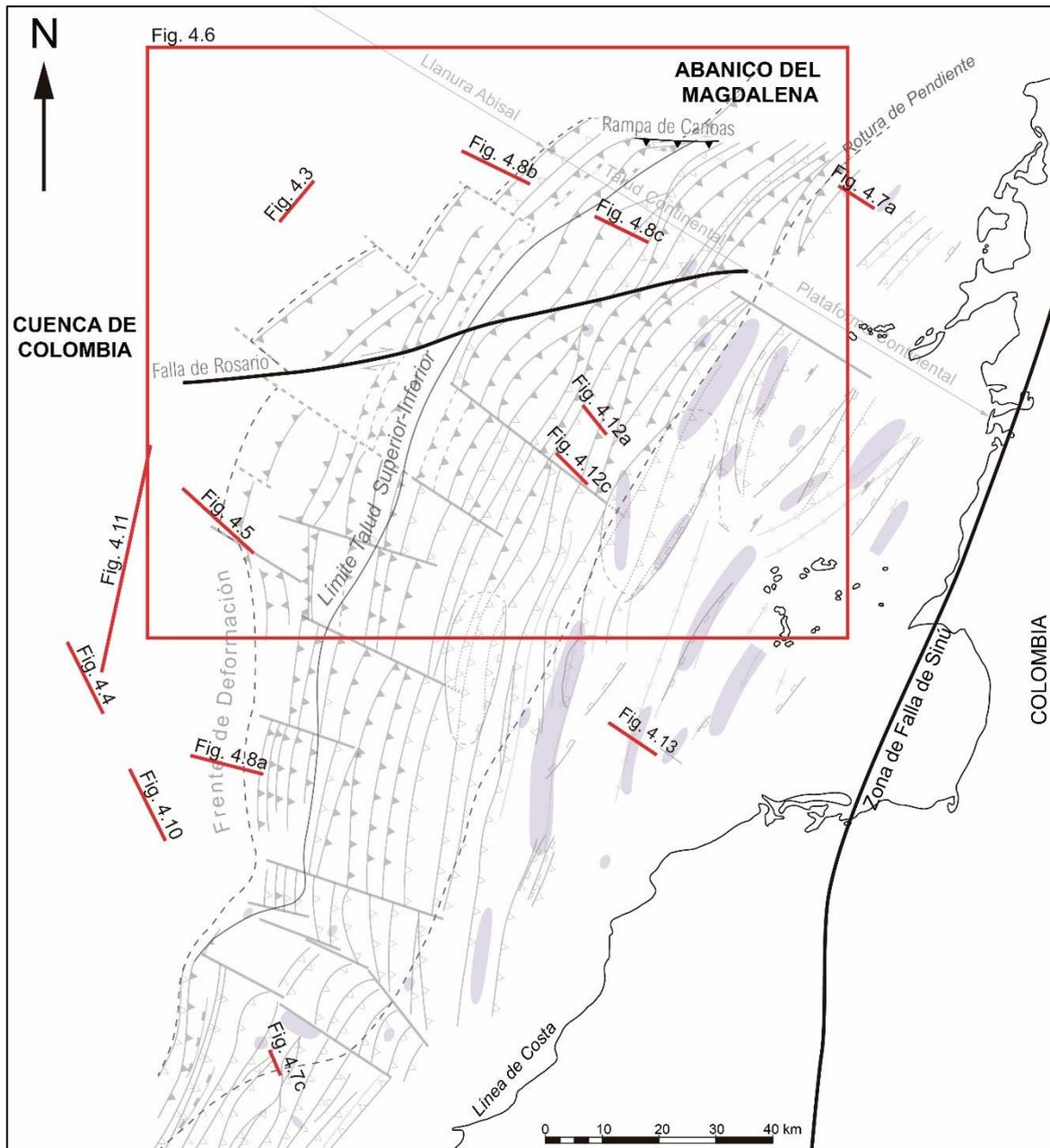


Figura 4.14.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo.

## 5. ESTRUCTURA DEL CINTURÓN DE PLIEGUES DE SINÚ

El SFB, desarrollado mayormente en la plataforma y talud continental de la costa noroeste de Colombia, es un cinturón de pliegues y cabalgamientos de tendencia NE-SO de más de 200 km de longitud y alrededor de 130 km de ancho máximo (figura 5.1). En mapa muestra una geometría curvada, convexa al noroeste, y es ligeramente asimétrico alcanzando su máxima anchura en la zona centro-norte. Presenta un entrante y un saliente menores en el sur. En perfil se observa una geometría de cuña, limitada por un despegue basal de buzamiento hacia el SE en la parte inferior y una topografía submarina inclinada al noroeste en la parte superior (figura 5.2). El ápice de la cuña se encuentra al noroeste y la región más potente se encuentra hacia el sureste, alcanzando un espesor de más de 10 km en algunas zonas de la plataforma continental del saliente menor en el sur. El límite trasero (sureste) del SFB lo forma la Zona de Falla de Sinú, que es aproximadamente rectilínea, de tendencia NNE-SSO y lo separa del Cinturón de Pliegues de San Jacinto. La parte frontal (noroeste) del cinturón, o frente de deformación, lo separa de la cuenca de Colombia y es el elemento que mejor refleja la geometría curvada del cinturón. Sin embargo, no es continuo, sino que posee una morfología escalonada debido a las fallas que lo cortan y desplazan a través de varios kilómetros. Hacia el noreste, el SFB es enterrado bajo el abanico del Magdalena, mientras que hacia el suroeste termina contra la falla de Uramita, de dirección NNO-SSE. La estructura interna del SFB incluye, por un lado, estructuras dúctiles como pliegues y diapiros de lodo y, por otro, estructuras frágiles como fallas. Las fallas están desarrolladas aparentemente en distintos regímenes tectónicos: contraccional (cabalgamientos), extensional (fallas normales) y de desgarre (fallas de desgarre y de transferencia o de tipo *tear*). Todas estas estructuras se han agrupado en dos tipos diferentes dependiendo de su orientación con respecto a la del cinturón: a) estructuras longitudinales, como cabalgamientos, pliegues, diapiros de lodo y algunas fallas normales, y b) estructuras transversales, que pueden ser perpendiculares u oblicuas a las estructuras longitudinales y se corresponden con fallas de tipo *tear* y la falla de desgarre. La abundancia de un tipo u otro de estructuras, así como las variaciones en las características de estas, dan lugar a diferentes estilos estructurales dentro del cinturón que cambian tanto en dirección transversal como a lo largo del cinturón. Todas estas estructuras se describen a continuación.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

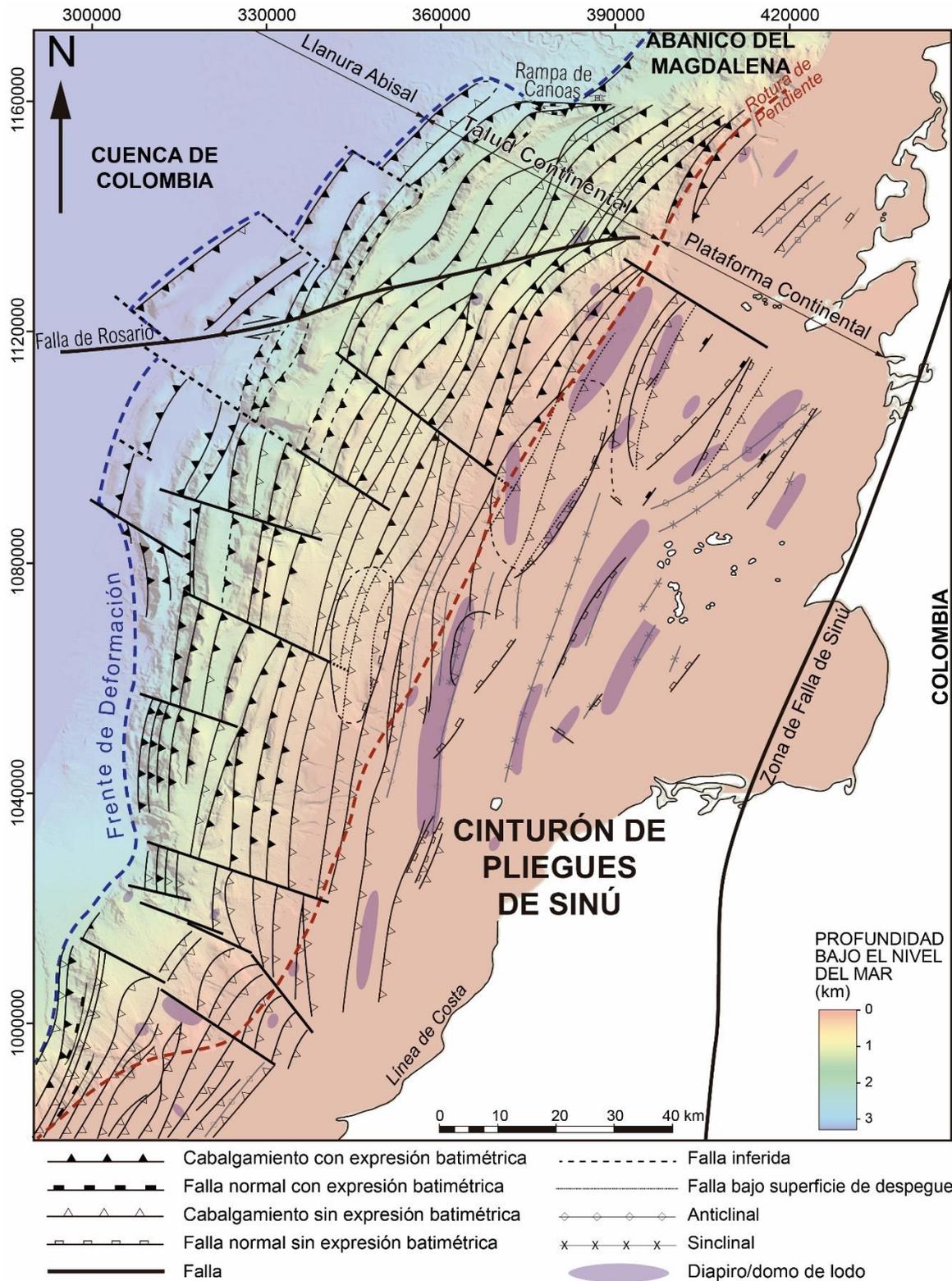


Figura 5.1.-Mapa estructural de la zona estudiada mostrando las trazas de cabalgamientos, pliegues de la plataforma continental, diapiros de lodo, fallas normales y fallas de desgarre interpretados en los perfiles sísmicos (mapa de base modificado de Vinnels et al., 2010).

## 5. Estructura del Cinturón de Pliegues de Sinú

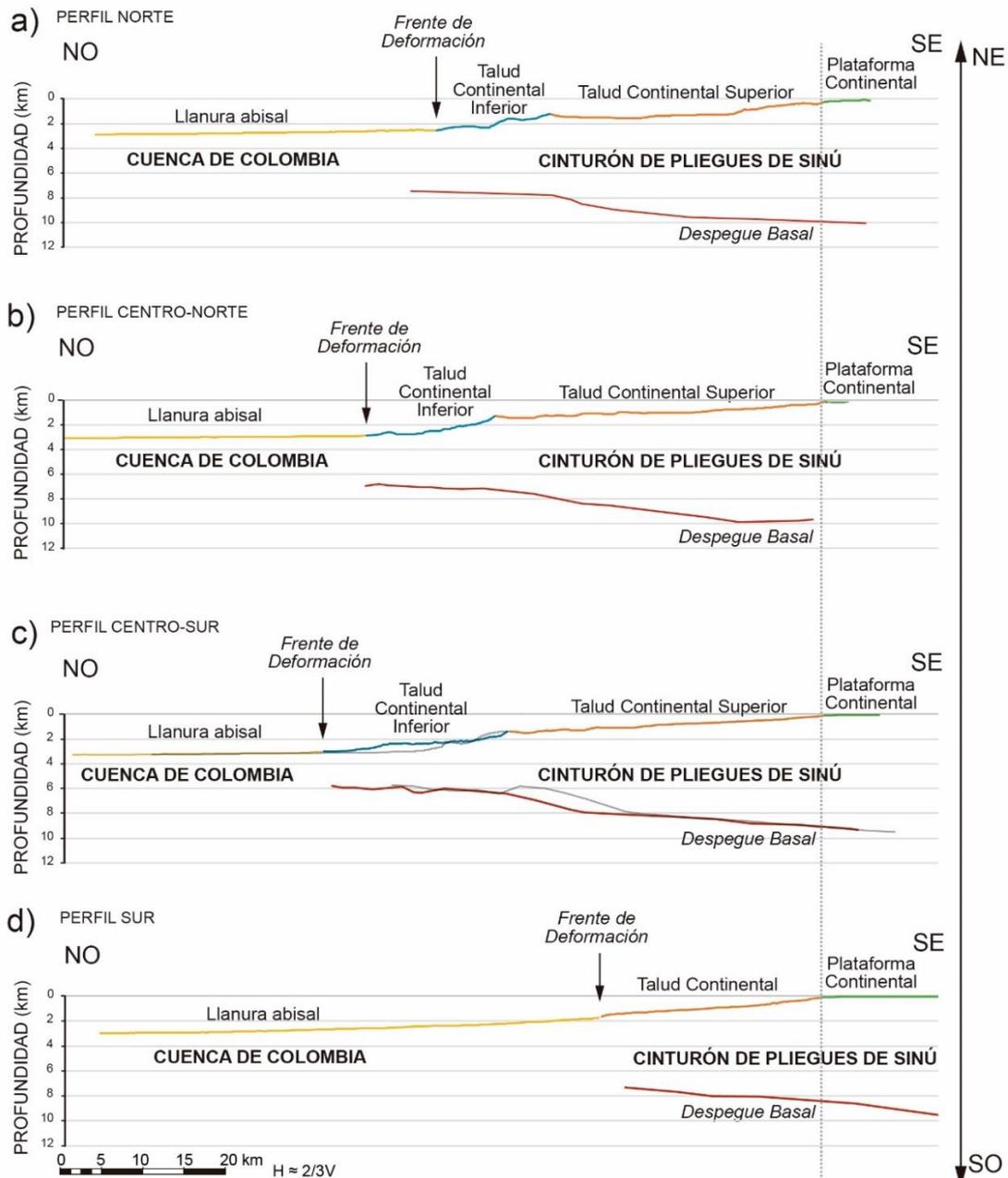


Figura 5.2.- Perfiles que muestran el fondo marino y el despegue basal del SFB, desde la cuenca de Colombia hasta la parte proximal del cinturón, correspondientes a las cuatro líneas convertidas a profundidad perpendiculares a las estructuras longitudinales. Ver situación en la figura 5.22.

### 5.1. Sistemas de cabalgamientos y pliegues relacionados

#### 5.1.1. Cabalgamientos y retrocabalgamientos

Los cabalgamientos, junto con los pliegues, son las estructuras longitudinales más abundantes. Sus trazas en mapa son aproximadamente paralelas entre sí, excepto en algunos casos en los que un cabalgamiento se ramifica (figura 5.1). En general, las trazas son ligeramente curvas, con una tendencia aproximada NE-SO en el saliente menor y N-S en el sur del saliente principal del SFB que pasa a NE-SO en el norte.

Los cabalgamientos más largos alcanzan longitudes de casi 100 km a lo largo del cinturón, aunque la mayoría de ellos están cortados por fallas transversales (ver apartado 5.2) y son más cortos. Se han interpretado entre 15 y 20 estructuras en el talud continental en diferentes transversales que lo atraviesan, excepto en las del saliente menor del cinturón donde no se reconocen más de 10 cabalgamientos. En la plataforma continental estas estructuras son mucho menos numerosas.

Los cabalgamientos tienen, en general, buzamientos hacia el SE, sin embargo, existen algunos cabalgamientos de buzamiento hacia el NO, o retrocabalgamientos, que son comunes en las zonas centrales y en el norte del frente de deformación (figura 5.1). A pesar de que la resolución sísmica de la parte más profunda de los perfiles no es buena, es suficiente para distinguir una geometría de los cabalgamientos que parece ser lístrica. Las medidas de buzamiento de las superficies de los cabalgamientos cerca de los puntos de corte con el techo de los estratos de crecimiento generalmente varían entre ángulos ligeramente menores de  $30^\circ$  y ángulos ligeramente mayores de  $60^\circ$  para el caso de los cabalgamientos, y ángulos cercanos a  $50^\circ$  para el caso de los retrocabalgamientos. Los ángulos de corte entre el techo de los estratos de crecimiento y las superficies de los cabalgamientos son, generalmente, de entre casi  $70^\circ$  y  $90^\circ$ , aunque ocasionalmente pueden ser más bajos (figura 5.3).

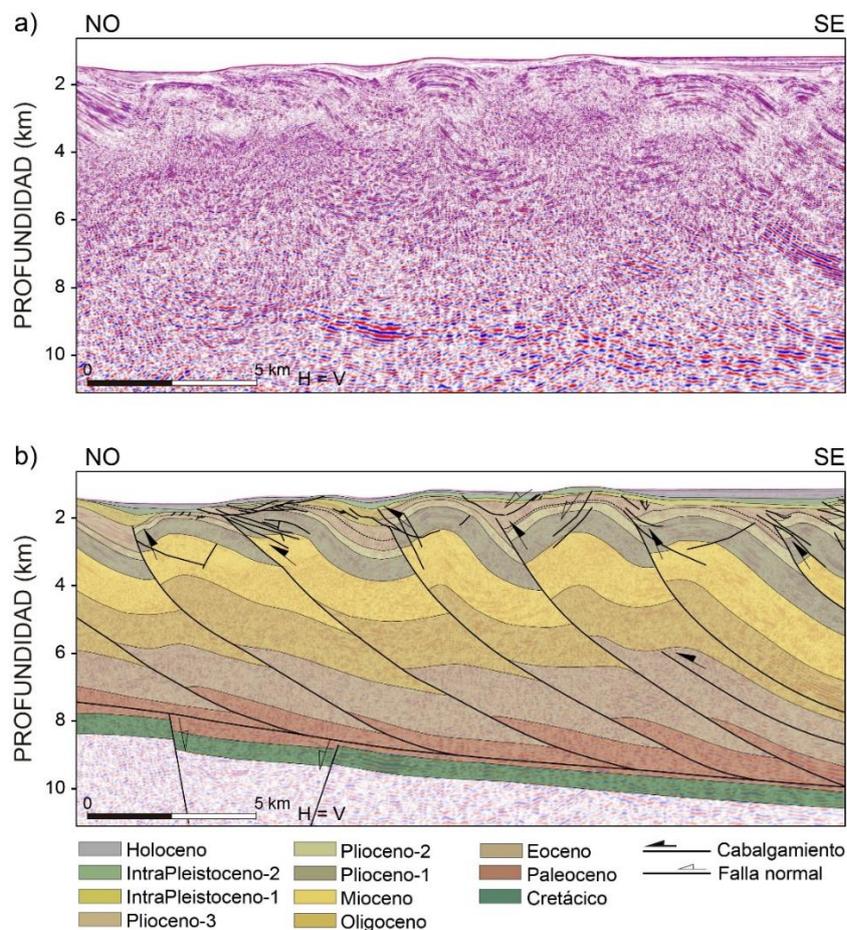
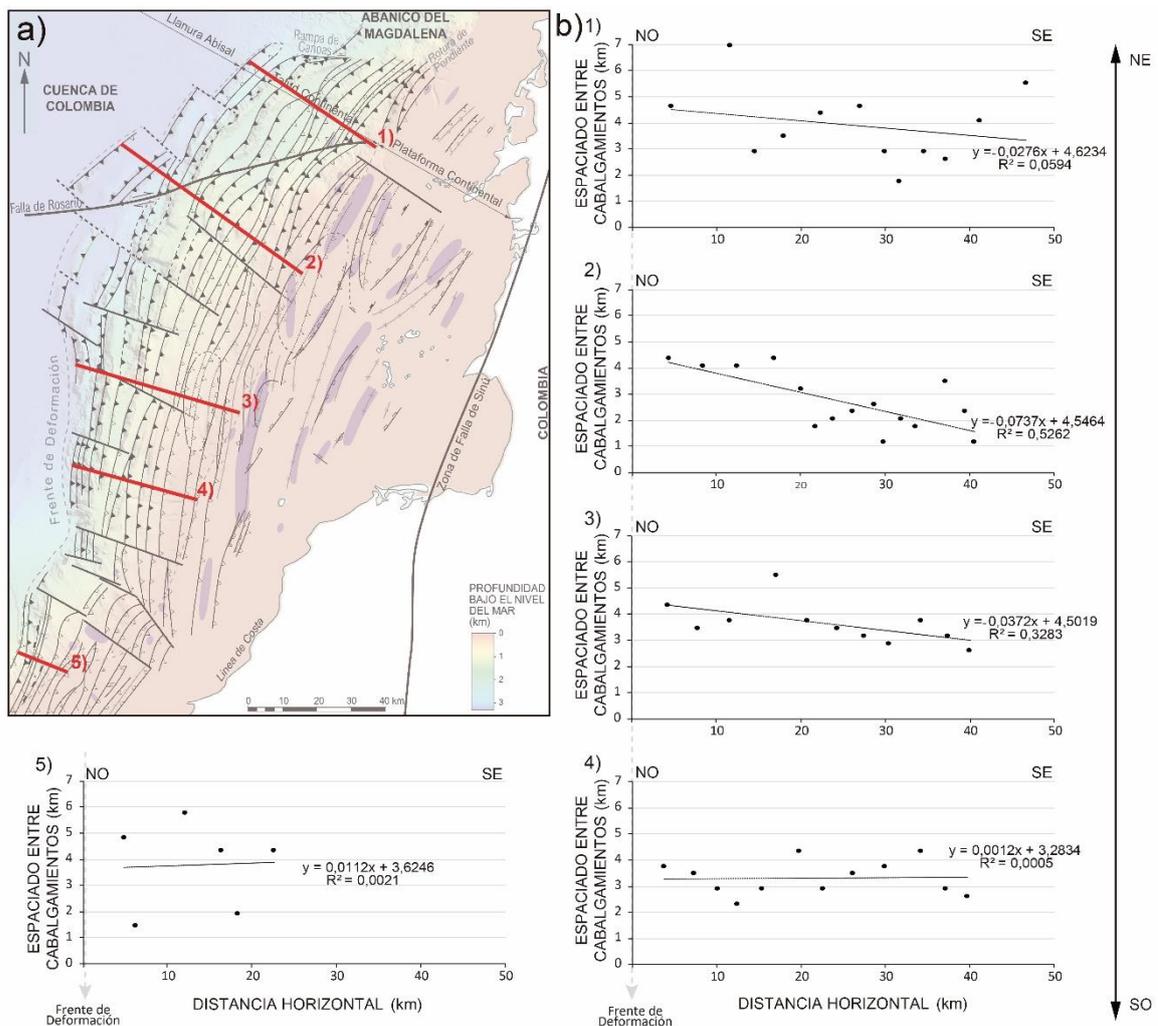


Figura 5.3.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver la geometría de los cabalgamientos presentes el talud continental de la zona central del SFB. Ver situación en la figura 5.22.

## 5. Estructura del Cinturón de Pliegues de Sinú

El buzamiento de los cabalgamientos disminuye ligeramente desde la parte trasera del sistema imbricado hacia la parte delantera, mientras que no se observa un patrón de variación claro en dirección longitudinal. Se trata de cabalgamientos sintéticos cuyos desplazamientos son muy variables, desde cientos de metros hasta los 5 km. Los valores máximos de desplazamiento se han medido en la zona central del cinturón y, en dirección transversal, los valores más altos están en el talud continental superior en la zona central y cerca del frente de deformación en las zonas norte y sur. El espaciado entre cabalgamientos, medido en mapa como la distancia entre la traza de un cabalgamiento y el adyacente, varía tanto al o largo del cinturón como en dirección transversal (figura 5.4). El espaciado promedio es relativamente homogéneo en el talud continental, disminuyendo desde valores mayores a 4 km cerca del frente de deformación hasta valores ligeramente menores a 2 km cerca del punto de rotura de pendiente entre el talud y la plataforma. El espaciado promedio medio a lo largo del frente de deformación aumenta de sur a norte. En la parte superior del talud continental los valores de espaciado de cabalgamientos en la zona central se mantienen relativamente regulares y no son muy diferentes al valor de espaciado promedio, mientras que hacia el norte y el sur los valores aumentan ligeramente y son más dispersos. Los valores de espaciado cambian drásticamente al sureste de la rotura de pendiente entre el talud continental y la plataforma, pasando a ser mayores en la plataforma continental.



*Figura 5.4.- (a) Mapa del SFB con la ubicación de 5 líneas transversales situadas a lo largo del cinturón en las cuales se han tomado las medidas de espaciado entre cabalgamientos representados en la figura (b); y (b) gráficas en las que se proyecta la distancia horizontal versus el espaciado entre cabalgamientos del talud continental y se representa una función de regresión lineal que ilustra el espaciado promedio de los cabalgamientos.*

### 5.1.2. Sistemas de cabalgamientos imbricados, *pop-ups* y zonas triangulares

Aunque en la zona de transición entre el SFB y la cuenca de Colombia aparecen algunos cabalgamientos aislados, lo más frecuente es que enraícen en un despegue basal común formando un sistema imbricado de cabalgamientos.

En las regiones en las que coexisten cabalgamientos y retrocabalgamientos se dan dos tipos de sistemas de cabalgamientos. Por un lado, se desarrollan estructuras de tipo *pop-up* donde los retrocabalgamientos emanan de los bloques superiores de los cabalgamientos o viceversa, y por otro lado se forman zonas triangulares donde los cabalgamientos y retrocabalgamientos se enraízan en el despegue basal (figura 5.5). Las estructuras de tipo *pop-up* se han interpretado tanto en el frente de deformación como dentro del cinturón, mientras que las zonas triangulares se han identificado principalmente en el frente de deformación. Estos sistemas de cabalgamientos no son continuos a lo largo del frente de deformación porque hay una serie de fallas de tipo *tear* (ver apartado 5.2) que atraviesan la zona del frente, haciendo que estas estructuras no superen los 30 km de longitud dentro de bloques limitados lateralmente por fallas de tipo *tear*. En el frente de deformación de la zona norte del cinturón una zona triangular coexiste con una estructura de tipo *pop-up* (figura 5.5a); un sistema imbricado de cabalgamientos enraíza en el despegue basal al sureste, mientras que hacia el noroeste un retrocabalgamiento enraíza en el despegue basal y un cabalgamiento emana a su vez de su bloque superior. Esta zona triangular de escala kilométrica es asimétrica porque el retrocabalgamiento tiene un buzamiento mayor que el cabalgamiento y además consiste en un único retrocabalgamiento frente a varios cabalgamientos. En la zona central del cinturón el frente de deformación presenta una zona triangular, de escala kilométrica, formada por dos sistemas imbricados de cabalgamientos enraizados en el despegue basal (figura 5.5b): cabalgamientos de buzamiento hacia el SE con sus pliegues asociados hacia el sureste y retrocabalgamientos de buzamiento hacia el NO y pliegues asociados al noroeste.

## 5. Estructura del Cinturón de Pliegues de Sinú

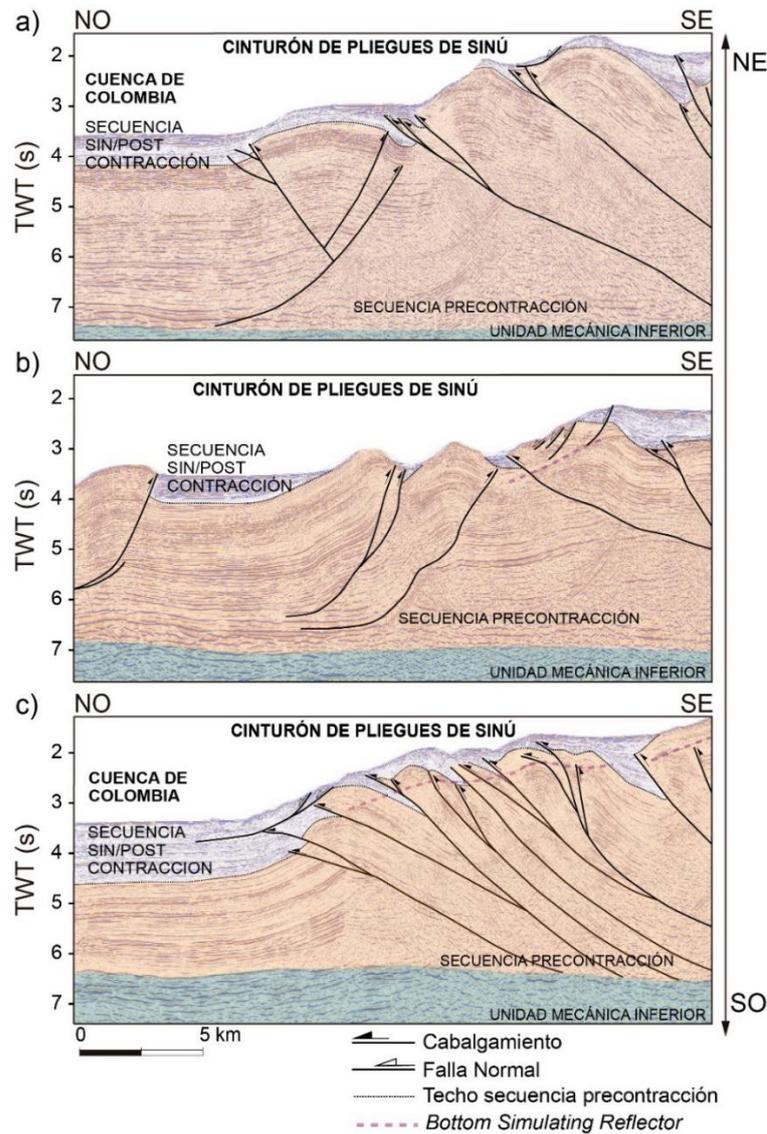


Figura 5.5.- Porciones de líneas sísmicas migradas en tiempo, perpendiculares a las trazas de las estructuras longitudinales principales, mostrando los diferentes estilos estructurales del frente de deformación (a) en el noreste, (b) centro y (c) sur del SFB. Ver situación en la figura 5.22.

### 5.1.3. Despegue basal

El buzamiento del despegue basal varía tanto a lo ancho como a lo largo del cinturón en un rango de entre  $1,5^\circ$  y  $3,8^\circ$  (figura 5.6). Este valor es constante desde el frente de deformación hasta la plataforma en las zonas norte y sur del cinturón mientras que en la zona central el buzamiento tiene valores distintos en el talud continental inferior y en el talud continental superior. En la parte inferior del talud continental, el ángulo de buzamiento del despegue basal disminuye en la zona central del cinturón y es máximo en los laterales, mientras que en la parte superior del talud permanece relativamente constante con valores más altos que en la parte inferior del talud (figura 5.6). El valor de buzamiento medido para toda la superficie de despegue, desde el frente de deformación hasta la rotura de pendiente entre el talud continental y la plataforma, permanece aproximadamente constante en todo el cinturón y es similar al medido en la parte superior del talud continental.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

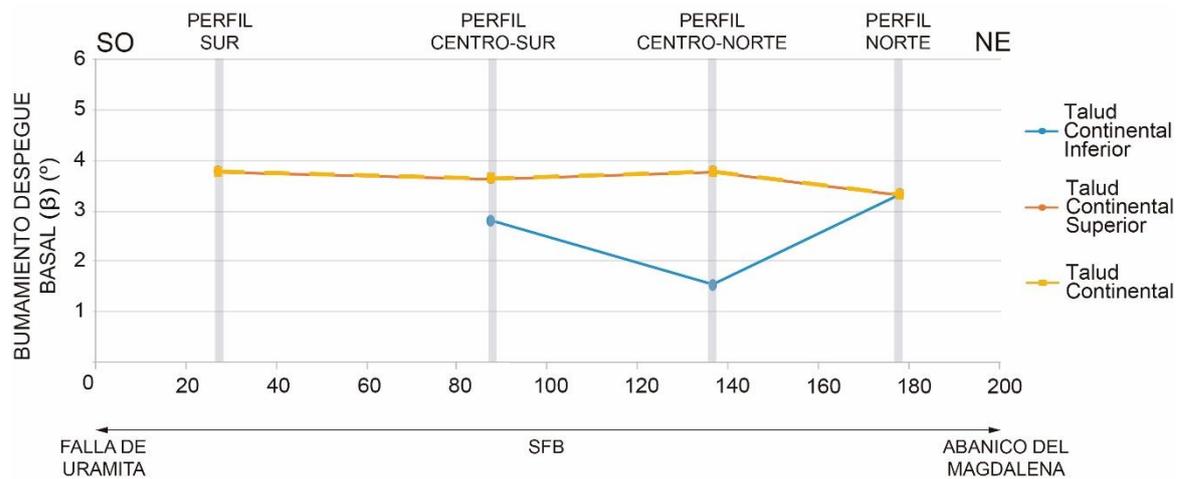


Figura 5.6.- Gráfica donde se muestra la variación, tanto longitudinal como transversal, del buzamiento del despegue basal.

La profundidad del despegue basal también varía tanto a lo ancho como a lo largo del cinturón (figura 5.7). En el frente de deformación la profundidad alcanza valores que varían entre 5,4 km a 7,6 km, y aumenta hacia la parte proximal donde alcanza profundidades comprendidas entre 8,7 y 10,1 km. En el frente de deformación la profundidad del despegue disminuye desde los extremos del cinturón hacia la zona centro-sur, mientras que en la parte proximal la profundidad de despegue aumenta progresivamente desde la zona sur hacia la zona norte. La diferencia entre la profundidad del despegue en el frente de deformación y en el punto de rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental disminuye desde la parte central del SFB hacia los extremos, especialmente, hacia el sur.

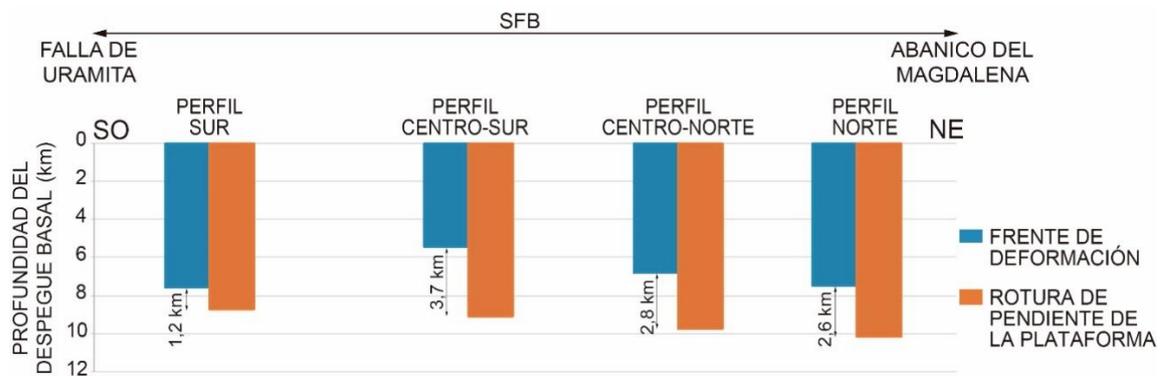


Figura 5.7.- Gráfica donde se muestra la variación, tanto longitudinal como transversal, de la profundidad del despegue basal.

#### 5.1.4. Rampa lateral

En la parte norte de la zona estudiada hay un cambio brusco del estilo estructural entre las estructuras que forman el SFB y el depósito del abanico del río Magdalena. En esta zona se ha identificado una falla cuya traza es oblicua a la tendencia de las estructuras longitudinales principales. Esta falla de dirección N094E, conocida como falla de Canoas (Verne et al., 1992; Ruiz et al., 2000), presenta un trazado aproximadamente rectilíneo



*Figura 5.8.- Detalle del mapa estructural en el límite norte de la zona de estudio con la posición de las porciones de líneas sísmicas interpretadas en la figura 5.9 y las estructuras de la zona norte (EZN-1-4) que intervienen en las descripciones de este apartado. Ver situación en la figura 5.22.*

En general, la dirección de las trazas de los pliegues frontales en todo el SFB es paralela a la traza de las rampas frontales de los cabalgamientos y subperpendicular a la dirección de transporte tectónico. Sin embargo, en el extremo norte de la zona de estudio, se han encontrado trazas oblicuas a la dirección de transporte tectónico, hecho que se da particularmente en los bordes de los cinturones arqueados. Se han identificado y descrito las estructuras de la zona norte (EZN) de este sector para analizar su relación con una posible rampa lateral y la terminación al norte de la zona de estudio.

- La estructura **EZN-1** (figuras 5.8 y 5.9), que constituye el frente de deformación, está formada por dos cabalgamientos sobre los que se desarrolla una estructura de tipo *pop-up* cuya traza tiene una dirección N045E. Tanto en los perfiles sísmicos de direcciones subperpendiculares a esta estructura (figura 5.9c y d) como en la batimetría (figura 5.8) se aprecia una disminución progresiva de amplitud del anticlinal hasta desaparecer hacia el noreste.
- La estructura **EZN-2**, situada inmediatamente al sureste de la anterior, está formada por un cabalgamiento que buza hacia el SE y un anticlinal asociado a este cuyas trazas son subparalelas a las de la estructura EZN-1. Lateralmente, la amplitud del anticlinal disminuye hacia el noreste, reflejándose también en la batimetría, y la traza del cabalgamiento se vuelve ligeramente convexa hacia el norte (figura 5.8). En perfil se ve que el cabalgamiento se ramifica cerca de la terminación (figura 5.9b, c y d) y el anticlinal asociado está cotado por fallas normales de buzamiento hacia el NO y fallas menores antitéticas (figura 5.9d). En la terminación superior de este cabalgamiento se ha interpretado un pliegue menor de vergencia hacia el SE (figura 5.9b).
- La siguiente estructura al sureste, **EZN-3**, está formada por un cabalgamiento cuya traza en mapa es más sinuosa con un cambio de dirección, de N045E a N082E, en su terminación hacia el noreste (figura 5.8). La parte de la estructura cuya traza tiene una dirección N082E tiene expresión batimétrica pero no se puede analizar su geometría interna ya que no está cortada por ninguna línea sísmica. En mapa se observa como la expresión batimétrica formada por el anticlinal desaparece bruscamente en su extremo este. En perfil se ve que el cabalgamiento se ramifica cerca de su terminación (figura 5.9). La amplitud del anticlinal asociado no disminuye como en el caso de las anteriores estructuras. En los perfiles sísmicos subperpendiculares a la estructura (figura 5.9b, c y d) se observa que la estructura es similar a la EZN-2. En todos los perfiles subperpendiculares a la estructura EZN-3 se interpreta un flujo turbidítico en el flanco SE que facilita el reconocimiento de la estructura. El perfil sísmico “a” de la figura 5.9 corta a la parte de la estructura que tiene dirección N045E y es subparalelo a la misma. La traza del cabalgamiento de la estructura EZN-3 en este perfil es subparalela a la traza del cabalgamiento de EZN-2 en la mitad derecha de la imagen y mientras que, en su terminación hacia el NE, su inclinación aumenta de manera más gradual que la de la estructura EZN-2. En la terminación hacia el NE la estructura EZN-3 se forman dos

## 5. Estructura del Cinturón de Pliegues de Sinú

fallas normales de buzamiento hacia el NE que deforman el fondo marino. Hacia el norte se interpreta otra estructura, EZN-4 (figura 5.8), de dirección N045E que se pierde rápidamente bajo los depósitos del abanico del Magdalena. Esta nueva estructura forma un escarpe que podría parecer la continuación del relieve formado por la rama de dirección N082E de la estructura EZN-3, pero la geometría de las dos estructuras no se corresponde.

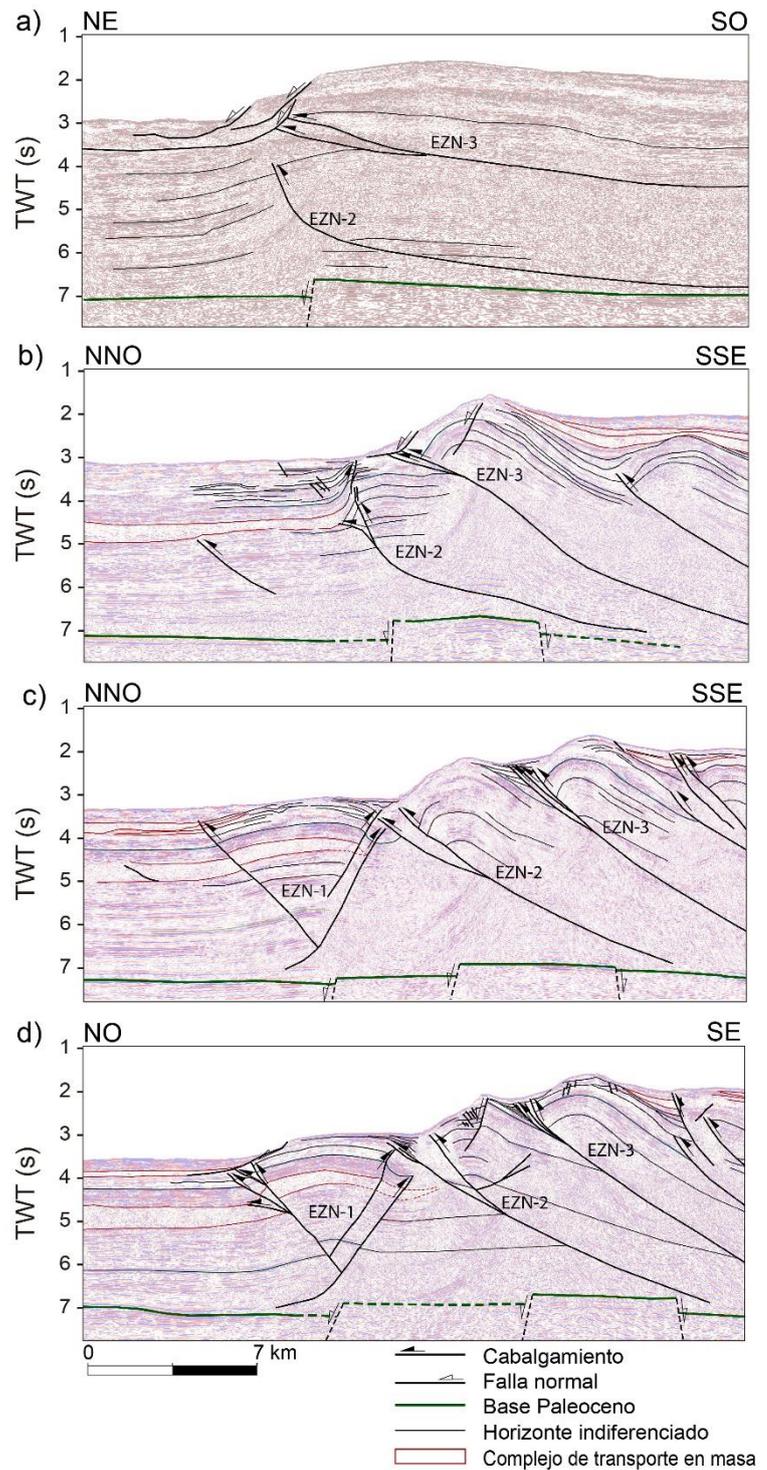


Figura 5.9.- Porción de líneas sísmicas, migradas en tiempo, perpendiculares y oblicuas a las estructuras longitudinales, donde se muestra la variación lateral de las estructuras. Ver situación en la figura 5.8.

La aparición de pliegues oblicuos a las estructuras longitudinales que se da en la terminación de los cinturones arqueados es frecuentemente explicada por la acción de eventos tectónicos superpuestos. Sin embargo, estas estructuras también pueden estar relacionadas con la presencia de rampas laterales (*e.g.*, Butler, 1982; Suppe, 1983; Thomas, 1990). Uno de los criterios que permiten identificar rampas laterales u oblicuas en las terminaciones de pliegues relacionados con fallas es el cabeceo a alto ángulo de los pliegues laterales (*e.g.*, Castonguay y Price, 1995) si el desplazamiento es constante. Sin embargo, con un gradiente lineal de desplazamiento esta condición no se cumple (Wilkerson *et al.*, 1992; Wilkerson *et al.*, 2002) y no sería necesaria la presencia de una rampa lateral sino una disminución progresiva de la amplitud de los pliegues hacia su terminación lateral. La terminación lateral de las estructuras presentes en la terminación norte de la zona de estudio puede relacionarse con estos mecanismos: disminución del gradiente de desplazamiento, cambios en la geometría de falla que corta lateralmente la sección ascendiendo hacia niveles más someros o una combinación de ambas. La estructura EZN-1 se correspondería con el modelo de terminación lateral de un pliegue donde el desplazamiento de la falla disminuye progresivamente hasta llegar a 0 sin que intervenga ninguna estructura lateral, mientras que en el caso de las estructuras EZN-2 y EZN-3, la terminación lateral de las estructuras estaría causada por la presencia de una rampa lateral cuyo despegue se va haciendo menos profundo hacia el noreste.

En presencia de rampas laterales, es frecuente que el alto buzamiento del flanco corto de los pliegues laterales de lugar a una inestabilidad gravitacional formándose un de pliegue de arrastre y pliegues tipo *chevron* con planos axiales horizontales que pueden provocar la formación de fallas normales de bajo ángulo (Frizon de Lamotte *et al.*, 1995). La presencia de fallas normales en la estructura EZN-3 (figura 5.9a y b) podría ser debida tanto a la inestabilidad gravitacional producida en el flanco corto de un pliegue formado sobre una rampa lateral con desplazamiento constante (Frizon de Lamotte *et al.*, 1995), como a la deformación interna extensional producida en la intersección convexa entre rampas laterales y frontales (Apotria, 1995; Wilkerson *et al.*, 1992) (figura 5.8). La deformación interna producida en un pliegue lateral puede ser compresional o extensional dependiendo de la forma de la rampa de intersección con el bloque inferior. La deformación extensional se concentra en intersecciones convexas entre rampas laterales y frontales y la deformación compresional se produce en intersecciones cóncavas generando pliegues de segundo orden en los bloques superiores (Apotria, 1995; Wilkerson *et al.*, 1992). La rampa que limita las estructuras de la zona norte del SFB tiene una orientación oblicua con respecto a las rampas frontales. Esta orientación también sería oblicua a la dirección del transporte tectónico calculada a partir de los rumbos de las fallas de tipo *tear* y los pliegues frontales (ver Capítulo 7). Esta oblicuidad es consistente con la formación de un pliegue secundario en la terminación superior de la estructura EZN-2 de vergencia SE, interpretado en el perfil sísmico “b” de la figura 5.9. Así, aun estando en una intersección convexa donde tiene lugar una deformación extensional, el ángulo formado entre la dirección de transporte tectónicos y la rampa oblicua hace que los esfuerzos sean compresivos.

En los perfiles sísmicos que muestran el frente de deformación de la zona norte del SFB (figura 4.8b) se observa como la estructura EZN-1 corta un enorme depósito de transporte

en masa procedente del abanico del Magdalena que está datado como Plioceno inferior (Leslie y Mann, 2016). Esto indica que el depósito de parte de los materiales del río Magdalena fue anterior a la formación de las estructuras que forman el frente de deformación del SFB en este sector. De esta manera, los depósitos de abanico podrían haber tenido una gran influencia en el desarrollo de las estructuras del frente de deformación de la zona norte del SFB, y podrían haber condicionado la formación de una rampa lateral o incluso haber inhibido la deformación provocando un descenso de la tasa de acortamiento.

### 5.1.5. Pliegues

Los pliegues, junto con los cabalgamientos, son las estructuras longitudinales más importantes del SFB. Las trazas de los pliegues muestran tendencias distintas en el saliente menor al sur y en el saliente principal del cinturón. En el saliente menor, o zona sur, siguen una tendencia NE-SO, mientras que en el sur del saliente principal la tendencia es N-S girando progresivamente hasta alcanzar una tendencia NE-SO en la zona norte (figura 5.1).

Se han reconocido 3 tipos de anticlinales dentro del SFB basándose en su morfología cuando involucran estratos de crecimientos: anticlinales de charnela única, anticlinales en caja y anticlinales monoclinales. Independientemente de su geometría todos los anticlinales muestran un flanco sureste (flanco trasero) más largo. Los anticlinales de una sola charnela y los anticlinales en caja también presentan un flanco noroeste (flanco delantero) más corto, y los pliegues en caja y anticlinales monoclinales presentan crestas subhorizontales. El buzamiento de los flancos, tanto delanteros como traseros, varía entre  $20^\circ$  y  $45^\circ$  y el ángulo entre flancos varía entre  $90^\circ$  y  $125^\circ$  siendo estructuras de abiertas a suaves.

El buzamiento de los flancos traseros de los anticlinales permanece aproximadamente constante, mientras que el de los flancos delanteros aumenta ligeramente hacia la parte inferior del talud continental. El ángulo entre flancos, por lo tanto, disminuye de las partes proximales a las partes distales. A lo largo del cinturón, el buzamiento medio de los flancos disminuye desde las zonas norte y sur a la zona centro-sur.

La longitud de los flancos traseros varía entre 1,5 km y 4,5 km, la longitud de los flancos delanteros presenta valores de menos de 0,5 km a 2 km y las crestas tienen longitudes de entre 1,5 km y 3 km. La anchura de los anticlinales, medida como la distancia entre dos puntos del techo de los materiales pretectónicos situados en el punto medio de cada uno de sus flancos, varía entre 1,5 km a 4,8 km, siendo ligeramente mayores los que se encuentran en la parte inferior del talud continental. La altura, medida como la distancia perpendicular entre la cresta de un anticlinal a la cresta del sinclinal adyacente, varía entre 0,8 y 1,4 km. Las superficies axiales de los anticlinales de charnela única buzan de  $65^\circ$  a  $80^\circ$  hacia el SE. Tanto las superficies axiales traseras, que separan las crestas de los anticlinales en caja y las de los anticlinales monoclinales de los flancos traseros, como las superficies axiales delanteras, que separan las crestas de los flancos delanteros, buzan entre  $55^\circ$  y  $88^\circ$ ; sin embargo, la superficie axial trasera buza hacia el NO mientras que la delantera buza hacia el SE. Los anticlinales son generalmente asimétricos con vergencia hacia el NO, aunque en algunos casos se han reconocido pliegues simétricos. Aunque las charnelas de los

anticlinales son generalmente redondeadas, también se han reconocido charnelas angulares. El espaciado entre anticlinales sigue aproximadamente la misma tendencia que el espaciado entre cabalgamientos, es decir es mayor en la parte inferior del talud continental y disminuye hacia la parte superior, aumentando de nuevo en la plataforma continental. Por lo tanto, los anticlinales son más estrechos, más abiertos y más cercanos entre sí en la parte superior del talud continental que en la parte inferior.

Los sinclinales presentan flancos NO largos, comunes con los anticlinales, cuyos buzamientos están comprendidos entre 30° y 45° hacia el SE, y con longitudes de 1,5 a 4,5 km. Los flancos SE cortos tienen buzamientos de entre 25° y 35° hacia el NO y sus longitudes varían entre decenas de metros y 1 km. Los ángulos entre flancos están comprendidos entre 100° y 120° siendo estructuras abiertas. Su anchura varía entre 2 y 5 km. Generalmente son pliegues ligeramente asimétricos con superficies axiales subverticales y charnelas redondeadas.

Algunos pliegues situados en el frente de deformación presentan características distintas a las descritas más arriba. Sus particularidades se describen a continuación:

- En la parte más externa del frente de deformación, especialmente en el frente de deformación de la zona central y zona norte, se reconocen anticlinales y sinclinales similares a los descritos anteriormente, pero con vergencias contrarias, hacia el SE. En este caso el flanco noroeste de buzamiento hacia el NO es el flanco trasero y el flanco sureste de buzamiento hacia el SE es el flanco delantero (figura 5.5b).
- Se han reconocido anticlinales de pequeñas dimensiones, con anchuras de alrededor de 2 km y relieves estructurales de unos pocos cientos de metros, en la parte más externa del frente de deformación. Estos pliegues presentan flancos cortos de unos cientos de metros de longitud que pueden alcanzar 35° de buzamiento y flancos traseros de casi 2 km de longitud con buzamientos de 20°. En algunos casos el buzamiento del flanco trasero aumenta hacia la cresta del anticlinal. El ángulo entre flancos es de 125° aproximadamente, o incluso mayor, siendo anticlinales suaves. Las charnelas son redondeadas, son pliegues asimétricos con superficies axiales subverticales, fuertemente inclinadas al SE (pliegues vergentes al NO) o inclinadas al noroeste (pliegues vergentes al SE) (figuras 4.5 y 5.10).

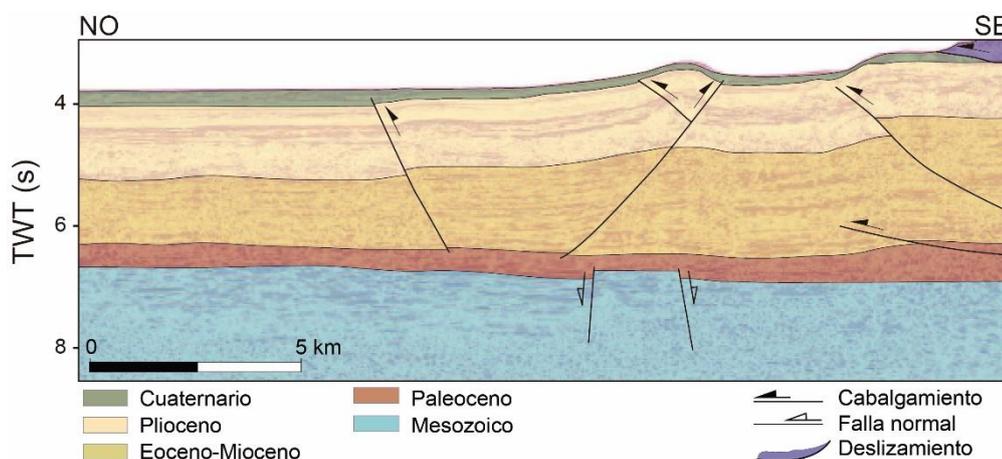


Figura 5.10.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver la geometría de los anticlinales de pequeñas dimensiones. Ver situación en la figura 5.22.

- En la zona sur del SFB el frente de deformación está formado por un gran anticlinal que está separado de otro gran anticlinal, situado en la parte superior del talud, por un gran sinclinal. Estas estructuras presentan anchuras mayores de 10 km y su altura es de casi 3 km. Los flancos traseros presentan longitudes de 10-20 km y buzamientos de 30-50° al SE, y flancos delanteros tienen longitudes de 7-8 km y buzamientos de 20-25° al NO. Son pliegues abiertos con ángulos entre flancos que varían entre 110° y 120°. Las superficies axiales buzanan entre 80° y 85° al SE y al NO. Los pliegues son de simétricos a ligeramente asimétricos con charnelas redondeadas (figura 5.11).

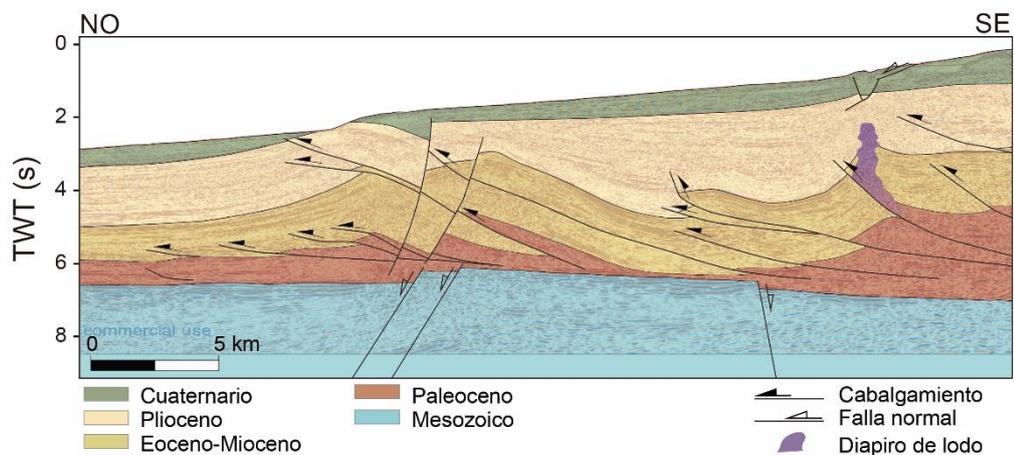


Figura 5.11.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver la geometría de los anticlinales de la zona sur del SFB. Ver situación en la figura 5.22.

### 5.1.6. Interacción pliegues/cabalgamientos

Existe una relación espacial, geométrica y cinemática entre la mayoría de los pliegues y los cabalgamientos desarrollados en el SFB (figuras 4.5, 5.3 y 5.9):

- Las trazas de los cabalgamientos y los anticlinales siguen una misma tendencia en el mapa estructural.
- En general, los flancos delanteros de los anticlinales son cortados por la superficie de cabalgamiento inferior, sus flancos traseros (flanco común entre anticlinal y sinclinal) son paralelos o subparalelos a la falla y los flancos traseros de los sinclinales son cortados por la superficie de cabalgamiento superior. Se han identificado toda clase de relaciones angulares entre superficies de cabalgamiento y pliegues: rampas de bloque superior sobre rellanos y rampas de bloque inferior, y rellanos de bloque superior sobre rampas y rellanos de bloque inferior.
- Los anticlinales situados en el bloque superior de cabalgamientos de buzamiento hacia el SE son vergentes hacia el NO, mientras que los anticlinales situados en el bloque superior de cabalgamientos de buzamiento hacia el NO son vergentes hacia el SE.

Estas observaciones sugieren relaciones genéticas entre pliegues y cabalgamientos siendo interpretados como pliegues relacionados con cabalgamientos, en particular, pliegues de rampa. Con respecto al tipo específico de interacción pliegue/cabalgamiento, tanto la geometría de los anticlinales monoclinales desarrollados en el bloque superior del cabalgamiento, como las superficies axiales traseras buzando en sentido opuesto a la superficie del cabalgamiento y terminando hacia abajo contra ella, sugieren que podrían ser interpretados como pliegues de flexión de falla relacionados con rellanos y rampas de cabalgamiento. Por el contrario, la geometría de anticlinales de charnela única en el bloque superior de los cabalgamientos cuyas superficies axiales centrales terminan contra el cabalgamiento es indicativa de plegamiento por propagación de falla. Los pliegues en caja son pliegues de flexión de falla relacionados con cabalgamientos rellano-rampa-rellano. La mayoría de los distintos tipos de pliegues de rampa tienen un sinclinal de bloque inferior asociado.

Con respecto a los anticlinales más pequeños situados en la parte más externa del frente de deformación del SFB, también existe una relación espacial, geométrica y cinemática entre ellos y los cabalgamientos:

- Las trazas tanto de pliegues como de cabalgamientos tienen una orientación similar.
- Los pliegues se encuentran en los bloques superiores de cabalgamientos. Sin embargo, al contrario que los pliegues desarrollados en el SFB, las capas son aproximadamente planas en los bloques inferiores. En la parte superior, los cabalgamientos discurren a lo largo de la superficie axial de los sinclinales delanteros o la superficie axial de los sinclinales delanteros emana de la terminación del cabalgamiento. En la parte media de la sección, las superficies axiales de los anticlinales delanteros y traseros terminan contra el cabalgamiento. Hacia abajo en la sección, las superficies de cabalgamiento son oblicuas a los flancos traseros de los anticlinales ya que poseen buzamientos mayores (40-45°) que las capas. Los flancos traseros de los anticlinales están separados de las capas planas por superficies axiales de sinclinales traseros que buzando fuertemente en sentido contrario al cabalgamiento y emanan del punto donde el cabalgamiento se bifurca del despege basal. Además, la relación angular entre las superficies de cabalgamiento y las capas en estas estructuras son: rampa de bloque superior sobre rampa de bloque inferior y rellano de bloque superior sobre rellano de bloque inferior.
- En los bloques superiores de cabalgamientos de buzamiento hacia el SE se desarrollan anticlinales de vergencia hacia el NO, mientras que en los bloques superiores de cabalgamientos de buzamiento hacia el NO se desarrollan anticlinales de vergencia hacia el SE.

Así pues, estas observaciones están de acuerdo con pliegues relacionados con cabalgamientos, en particular, pliegues de rampa. Estructuras similares a las descritas han sido interpretadas como pliegues de flexión de falla por cizalla simple en la parte sur del área de estudio (Corredor *et al.*, 2005).

Los grandes pliegues desarrollados en el frente de deformación de la zona sur del SFB tienen la misma orientación que los cabalgamientos, sin embargo, muestran algunas diferencias con respecto a los descritos más arriba, lo que sugiere que deben ser interpretados como pliegues de despegue:

- Aunque los grandes pliegues son cortados y desplazados por cabalgamientos, el desplazamiento es pequeño y no suficiente como para ser responsable de la formación de los pliegues y, además, no parecen ser pliegues de rampa.
- El hecho de que los sedimentos localizados en el núcleo de los anticlinales no aparezcan en la parte inferior de los sinclinales adyacentes, estando los sedimentos más jóvenes directamente sobre el despegue basal, sugiere que ha habido migración de partículas de los sinclinales a los anticlinales. Este fenómeno, conocido como “regional flotante”, se da generalmente en los pliegues despegados (*e.g.*, Wiltschko y Groshong, 2012).
- Además, la longitud del pliegue en dirección longitudinal es pequeña comparada con sus dimensiones en sección, y esta peculiaridad se da en algunos pliegues de despegue. Por lo tanto, las observaciones anteriores.

### 5.1.7. Secuencia de propagación de cabalgamientos/pliegues

En general, la actividad tectónica de cabalgamientos y pliegues asociados formados en el bloque inferior de otros cabalgamientos se produce en tiempos más recientes que la actividad de las estructuras desarrolladas en el bloque superior. Por lo tanto, el desarrollo del sistema imbricado de cabalgamientos y pliegues asociados parece seguir una secuencia de propagación hacia delante (*piggy-back*) de manera general, tanto a escala de unas pocas estructuras como a escala de todo el cinturón, si bien es cierto que pueden aparecer cabalgamientos fuera de secuencia de manera puntual. Las cuencas rellenas por estratos de crecimiento y situadas entre un cabalgamiento y el adyacente son cuencas de tipo *piggy-back* asociadas a pliegues relacionados con fallas de crecimiento. La deformación se propagó de sureste a noroeste y el desarrollo de los cabalgamientos y pliegues relacionados ha sido un proceso iniciado en el Plioceno y que continúa en tiempos recientes. Se han usado tres tipos de criterios para descifrar el tiempo relativo y absoluto de la actividad de los cabalgamientos y pliegues asociados: los estratos de crecimiento, la geometría del fondo marino y la deformación de las estructuras.

- En algunas zonas, los estratos horizontales situados sobre un anticlinal relacionado con un cabalgamiento, o estratos posttectónicos con respecto a la formación de ese anticlinal, pueden mostrar variaciones de espesor y buzamiento sobre otro anticlinal adyacente situado más al noroeste, indicando que esas capas son estratos de crecimiento con respecto a este segundo anticlinal. A su vez, los estratos posttectónicos de ese segundo anticlinal son estratos de crecimiento con respecto a un tercer anticlinal adyacente, situado al noroeste (figura 5.12). Es difícil descifrar si el inicio de la actividad tectónica de estructuras diferentes próximas sigue también una secuencia de propagación hacia adelante o si su actividad ha iniciado simultáneamente. La edad de los estratos de crecimiento y los estratos posttectónicos es pliocena y cuaternaria.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

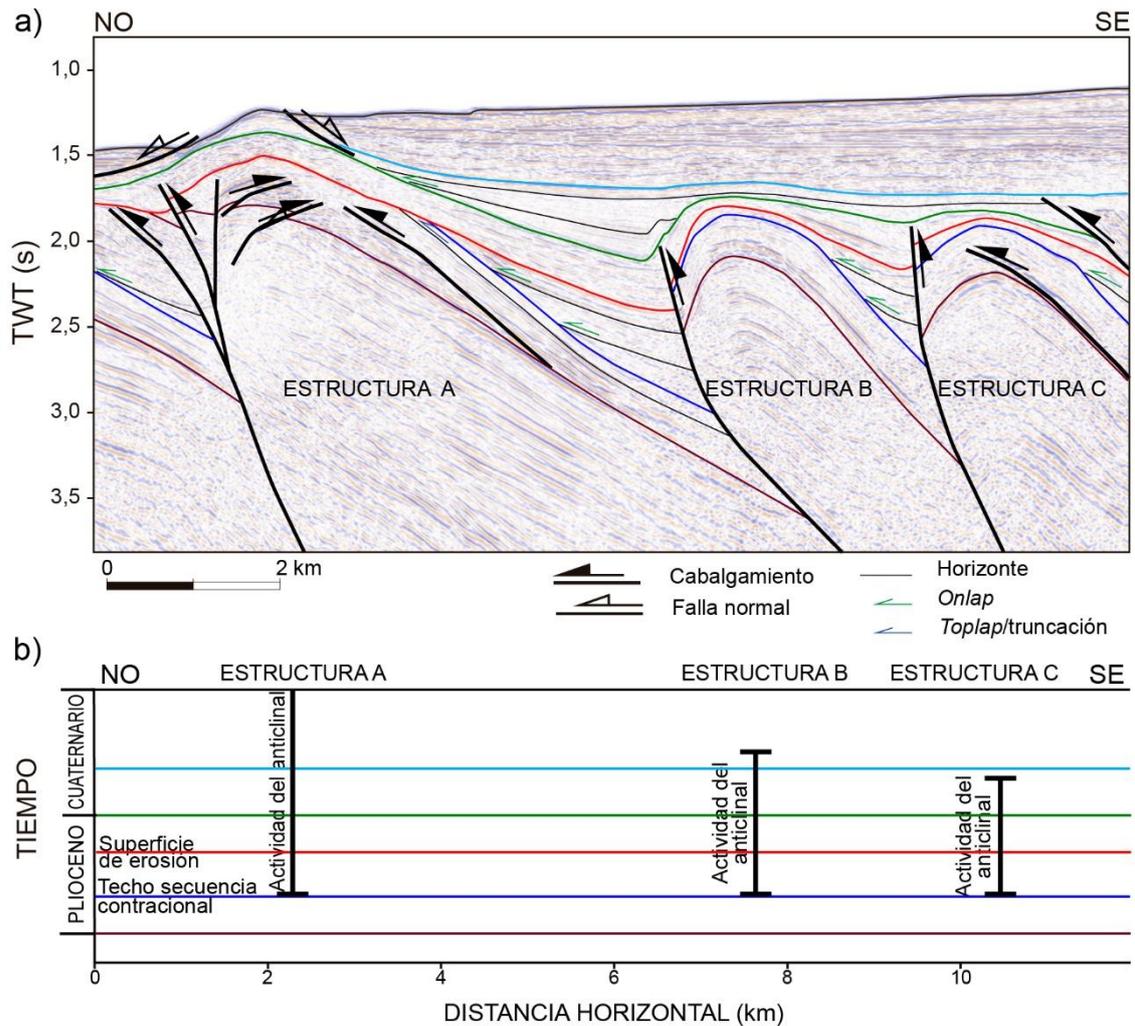


Figura 5.12.- (a) Interpretación de una porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular a las trazas de las estructuras longitudinales en la zona central y (b) gráfica que muestra el tiempo de actividad de las estructuras ilustradas en la figura (a). Ver situación en la figura 5.22.

- El fondo marino situado sobre algunos anticlinales ubicados en la parte noroeste de la zona estudiada muestra una geometría convexa, lo que sugiere que la actividad de estos anticlinales finalizó en tiempos recientes, mientras que hacia el sureste no aparecen ondulaciones en el fondo marino sobre los anticlinales sugiriendo que su actividad finalizó en épocas más antiguas (figura 5.13). A gran escala, las áreas donde el fondo marino no presenta ondulaciones corresponden a la parte superior del talud y a la plataforma continental y las áreas donde el fondo marino es rugoso corresponden en general a la parte inferior del talud continental.

## 5. Estructura del Cinturón de Pliegues de Sinú

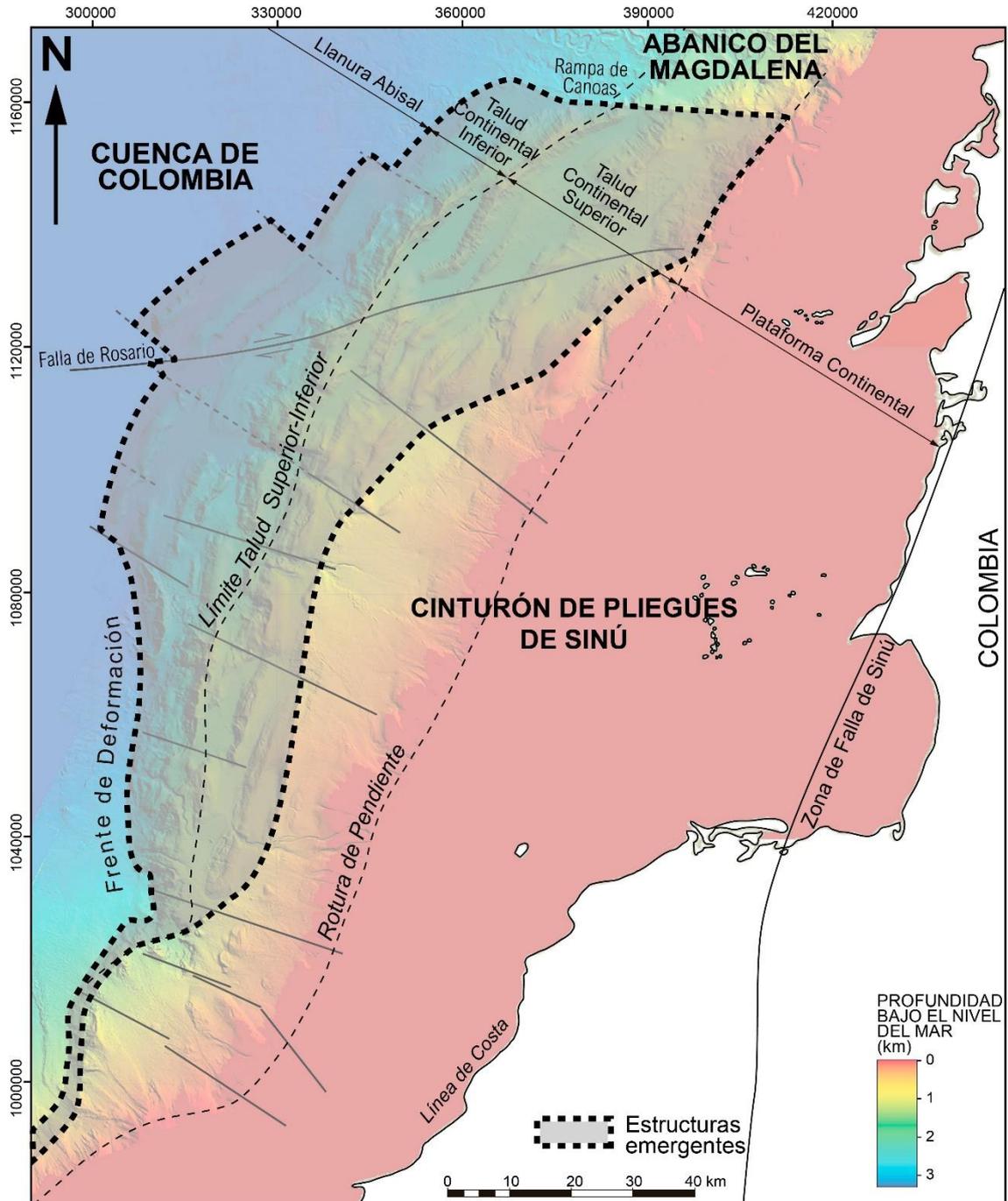


Figura 5.13- Mapa de la zona de estudio señalando la zona donde las estructuras son, en general, emergentes y, por lo tanto, su actividad ha sido reciente (mapa batimétrico de base modificado de Vinnels et al., 2010).

- En las zonas donde el espaciado entre cabalgamientos es pequeño, los cabalgamientos localizados en el bloque superior de otro cabalgamiento tienen mayor buzamiento (figura 5.14). Esto indica que los cabalgamientos situados en el bloque inferior deforman a los situados en el bloque superior siguiendo una secuencia de propagación hacia adelante.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

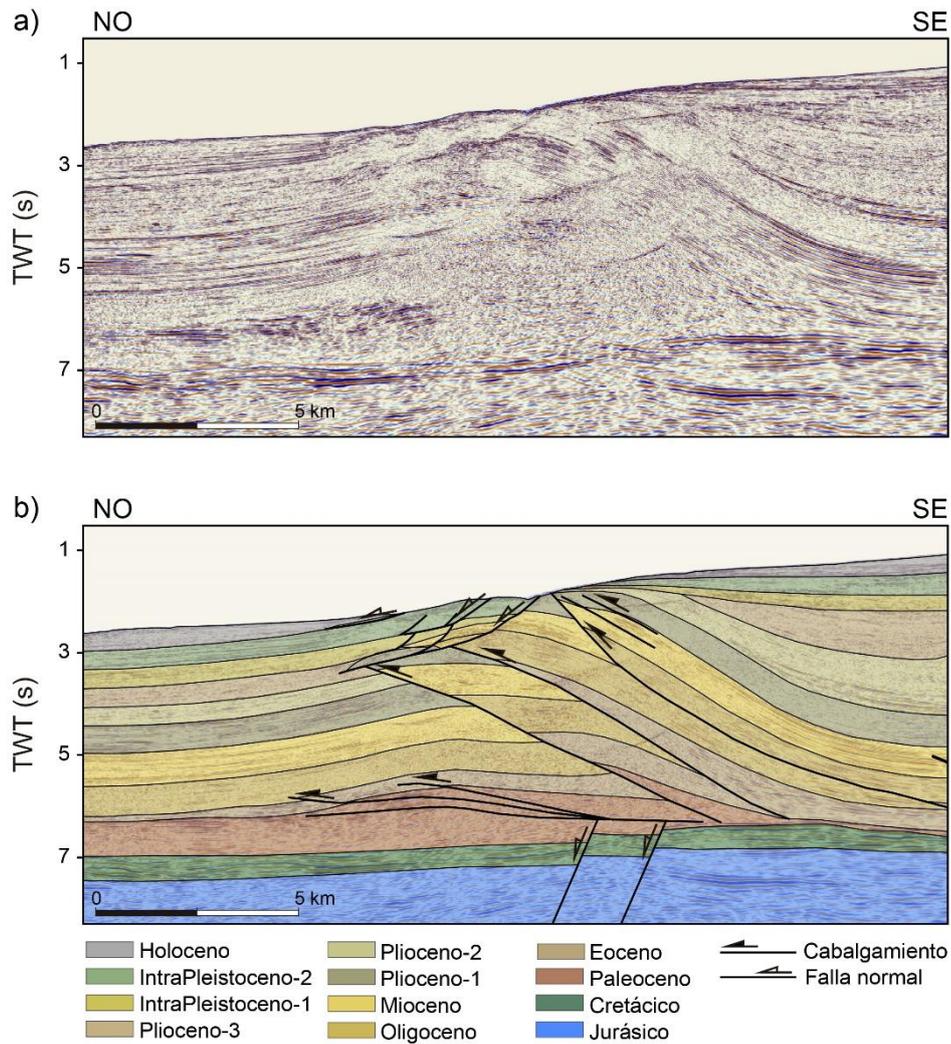


Figura 5.14.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede el mayor buzamiento de los cabalgamientos más antiguos hacia el sureste. Ver situación en la figura 5.22.

Aunque la mayoría de las estructuras siguen una secuencia de propagación hacia delante, también se han reconocido algunos cabalgamientos fuera de secuencia. Los criterios usados para determinar un edad relativa y absoluta son: a) los cabalgamientos fuera de secuencia cortan y desplazan los horizontes subhorizontales depositados sobre los cabalgamientos situados en sus bloques inferiores; b) las fallas normales de talud continental (descritas más adelante), cuyos extremos superiores se sitúan en la parte frontal de los pliegues de bloque superior relacionados con cabalgamientos fuera de secuencia, cortan y desplazan los cabalgamientos situados en sus bloques inferiores; y c) el relieve submarino positivo causado por los cabalgamientos fuera de secuencia y los pliegues de bloque superior relacionados con ellos es mayor que el relieve batimétrico producido por los cabalgamientos y sus pliegues asociados situados en los bloques inferiores de los cabalgamientos fuera de secuencia.

## 5.2. Fallas de tipo *tear*

En el SFB se han interpretado varias fallas subperpendiculares a las estructuras longitudinales desarrolladas, mayormente, en el talud continental (figura 5.1). Para reconocer estas fallas se ha recurrido tanto a la interpretación geológica de los perfiles sísmicos como a los datos de batimetría. El hecho de que estas fallas apenas se hayan interpretado en la plataforma continental podría ser debido a que no se han formado o a que son más difíciles de reconocer ya que el fondo marino es prácticamente plano y horizontal en esa zona. Estas fallas están bien desarrolladas en las zona sur y zona central del SFB, y aparecen de forma esporádica en la zona norte. Son responsables de la segmentación del frente de deformación en la parte central del cinturón. La longitud de estas fallas varía entre 15 km y 40 km aproximadamente y sus rumbos varían entre N104E y N129E, con un rumbo promedio de N117E, y son generalmente subverticales. Algunas de estas fallas se ramifican en fallas menores hacia la parte superior. Ya que estas fallas son aproximadamente perpendiculares a las estructuras longitudinales, en la zona sur tienen un rumbo NO-SE, en la zona central ONO-ESE y en la zona norte el rumbo pasa a ser NO-SE. En la parte inferior del talud continental, donde el número de estas fallas es mayor, la anchura medida de los bloques limitados por estas fallas es de entre 10 y 25 km. Sin embargo, en la parte superior del talud, con un número menor de estas estructuras, los cabalgamientos y pliegues asociados formados entre dos fallas de este tipo pueden alcanzar longitudes de hasta 70 km. Mientras que el rumbo de los pliegues y cabalgamientos asociados es aproximadamente el mismo en los dos bloques de una falla, el número, espaciado, geometría y desplazamiento de estos es diferente (figura 5.15); esto sugiere que estas fallas son coetáneas de los cabalgamientos y pliegues. Además de la relación de perpendicularidad que hay entre estos dos tipos de estructuras, la temporalidad relativa de estas fallas con respecto a los cabalgamientos y pliegues asociados indica que estas fallas son un tipo concreto de fallas de desgarre, son fallas de tipo *tear*.

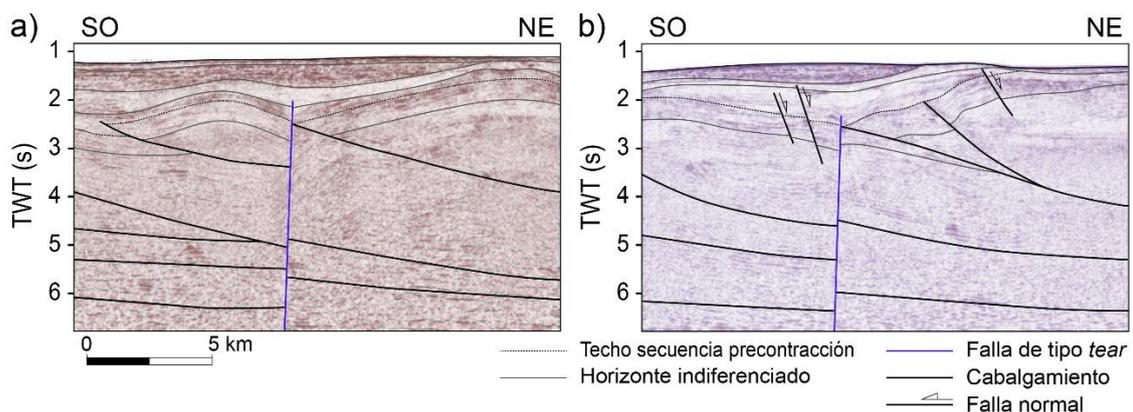


Figura 5.15.- Porciones de líneas sísmicas migradas en tiempo paralelas al cinturón donde se pueden ver dos secciones de una misma falla de tipo *tear*: (a) más distal y (b) más proximal. Ver situación en la figura 5.22.

Algunas de esas fallas muestran sedimentos subhorizontales sobre ellas sugiriendo que su actividad ya había cesado en el momento en que estos se depositaron. En cambio, otras

fallas de este tipo interrumpen la continuidad de los altos batimétricos (cabalgamientos y pliegues relacionados emergentes) causando escalones en el fondo marino, indicando que han sido activas recientemente. Una de estas fallas de tipo *tear* ha sido cortada y desplazada por una falla lateral dextra descrita más adelante (apartado 5.6).

Estas fallas afectan a toda la secuencia estratigráfica involucrada en el prisma y parecen terminar contra el despegue basal sin afectar a la unidad mecánica inferior. Sin embargo, en la parte distal del SFB, cerca del frente de deformación, parece existir una relación espacial entre las fallas de tipo *tear* y las fallas normales de basamento. Debido a la resolución sísmica de la parte inferior de las líneas sísmica no se puede descartar una posible relación de las fallas de tipo *tear* y las fallas normales de la unidad mecánica inferior.

### **5.3. Fallas normales y *toe thrusts* en el talud continental**

En la parte inferior del talud continental es muy común el desarrollo de fallas normales dentro de los sedimentos más someros del SFB. Estas fallas buzcan hacia el NO y se producen normalmente sobre el flanco noroeste, más corto, de algunos anticlinales que muestran expresión batimétrica y sobre los cabalgamientos responsables de los anticlinales. Son estructuras longitudinales que presentan trazas lineares o curvas en mapa. Su rumbo promedio es N021E en la zona central y N036E en la zona norte del SFB, y su tamaño es variable pudiendo alcanzar 25 km de longitud en mapa. Estas fallas son lístricas en perfil y su buzamiento oscila de bajo a moderado. Su longitud en perfil varía entre unos pocos km hasta 10 km, y pueden afectar a sedimentos desde unos cientos de metros hasta 1 km por debajo del fondo marino. Su desplazamiento es de hasta 500 m y desplazan principalmente materiales del Plioceno-Pleistoceno y del Holoceno, aunque las fallas más grandes pueden afectar incluso a horizontes pretectónicos con respecto a las estructuras compresionales, como la parte superior del Mioceno. A menudo, los depósitos que constituyen el bloque superior de estas fallas muestran una estructura interna caótica. Algunas de estas fallas son emergentes, mientras que otras están enterradas. Las fallas emergentes son, en general, más pequeñas, menos profundas e involucran sedimentos más recientes, mientras que las fallas enterradas son normalmente mayores, más profundas y afectan a sedimentos más antiguos. En algunas zonas, se desarrollan fallas normales de segundo orden en la parte más alta de los bloques superiores de fallas normales más grandes y profundas. Los prominentes saltos que algunas de estas fallas normales segundo orden provocan en el fondo marino sugieren que son más jóvenes que las fallas más profundas en cuyos bloques superiores se localizan.

En algunos casos varias fallas lístricas subparalelas forman un sistema imbricado (figura 5.16). Estas fallas se unen en profundidad a un despegue aproximadamente planar coincidente con el reflector que duplica en fondo marino (BSR por sus siglas en inglés, *Bottom Simulating Reflector*) que es la base de la zona de estabilidad de los gas-hidratos, producida por el contraste acústico entre los gas-hidratos y la capa subyacente libre de gas (Shipley *et al.*, 1979). En la parte frontal del despegue de las fallas normales se desarrollan una serie de cabalgamientos delanteros formando un sistema imbricado (*toe thrusts*). Estos cabalgamientos presentan buzamientos de bajos a moderados al E y SE y tienen, en general,

unas dimensiones hectométricas en perfil, aunque pueden incluso exceder el kilómetro. Al igual que las fallas normales, estos cabalgamientos se dirigen al NO y desplazan sedimentos principalmente plio-pleistocenos y holocenos. El buzamiento de los cabalgamientos dentro de un sistema imbricado aumenta desde la parte frontal hacia la parte trasera. Esto indica que la secuencia de propagación fue hacia adelante, de tal manera que los cabalgamientos más jóvenes pliegan a los más antiguos que se encuentran en sus bloques superiores.

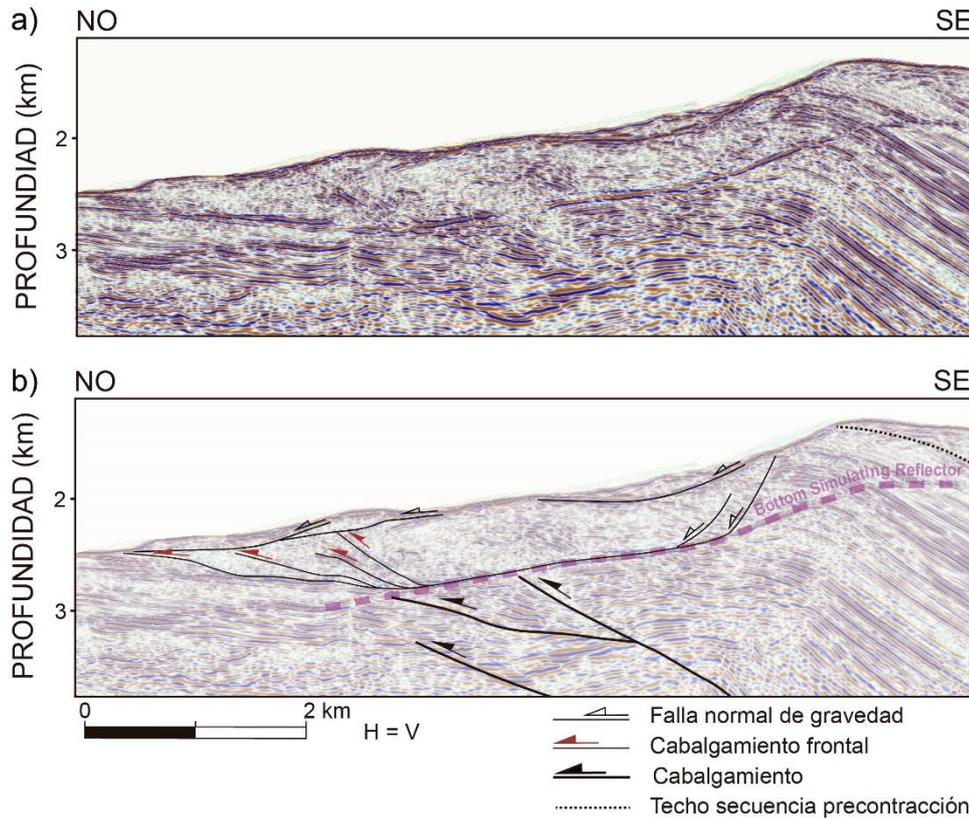


Figura 5.16.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se reconocen fallas normales presentes en los niveles menos profundos la parte inferior del talud continental de la zona norte. Ver situación en la figura 5.22.

La localización de estas fallas normales y *toe thrusts* en relación con el SFB y con las estructuras inferiores, su geometría, orientación, dimensiones, sedimentos involucrados y su relación mutua, sugieren que son fallas que resultan del deslizamiento pendiente debajo de sedimentos de la parte más alta e inclinada de los anticlinales. Así, teniendo en cuenta el origen de las fallas normales y de los *toe thrusts*, y las relaciones de corte de estos con los cabalgamientos y pliegues asociados, se puede concluir que las fallas normales y *toe thrusts* se desarrollaron probablemente después de que los flancos de los pliegues alcanzasen una inclinación mínima necesaria que permitiese el deslizamiento. El hecho de que existan distintas generaciones de fallas en una misma zona indica que ha sido un proceso progresivo coetáneo y posterior con respecto a la amplificación de los pliegues. Las fallas superficiales que provocan cicatrices en el fondo marino del talud continental se han desarrollado en tiempos recientes, mientras que las fallas más profundas son más antiguas.

## 5.4. Diapiros de lodo y fallas normales asociadas

El diapirismo de lodo ha sido previamente reconocido en la plataforma continental y en la parte superior del talud continental (*e.g.*, Shepard *et al.*, 1968; Ramírez, 1969; Duque-Caro, 1979, 1984; Vitali, 1985; Vernet, 1986). Los diapiros son alargados y anchos en la parte central de la plataforma del SFB, mientras que aparecen como cuerpos más pequeños y aislados en las zonas norte y sur del cinturón. Los mayores diapiros forman paredes de hasta 40 km de largo, en dirección NE-SO, y alrededor de 6 km de ancho, en dirección NO-SE, y pueden tener hasta 7-8 km de altura. Los diapiros se han considerado estructuras longitudinales porque los más grandes presentan una forma alargada en mapa, cuyas secciones horizontales son similares a elipses cuyos ejes de elongación están comprendidos entre direcciones N005E y N035E aproximadamente. Los diapiros elípticos ilustrados en el mapa de la figura 5.1 representan la proyección de la parte aproximadamente media del domo o diapiro independientemente de su profundidad (figura 5.1). Estas elipses pueden corresponder a dos tipos de geometrías en 3 dimensiones: por una parte, pueden ser paredes verticales uniformes de lodo y, por otra, pueden ser en realidad intrusiones digitiformes que se independizan al ascender a partir de un mismo cuerpo dúctil en profundidad. En general, los bordes laterales de los diapiros son verticales o fuertemente inclinados. Aunque la forma de los diapiros individuales en 3 dimensiones es pseudo-cilíndrica, estos pueden estrecharse o ensancharse hacia arriba, o pueden presentar estrechamientos en la parte media. La estructura interna de estos cuerpos se caracteriza por tener reflectores caóticos transparentes que no son coherentes con los reflectores continuos que aparecen fuera del diapiro y que constituyen las rocas encajantes (figura 5.17). En las terminaciones laterales de alguna pared de material dúctil, al suroeste y noreste, se puede ver un diapirismo incipiente en profundidad, en forma de almohadillas.

En la plataforma continental, tanto los sedimentos superiores del encajante localizados sobre las crestas de los diapiros de lodo como los sedimentos atravesados por los diapiros muestran geometrías de tipo antiformal en sección como consecuencia de la intrusión del diapiro. Estos antiformes son estrechos, de alrededor de 1 km de ancho, con charnelas redondeadas, superficies axiales subverticales y se disponen a lo largo de los diapiros. Entre los antiformes con núcleo de lodo los sedimentos se pliegan formando sinclinales abiertos de varios kilómetros de ancho. El buzamiento y longitud de los flancos de los sinclinales es variable, sus charnelas son redondeadas, las superficies axiales son verticales o fuertemente inclinadas y estos pueden ser simétricos o asimétricos. Pueden interpretarse como sinclinales periféricos desarrollados alrededor de domos con núcleo de lodo. En algunas regiones de la plataforma, donde se han interpretado fallas normales lítricas con anticlinales de tipo *rollover* asociados, se reconocen diapiros relacionados con estos anticlinales cerca de la superficie de las fallas. Este tipo de fallas lítricas y pliegues asociados se describirán más adelante. En el talud continental, algunos diapiros parecen haberse desarrollado en el núcleo de anticlinales de bloque superior relacionados con cabalgamientos.

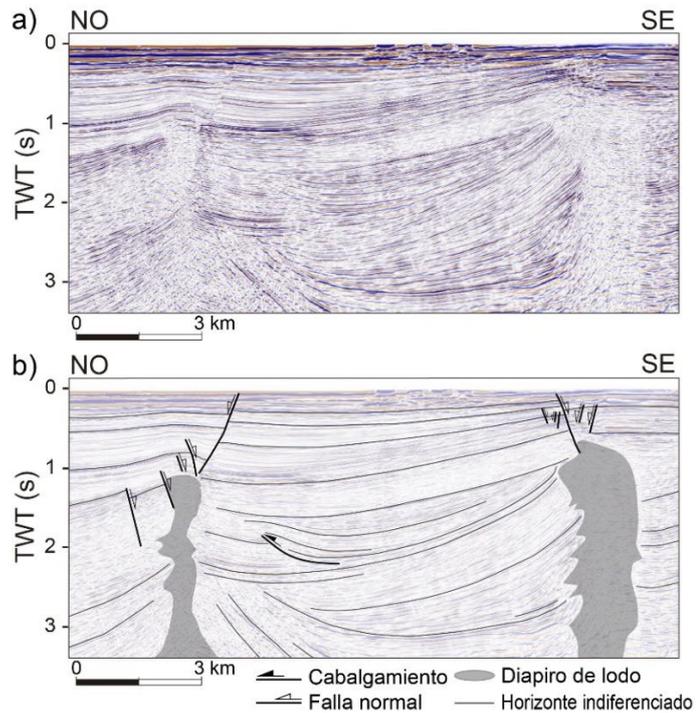


Figura 5.17.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se reconocen diapiros de lodo y fallas normales de colapso en las zonas de cresta de los diapiros. Ver situación en la figura 5.22.

En algunos casos, aparecen fallas normales de pequeñas dimensiones interrumpiendo la morfología de los sedimentos que se encuentran sobre las crestas de los diapiros y alrededor de los límites laterales de diapiros. Estas fallas buzcan en diferentes direcciones, pero, en general, las fallas que se encuentran en la parte noroeste de los diapiros buzcan al sureste y las fallas situadas al sureste buzcan al noroeste. Los desplazamientos son pequeños y dan lugar a la formación de estructuras de tipo *graben*. Estas fallas se interpretan como fallas normales causadas por colapso en la cresta de un diapiro.

El diapirismo es responsable de la perforación y plegamiento de sedimentos y de algunas superficies de cabalgamientos en profundidad. Algunos diapiros perforan toda la secuencia sedimentaria hasta casi alcanzar el fondo marino, el cual adquiere forma de domo, indicando que han sido emplazados en tiempos recientes. Además, algunas de las fallas normales desarrolladas en la cresta de algunos diapiros que no llegan a la superficie cortan y desplazan sedimentos someros cercanos al fondo marino, lo que también indica una edad reciente de los diapiros, aunque no hayan alcanzado la superficie. Esta observación está apoyada por el hecho de que se hayan documentado volcanes de lodos tanto en el continente como en la plataforma continental (e.g., Duque-Caro, 1984; Vernet *et al.*, 1992; Toto y Kellogg, 1992; Aristizábal *et al.*, 2009). Por el contrario, algunos diapiros son relativamente profundos y ni la geometría de antiforame de los sedimentos situados sobre el domo ni las fallas desarrolladas en sus crestas alcanzan el techo de la secuencia estratigráfica, siendo más difícil determinar la temporalidad de estas estructuras con precisión.

Los diapiros coexisten con fallas normales presentes en la plataforma continental descritas más adelante, aunque la relación entre estas estructuras puede tener varias interpretaciones (ver apartado 14.1).

## 5.5. Fallas normales en la plataforma continental

Se han identificado una serie de fallas normales de gran tamaño que se disponen subparalelas a las estructuras principales y que están restringidas al área de la plataforma continental. Estas fallas, interpretadas como estructuras longitudinales, coexisten con diapiros de lodo y sus estructuras relacionadas, y también con cabalgamientos y pliegues asociados. Aparecen principalmente en la zona central y zona norte del cinturón, mientras que no se han reconocido en el saliente sur, aunque no se descarta que puedan estar situadas más al sureste, costa adentro. La orientación de estas estructuras está comprendida en un rango de entre N024E y N042E. Su orientación promedio varía en dirección longitudinal, siendo de N024E, N030E y N037E en la parte suroeste, centro, y noreste del saliente principal, respectivamente. La superficie de falla puede ser plana o lítrica en perfil, buzando tanto al noroeste como al sureste, siendo más frecuentes y acumulando más desplazamiento las que buzan hacia el NO y de mayor tamaño las que buzan hacia el SE. La longitud de la traza de estas fallas normales dentro del saliente principal aumenta hacia el norte, siendo de unos 15 km en la zona centro-sur, de 25-30 km en la zona centro-norte y de 25-35 km en la zona norte. En los bloques superiores de las fallas normales de geometría lítrica se han identificado anticlinales suaves, interpretados como pliegues de tipo *rollover*, resultado del movimiento normal a lo largo de estas fallas. Donde estos bloques superiores se hunden, las capas que están por encima de los sedimentos pre-tectónicos presentan geometría de cuña que se abre hacia la superficie de falla a la que están asociados y los buzamientos en estas capas disminuyen hacia arriba en la sección hasta alcanzar la horizontalidad. Esta disposición de capas corresponde al relleno de *semigrabens*. En los bloques superiores de algunas fallas normales principales aparecen fallas normales antitéticas de con longitudes y desplazamientos menores.

Se distinguen dos tipos de fallas normales de acuerdo con los sedimentos que involucran (figura 5.18):

- Por una parte, se han identificado una serie de fallas profundas que involucran toda, o prácticamente toda, la secuencia estratigráfica que forma el SFB (desde el Paleógeno al Cuaternario). Estas fallas buzan generalmente al SE y en profundidad llegan al despegue basal.
- Por otra parte, aparecen una serie de fallas menos profundas que involucran sedimentos del Neógeno y del Cuaternario, y que buzan hacia el NO. Estas fallas se horizontalizan dentro de los sedimentos miocenos o pliocenos convirtiéndose hacia el noroeste en *toe thrusts* de buzamiento hacia el SE con sus pliegues asociados.

La mayoría de estas fallas normales de plataforma continental han sido reactivadas posteriormente con movimiento inverso, y/o han permanecido inactivas durante un largo periodo de tiempo reactivándose de nuevo como fallas normales más recientemente. Esto demuestra que la actividad tectónica ha sido discontinua o en pulsos. Estas fallas reactivadas se han identificado únicamente en la zona norte del cinturón, y presentan unas características distintivas que se describen a continuación (figura 5.19).

## 5. Estructura del Cinturón de Pliegues de Sinú

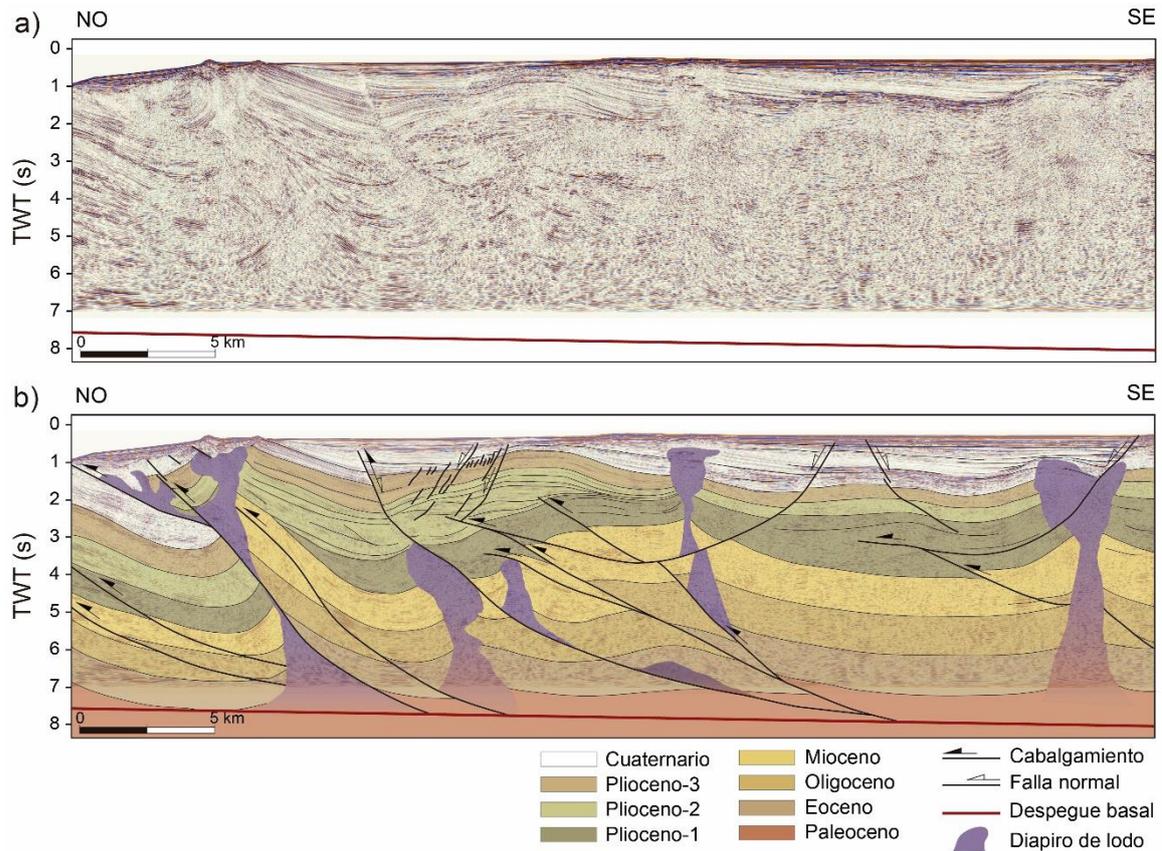


Figura 5.18.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se pueden ver los dos tipos de fallas normales de la plataforma continental. Ver situación en la figura 5.22.

En las fallas normales que muestran evidencia de reactivación como fallas inversas, la geometría de parte de los sedimentos del bloque superior indica una sedimentación coetánea al movimiento normal a lo largo de las fallas y los puntos de corte con estos sedimentos indican un movimiento normal. Sin embargo, los puntos de corte con los horizontes más jóvenes indican un movimiento inverso. La magnitud de la reactivación como falla inversa es normalmente pequeña, dado que en general los puntos de corte con los horizontes sincrónicos con el movimiento normal aún mantienen un salto normal, por lo que se trata de una reactivación positiva leve. Localmente, la magnitud de la reactivación como falla inversa es mayor. En el ejemplo de la figura 5.19, donde los sedimentos sinextensión del Plioceno-2 se depositaron durante el desarrollo del *rollover* inferior en una fase de extensión local. La reactivación de la falla como inversa elevó el bloque superior de tal manera que los puntos de corte del techo de la capa que registró la extensión pasarían a tener un salto inverso, y los sedimentos más próximos a la falla se erosionaron, como queda evidenciado por los reflectores truncados. En el Plioceno-3 los sedimentos reflejan una nueva fase local de extensión y, tras otra fase de contracción en el cuaternario, los puntos de corte de todos los sedimentos de crecimiento muestran un salto final inverso, pero de magnitudes distintas.

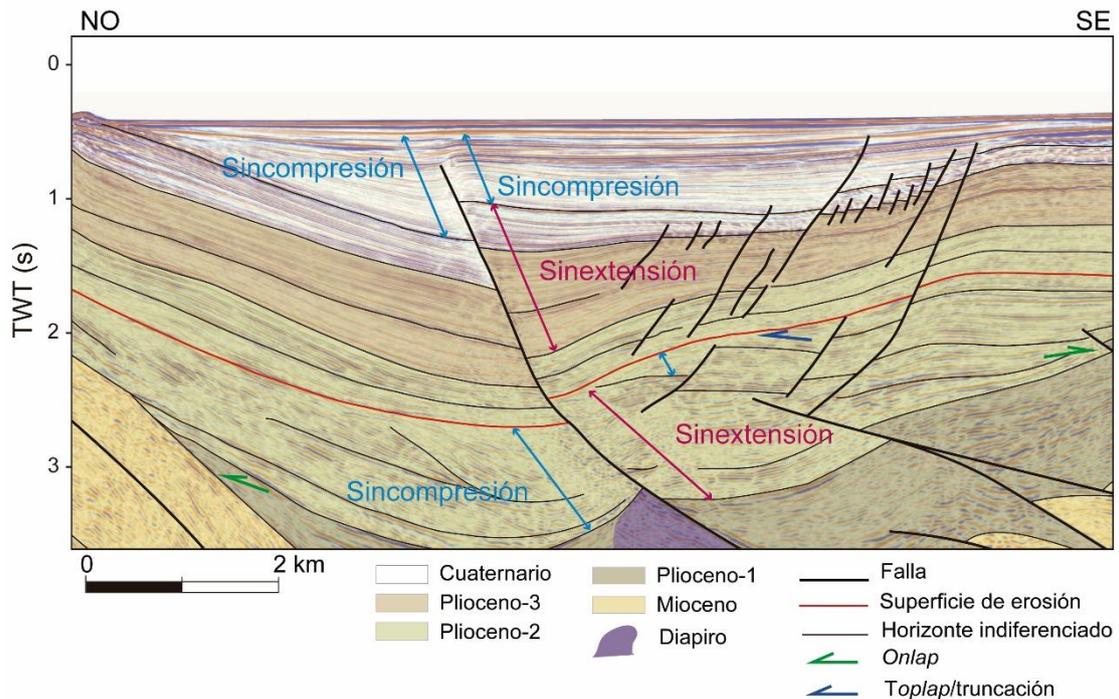


Figura 5.19.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón donde se pueden ver las distintas fases de extensión-compresión relacionadas con la actividad de fallas normales en la plataforma continental de la zona norte del SFB. Detalle de la figura 5.22.

En las fallas normales que muestran evidencias de reactivación como fallas normales, parte de los sedimentos del bloque superior muestran geometrías coherentes con una sedimentación normal sintectónica asociada y unos puntos de corte con la falla que apuntan a un movimiento normal. Los sedimentos que están por encima no indican actividad tectónica sincrónica a la sedimentación, pero sus puntos de corte con la falla presentan saltos normales y los sedimentos más jóvenes vuelven a mostrar una geometría consistente con una sedimentación sintectónica asociada a un movimiento normal, indicado también por el desplazamiento normal de los puntos de corte con la falla. La evidencia de la reactivación normal de algunas de estas fallas se encuentra en los escarpes del fondo marino, con una zonas hundidas y elevadas correspondientes a los bloques de falla superiores e inferiores, respectivamente.

Establecer la edad absoluta y relativa de estas fallas es complejo dado que algunas de estas fallas normales actúan simultáneamente al desarrollo de diapiros de lodo y/o cabalgamientos y pliegues asociados. Las fallas normales se desarrollaron aproximadamente durante el depósito de los sedimentos del Plioceno medio, como indica la geometría de estos sedimentos en los bloques superiores de las fallas. La reactivación inversa y normal de algunas de estas fallas tuvo lugar durante el depósito de los sedimentos del Plioceno y Pleistoceno, evidenciado por la geometría consistente con un depósito sintectónico. Otras reactivaciones se produjeron en tiempo recientes como muestran los escalones formados en el fondo marino afectado por la actividad de estas fallas.

## 5.6. Falla de desgarre

En la zona centro-norte del SFB, y en parte de la cuenca de Colombia adyacente, se ha identificado una estructura que corresponde a la falla de Rosario (Vermette *et al.*, 1992; Ruiz *et al.*, 2000) con una traza oblicua a las estructuras longitudinales. La falla de Rosario presenta una longitud mínima aproximada de 90 km y una traza aproximadamente recta en mapa con un rumbo medio de N085E (figura 5.1). Esta falla corta y desplaza cabalgamientos y pliegues relacionados, así como a una falla de tipo *tear* y es responsable de la forma escalonada del frente de deformación en la zona central del cinturón. De acuerdo con el desplazamiento aparente causado por esta falla en el mapa, se trata de una falla de desgarre dextro. El desplazamiento, usando la falla de tipo *tear* situada en el frente de deformación como marcador de referencia, es de aproximadamente 10 km. La longitud requerida por la falla para disminuir gradualmente su salto horizontal de 10 km en el frente de deformación a 0 km en su terminación este es de 75 km aproximadamente. Asumiendo un comportamiento similar hacia el oeste, la falla de Rosario debería extenderse decenas de kilómetros dentro de la cuenca de Colombia. Al este de su terminación este, la traza en mapa de los cabalgamientos es ondulada. Ya que esta ondulación es coherente con el movimiento lateral dextro de la falla, se podría explicar cómo una acomodación dúctil del desplazamiento a lo largo de la falla tras su terminación. Se aprecia también un ligero cambio en el rumbo de las estructuras a través de la falla; el rumbo medio de los cabalgamientos y pliegues asociados en el bloque sur es de N030E, mientras que en el bloque norte el rumbo medio es cercano a N040E. Dado que la falla de Rosario es prácticamente recta y muestra un movimiento de desgarre, es difícil explicar el cambio de orientación de las estructuras longitudinales sólo como un efecto del movimiento de la falla, por lo que puede que la falla se desarrollara en un área donde ya existiese un cambio previo en las orientaciones de las estructuras relacionado con su propio desarrollo. Las medidas de batimetría muestran que el bloque sur de la falla de Rosario es menos profundo que el bloque norte (figura 5.20). Así, en algunas zonas del bloque sur el fondo marino está aproximadamente 500 m por encima del fondo marino del bloque norte. A simple vista estas observaciones podrían ser interpretadas como el resultado de un movimiento oblicuo de la falla de Rosario, con una componente de desgarre y otra en buzamiento que causaría el hundimiento del bloque norte de la falla. Sin embargo, dado que la falla se desarrolla principalmente en el talud continental y en la llanura abisal, su desplazamiento lateral dextro haría que las áreas más someras del talud continental del bloque sur entraran en contacto con las áreas más profundas de la llanura abisal del bloque norte, sin que existiera componente de movimiento según el buzamiento de la falla. Por lo tanto, sin disponer de más datos, no se puede precisar si el movimiento de la falla de desgarre de Rosario ha tenido o no una componente vertical.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

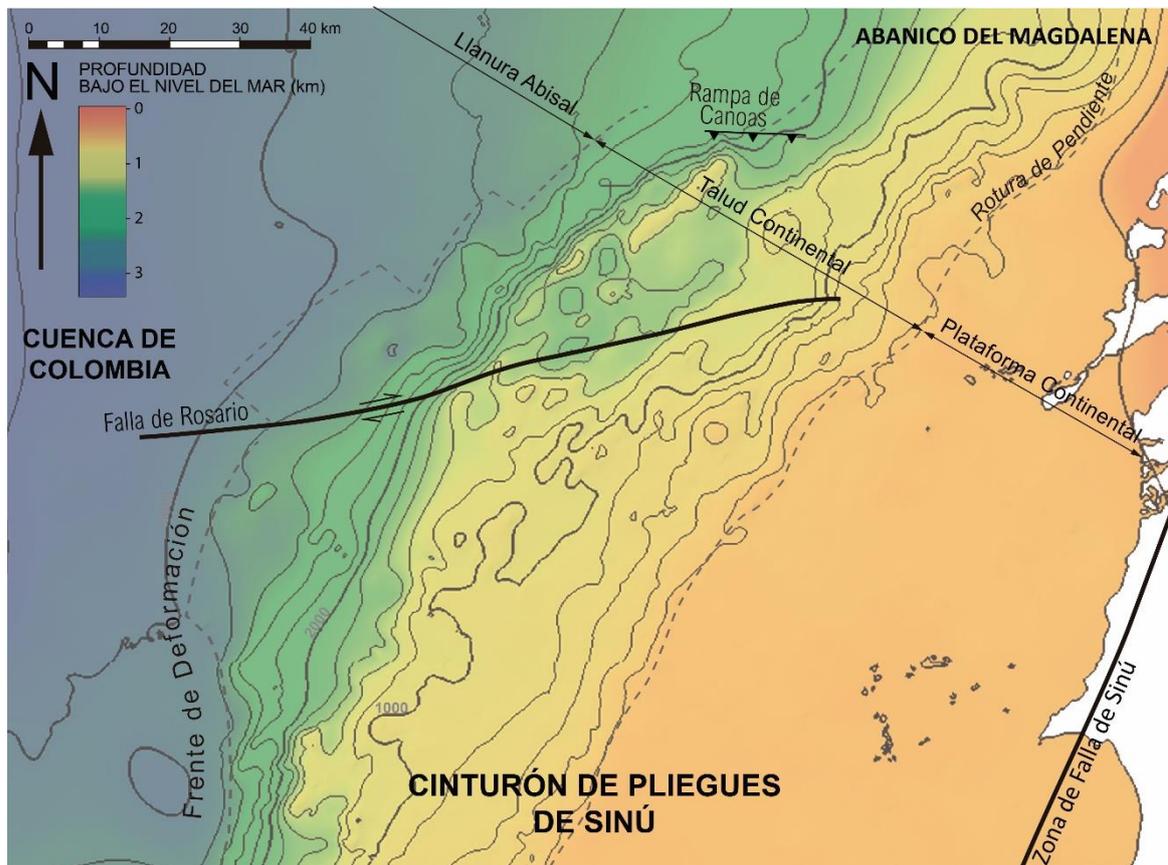


Figura 5.20.- Mapa de profundidad del fondo marino de la zona norte del SFB con la posición de la falla de desgarre de Rosario. Ver situación en la figura 5.22.

La edad relativa y absoluta de la falla de Rosario se puede acotar teniendo en cuenta dos factores: a) que la morfología del fondo marino refleje su trazado indica que el movimiento tuvo lugar hasta tiempos recientes (figura 5.20); y b) el hecho de que la falla corte y desplace cabalgamientos y pliegues asociados, así como fallas de tipo *tear*, situados en el frente de deformación y por lo tanto desarrollados tiempos recientes, implica que la actividad de la falla de Rosario es relativamente joven. En la figura 5.21 se ve como el bloque superior de un cabalgamiento corta la parte superior de la falla de Rosario, y a su vez está cortado por una falla normal que tiene un fuerte buzamiento hacia el noreste. Estas relaciones de corte demuestran que la actividad de la falla de Rosario y la de los cabalgamientos es prácticamente simultánea en esa zona y que la falla de Rosario comprende una zona, más que un plano, donde el movimiento de desgarre, con cierta componente de salto normal, se releva entre varias estructuras.

## 5. Estructura del Cinturón de Pliegues de Sinú

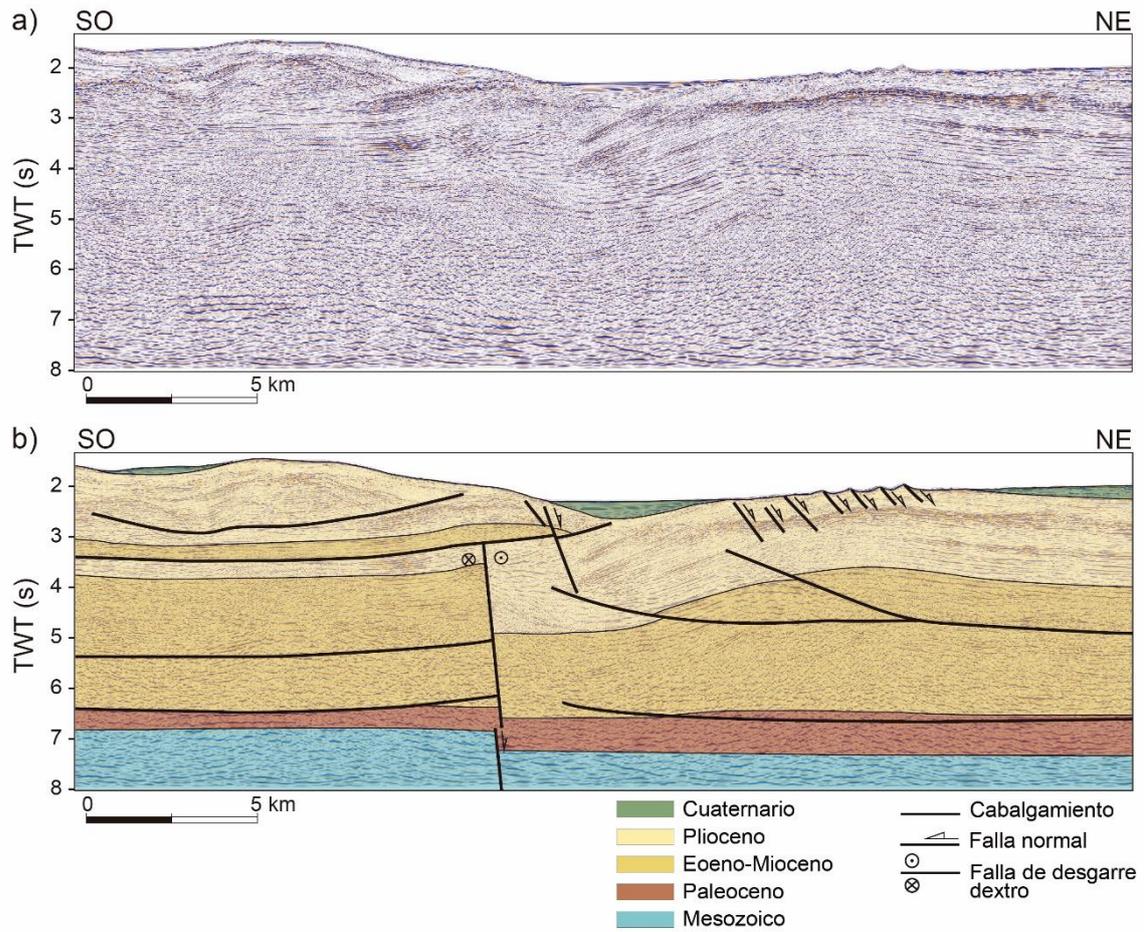


Figura 5.21.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo paralela al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se identifica la falla de desgarre de Rosario en sección y las estructuras presentes en los dos bloques de la falla. Ver situación en la figura 5.22.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

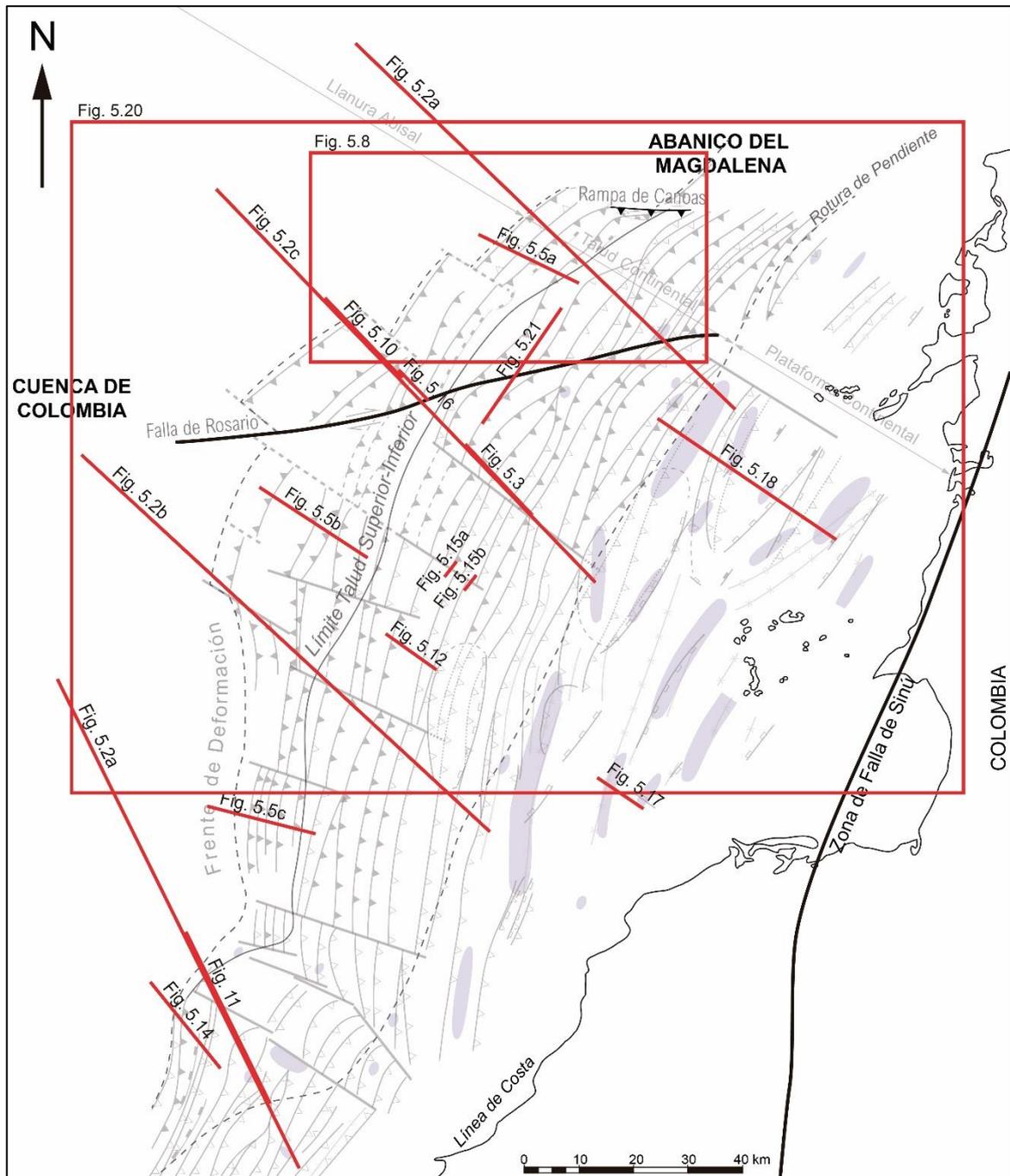


Figura 5.22.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo.

## 6. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE COLOMBIA

La cuenca de Colombia es una cuenca alargada, con unas dimensiones de 1500 km de largo en dirección SO-NE y menos de 500 km de ancho en dirección NO-SE (figura 2.1). Sus límites son: al norte el escarpe de Hess, el Cinturón de Pliegues de Panamá al suroeste y el Cinturón Plegado del Sur del Caribe al sureste, al este el alto de Beata y la brecha de Aruba que lo separan de la cuenca de Venezuela y al oeste Costa Rica y el arco volcánico de Panamá (Case y Holcombe, 1980). La parte estudiada de esta cuenca está rellena principalmente por sedimentos cenozoicos (cobertera), subhorizontales, depositados sobre rocas sedimentarias de la parte superior del Jurásico y del Cretácico y rocas ígneas (basamento) (figura 6.1). Este basamento está afectado por fallas generalmente normales, aunque también se desarrollan algunas estructuras positivas similares a altiplanos (figura 6.2). Las fallas normales son responsables de una topografía, irregular asociada a bloques levantados y hundidos, identificada en la zona central y zona sur. Al norte de la falla de Rosario apenas se han reconocido fallas afectando al basamento o a la secuencia de edad cretácico-paleocena. Por otro lado, se han identificado varias estructuras en la unidad cretácica con geometría cónica por delante del frente de deformación en la zona norte, que no parecen tener origen sedimentario (figura 6.1b y 6.2a), y que no se han identificado más al sur.

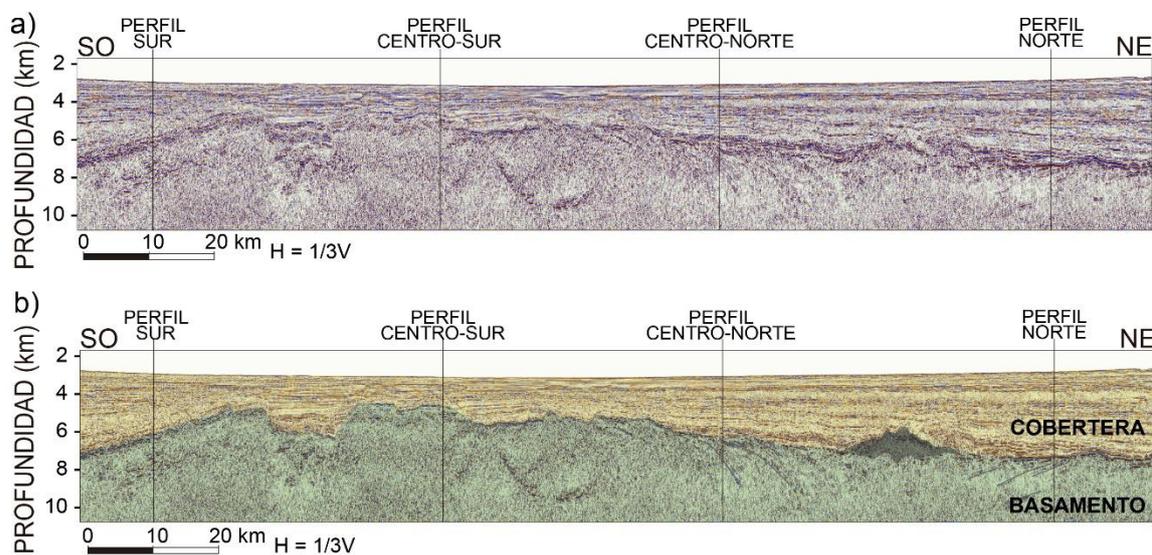


Figura 6.1.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad paralela al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se diferencian la cobertera cenozoica y el basamento mesozoico de la cuenca de Colombia. Se indica la intersección de las líneas convertidas a profundidad perpendiculares al SFB. Ver situación en la figura 6.6.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

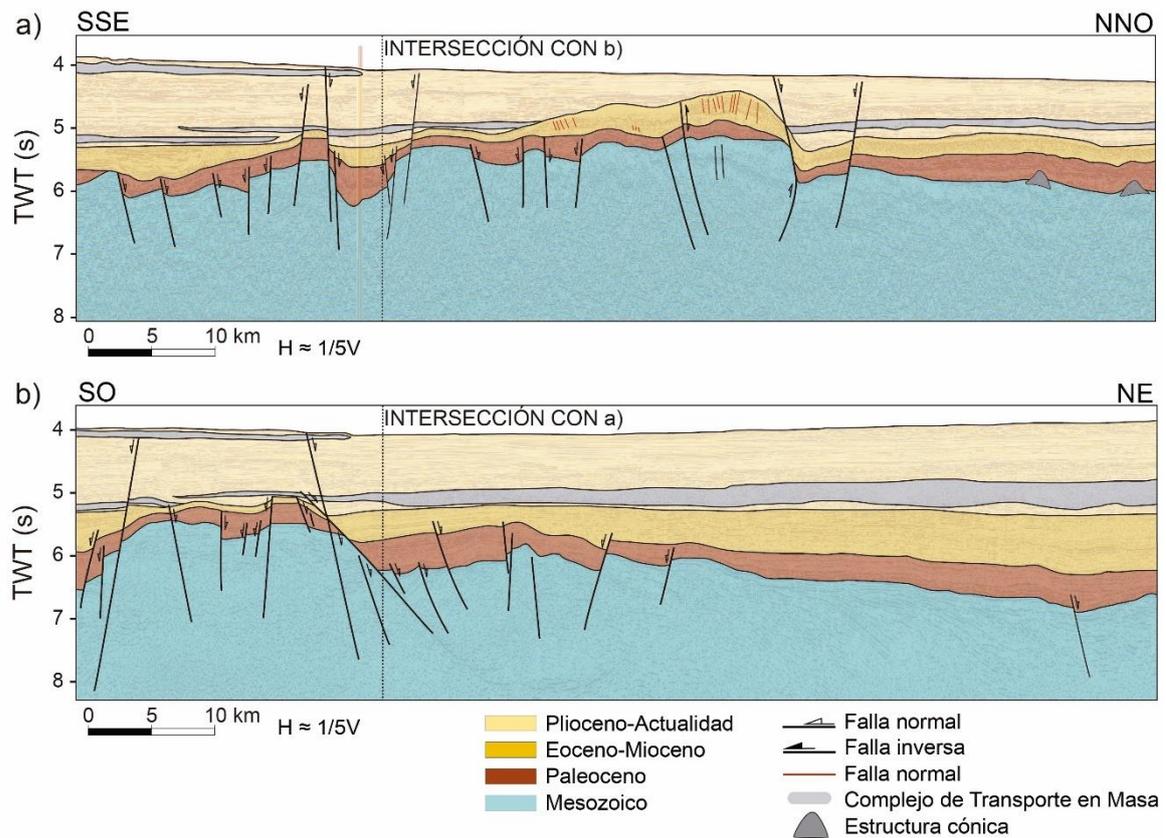


Figura 6.2.- Porción de dos líneas sísmicas a través de la cuenca de Colombia migradas en tiempo, (a) oblicua y (b) paralela al cinturón, donde se pueden ver fallas normales afectando tanto al basamento como a la cobertera. Ver situación en la figura 6.6.

## 6.1. Fallas normales NE-SO

Tanto en la cuenca de Colombia como bajo el SFB se han identificado fallas planas de dirección NE-SO y buzamientos de fuertes a moderados (desde  $60^\circ$  a  $80^\circ$  aproximadamente) tanto hacia el SE como hacia el NO. Estas fallas presentan un espaciado de escala kilométrica formando *horsts* y *grabens* limitados por fallas de hasta 40 km de longitud en dirección longitudinal (figura 6.3). En general, los *grabens* son asimétricos ya que; a) las fallas de buzamiento hacia el NO normalmente buzanan más que las que buzanan hacia el SE; b) el desplazamiento es acomodado por una falla principal en uno de los límites del *graben* mientras que en el otro borde el desplazamiento es acomodado por varias fallas; c) un horizonte puede sufrir mayor desplazamiento a lo largo de la falla que limita el *graben* al NO que a lo largo de la falla que lo limita al SE o viceversa; y d) los horizontes dentro de los *grabens* no son necesariamente paralelos entre sí, sino que algunos horizontes pueden buzanan en el mismo sentido que las fallas que limitan el *graben* en un lado o en el otro. El desplazamiento a lo largo de estas fallas puede alcanzar cientos de metros, hasta un kilómetro, y normalmente disminuye hacia arriba en la secuencia estratigráfica.

## 6. Estructura de la cuenca de Colombia

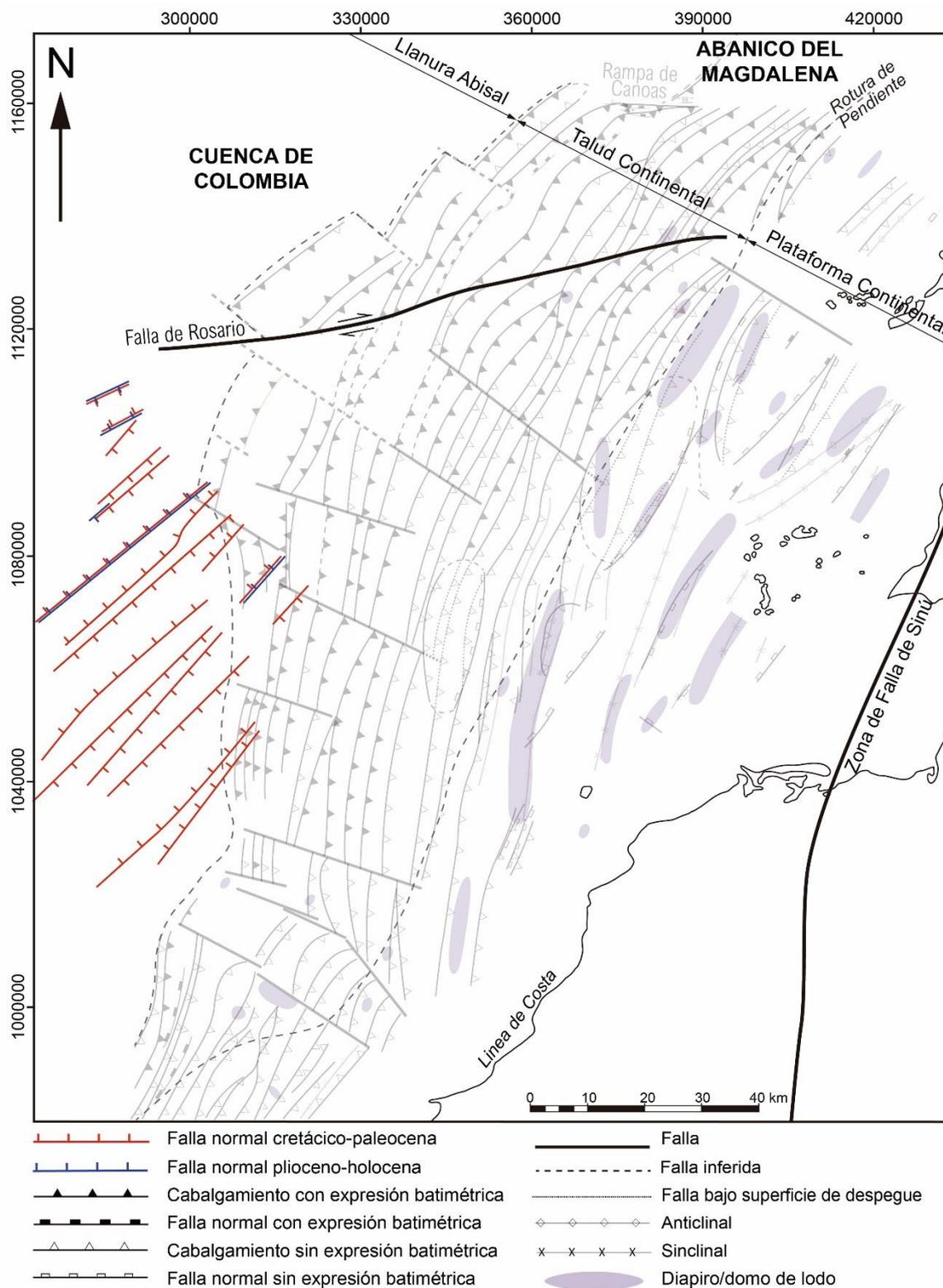


Figura 6.3.- Mapa de la zona de estudio mostrando la situación de las fallas normales y fallas normales reactivadas en la cuenca de Colombia adyacente al SFB. Ver situación en la figura 6.6.

Estas fallas fueron activas durante el Cretácico y el Paleoceno (no está claro si fueron activas también durante el Jurásico), como queda demostrado por la geometría y el mayor espesor de los sedimentos en los bloques de falla superiores, y porque la terminación superior de algunas fallas está situada dentro de los sedimentos del Paleoceno y no alcanza

unidades estratigráficas superiores (figura 4.10). Sin embargo, algunas de estas fallas normales también cortan y desplazan sedimentos del Eoceno, Oligoceno y Mioceno, mientras que la base del Plioceno no está afectada, sugiriendo que fueron activas durante el Paleógeno superior y el Neógeno inferior (figura 4.12).

La presencia y abundancia de estas fallas normales, junto con sus notables desplazamientos, podrían sugerir una zona de fosa tectónica en la porción sur de la cuenca de Colombia desarrollado durante el Cretácico y Paleoceno. La actividad de estas fallas con menor intensidad durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno sugiere que en este periodo la fosa tectónica se abortó y comenzó una etapa de subsidencia que será discutida en capítulos posteriores.

## **6.2. Fallas normales NE-SO reactivadas como fallas normales**

Algunas de las fallas normales descritas en el apartado anterior se reactivaron con movimiento normal y se propagaron hacia arriba en la sección cortando y desplazando sedimentos más jóvenes (Plioceno y Cuaternario) (figura 6.2 y 6.3). La reactivación se reconoce porque, aunque el desplazamiento normal se mantiene, se aprecia una notable diferencia en la cantidad de desplazamiento entre sedimentos más antiguos y más jóvenes cortados y desplazados por estas fallas. El desplazamiento normal, medido empleando los puntos de corte del Cretácico y Paleoceno (y Eoceno, Oligoceno y Mioceno en algunos casos), es mucho mayor (cientos de metros) que el sufrido en horizontes más jóvenes (decenas de metros). Localmente se han interpretado algunas fallas someras, cuyas profundidades en sección se aproximan a 1 km y desplazan sedimentos posteriores al Mioceno. Estas fallas muestran desplazamientos muy pequeños, de decenas de metros, y no están conectadas con las fallas más profundas. La dirección de las fallas reactivadas y la de las fallas más modernas es NE-SO, es decir subparalelas al SBF, y sus buzamientos varían entre moderados y altos tanto hacia el NO como hacia el SE. Los segmentos de la parte superior de las fallas reactivadas que afectan a los sedimentos posteriores al Mioceno tienen menores buzamientos (entre 60° a 70°) que los segmentos de la parte inferior los cuales involucran sedimentos premiocenos.

La reactivación de las fallas normales como fallas normales, así como el desarrollo de fallas relativamente recientes de nueva creación que involucran sedimentos posteriores al Mioceno, tuvo lugar en tiempos recientes, tal y como se ve en sedimentos presentes cerca del fondo marino, los cuales son más potentes en los bloques superiores de las fallas. Algunas de estas fallas parecen dar lugar a escarpes en el fondo marino, aunque pueden quedar enterrados por complejos de transporte en masa u otros sedimentos que se depositan discordantes sobre las terminaciones superiores de las fallas. En general, en la parte de la cuenca de Colombia situada frente a la zona centro-sur del SFB, que es donde se han reconocido estas fallas, la actividad de las fallas situadas hacia el noroeste es más reciente que la de las fallas situadas hacia el sureste.

El hecho de que estas fallas reactivadas como normales sean subparalelas a las estructuras principales del SFB, que están relativamente cerca del frente de deformación y que se

desarrollaron en tiempos recientes, como muchas de las estructuras del SFB, sugiere que existe cierto control sobre ellas por parte del cinturón. Por otra parte, la poca cantidad de desplazamiento a lo largo de estas fallas, así como la poca cantidad de fallas reactivadas, implica que la cantidad total de extensión es reducida. La orientación, posición, temporalidad y número de fallas reactivadas, así como la magnitud de la reactivación normal, sugieren un posible origen relacionado con una extensión local en la parte externa de una suave flexión de la litosfera que conforma la placa tectónica del Caribe inducida por el peso ejercido por el SFB a medida que este avanza mar adentro y por la subducción de la placa inferior con un bajo ángulo. El buzamiento hacia el SE de las capas que no están involucradas en el SFB (del Jurásico, Cretácico y parte del Paleoceno), tanto bajo el SFB como en la porción de la cuenca de Colombia adyacente al cinturón, junto con la rápida subsidencia tectónica que tuvo lugar en tiempos recientes y que será discutida más adelante, están de acuerdo con esta hipótesis. Por lo tanto, esta parte de la cuenca de Colombia puede ser interpretada como una antefosa frente a la cuña de acreción del SFB resultado de una subducción plana. Estas observaciones contradicen la hipótesis del origen del cinturón propuesta por Rossello y Cossey (2012).

### 6.3. Altos en el basamento

En la parte de la cuenca de Colombia donde las fallas normales son más abundantes es donde se ha reconocido la presencia de un alto de basamento (figura 6.4), aproximadamente a 18 km del frente de deformación del SFB por delante de la zona centro-sur. Este alto de basamento presenta un relieve estructural de aproximadamente 1 km. Se trata de un alto estructural asimétrico, presentando el flanco suroeste mayor inclinación que el flanco noreste. Se puede reconocer un *graben* bien desarrollado en la cresta del alto de alrededor de 10 km de ancho que está limitado por fallas normales reconocibles hasta al menos 10 km de profundidad (figura 4.11). Este *graben* es también asimétrico, siendo el desplazamiento a lo largo de las fallas que lo limitan distinto. El desplazamiento a lo largo de la falla que lo limita al suroeste es de 1000 m para el techo del Jurásico, 800 m para el techo del Cretácico y 600 m para el techo del Paleoceno. El desplazamiento del techo del Jurásico, techo del Cretácico y techo del Paleoceno a lo largo de la falla noreste es de 600 m, 500 m y 200 m, respectivamente. Estas fallas se prolongan hacia arriba en la secuencia y desplazan sedimentos más jóvenes. El desplazamiento de estos sedimentos en el caso de la falla suroeste es de 70 m y en el caso de la falla noreste es de 50 m. Fuera de la zona más elevada del alto de basamento existen fallas con buzamientos de moderados a verticales tanto hacia el NE como hacia el SO a ambos lados del alto. Algunas fallas son planas y buzando en sentidos contrarios formando sistemas de fallas como horst y *grabens*, mientras que otras constituyen sistemas en dominó y otras dan lugar a *semigrabens*.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

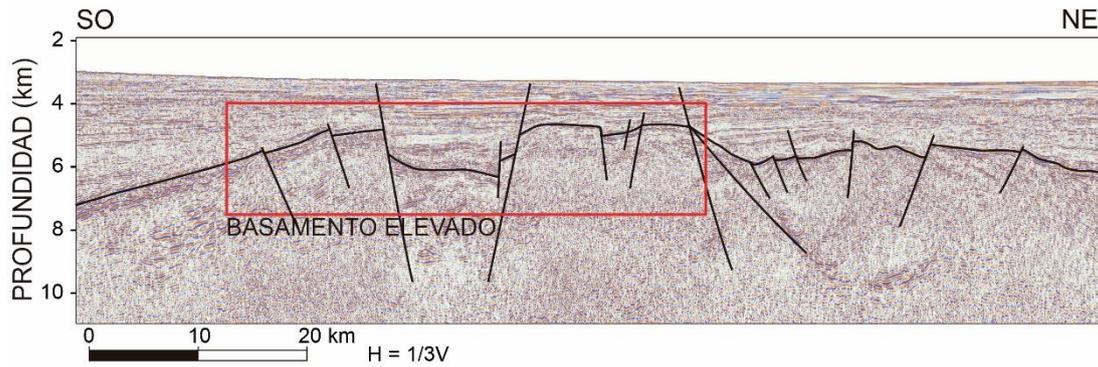


Figura 6.4.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad paralela al cinturón donde se puede ver el alto de basamento interpretado en la cuenca de Colombia por delante del frente de deformación de la zona centro-sur. Ver situación en la figura 6.6.

Aunque la resolución de los perfiles sísmicos bajo el SFB no es buena, los contornos estructurales del techo del basamento muestran que el alto continúa hacia el sureste por debajo del cinturón con una dirección aproximada N141O (figura 6.5), coincidiendo con la dirección del eje longitudinal del alto de Urabá (Cediel *et al.*, 2003) situado a unos 30 km por delante del frente de deformación del Cinturón de Pliegues del Norte de Panamá (figura 1.2). La orientación de este alto y del alto de Urabá también coinciden con la orientación de un marcado bajo gravimétrico que podría indicar la existencia de un centro de expansión y que podría registrar la ruptura de la corteza oceánica al noroeste de la cuenca de Colombia, según Reuber *et al.*, 2019.

## 6. Estructura de la cuenca de Colombia

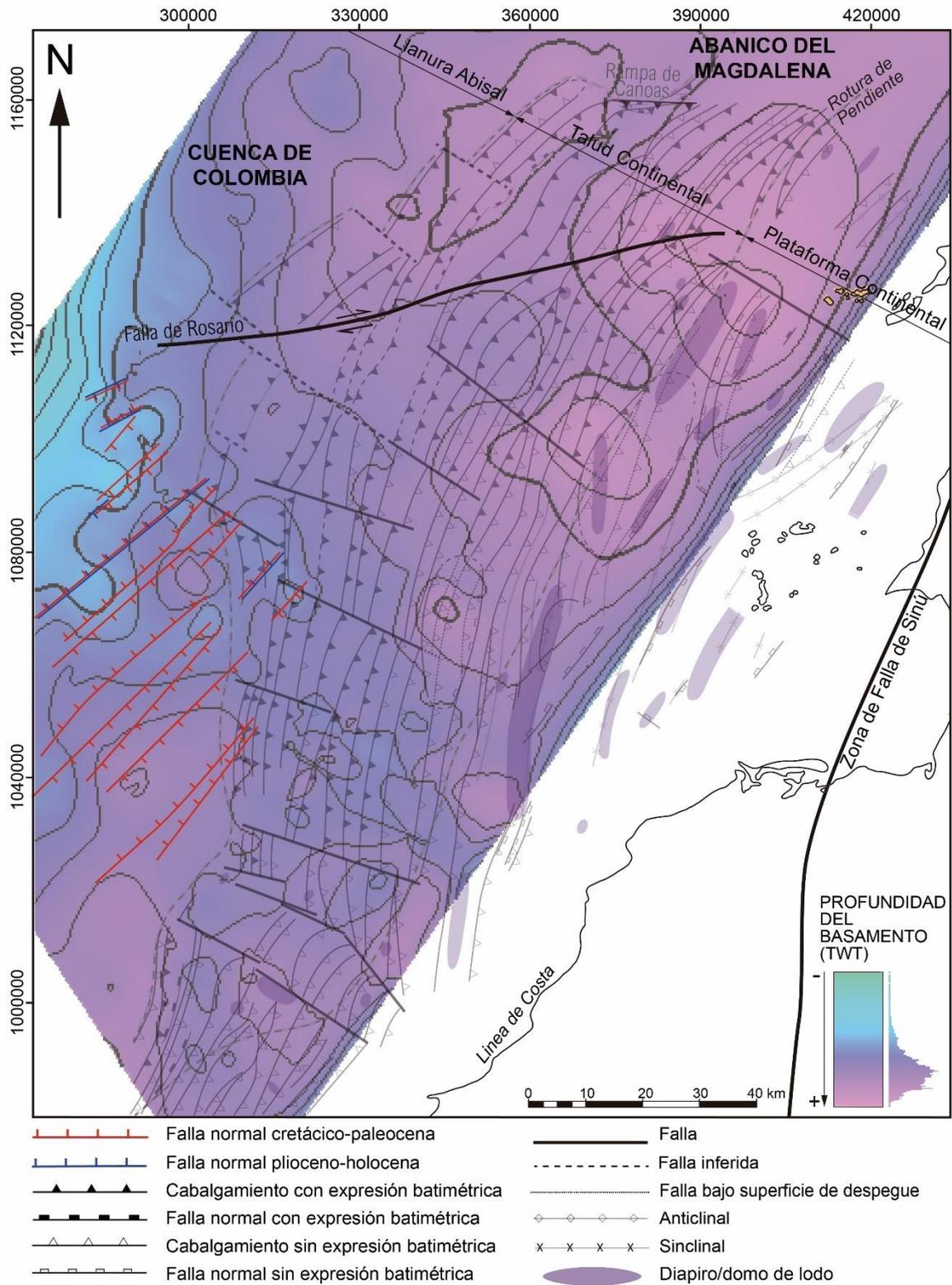


Figura 6.5.- Mapa de la zona de estudio donde se muestran las isolíneas de TWT de la profundidad del basamento y al que se ha superpuesto la traza de las fallas normales de basamento de edad cretácico-paleocena y las reactivadas durante el Cenozoico. Ver situación en la figura 6.6.

## 6.4. Estructuras profundas

La imagen sísmica de la parte más profunda de los perfiles sísmicos tiene una resolución muy baja y hace difícil poder descifrar las características estructurales de la parte inferior de la secuencia, tanto bajo el SFB como en la cuenca de Colombia. El ángulo entre los reflectores del Jurásico y la discontinuidad superior varía entre  $0^\circ$  y  $25^\circ$ , buzando tanto en el mismo sentido que la discontinuidad como en sentido contrario (figura 6.1). En general, los reflectores del Jurásico son paralelos a los del Cretácico en la parte sur del área de estudio, mientras que el ángulo máximo se produce frente a la zona centro-sur. Dado que la disposición de los reflectores jurásicos no es coherente con la de los sedimentos superiores, las estructuras que deforman la secuencia jurásica fueron activas durante o tras su sedimentación, pero antes de la discontinuidad que hay sobre ellos.

Algunos autores concluyen que la cuenca de Colombia está compuesta por una corteza de edad Jurásico tardío o Cretácico temprano relativamente inalterada que sufrió un vulcanismo intraplaca a causa de flujos ígneos máficos en el Cretácico tardío (Bowland y Rosencrantz, 1988). Los reflectores del Jurásico que buzando en sentidos opuestos identificados frente a la zona centro-sur podrían corresponder a los llamados *Seaward Dipping Reflectors* (SDR), que se forman por un apilamiento de flujos de basaltos emplazados de manera subaérea (Roberts *et al.*, 1984; Eldholm *et al.*, 1987; Larsen *et al.*, 1994). La presencia de basaltos, además de estar de acuerdo con la actividad volcánica descrita por otros autores, explicaría la baja calidad de la imagen sísmica relacionada con las propiedades sísmicas de las construcciones de basalto (Pujol *et al.*, 1989; Planke y Eldholm, 1994).

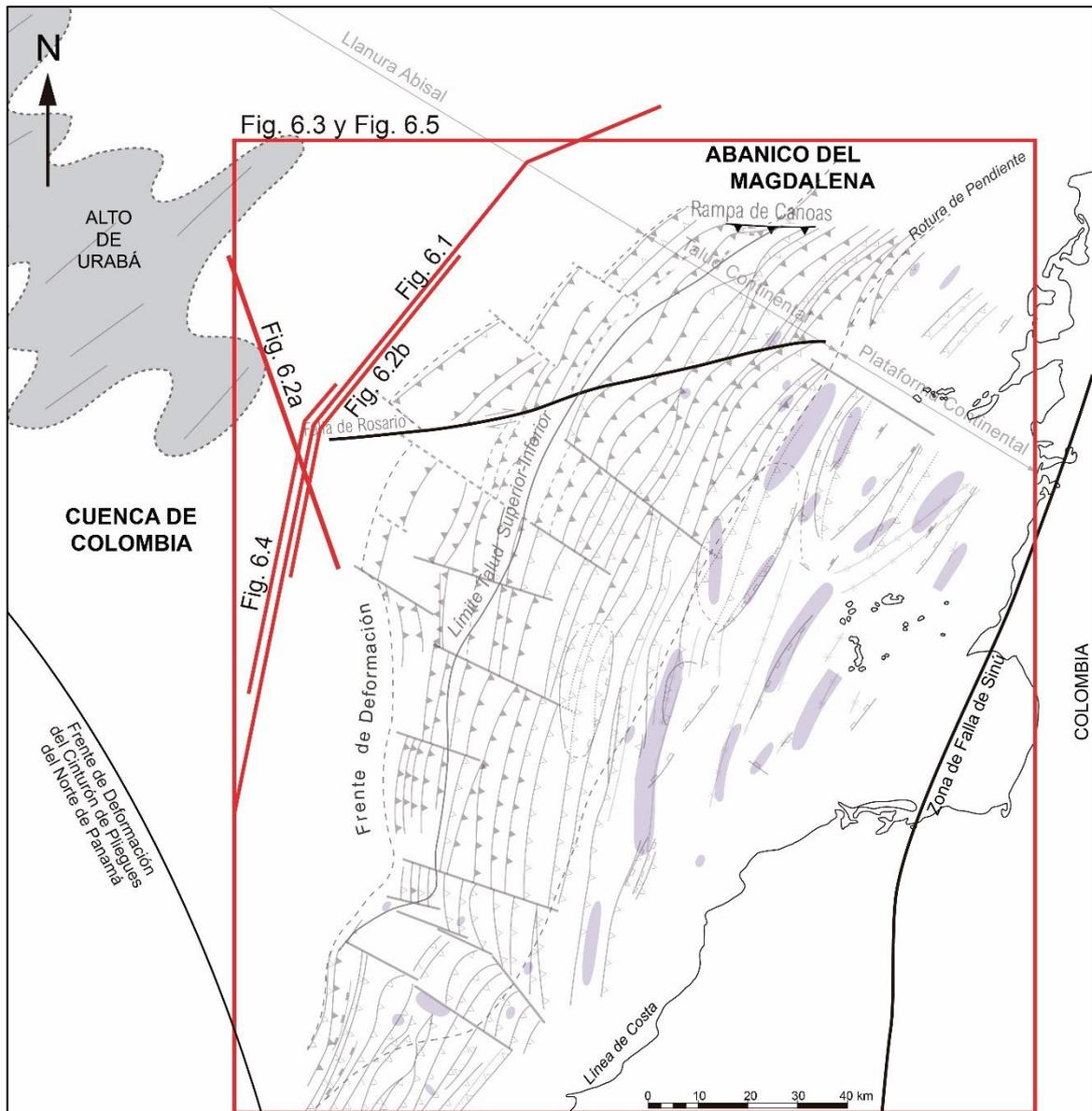


Figura 6.6.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo.

## 7. DESCRIPCIÓN DE LAS TRANSVERSALES EN PROFUNDIDAD

En este capítulo se describen las cuatro secciones convertidas a profundidad, perpendiculares al cinturón, correspondiendo cada una con una zona distinta del SFB: zona sur, zona centro-sur, zona centro-norte y zona norte. La división de las zonas se ha hecho atendiendo a unas características estructurales distintivas que se aprecian tanto en mapa como en perfil. Las descripciones más detalladas se referirán a la llanura abisal y al talud continental, que es la parte que cubren los perfiles convertidos a profundidad, y se completarán con observaciones adicionales referidas a la plataforma continental realizadas en las líneas migradas en tiempo (figura 7.1). Así mismo, cuando sea posible se emplearán líneas migradas en tiempo, paralelas y muy próximas a las transversales en profundidad, para completar la descripción de algunas de las estructuras interpretadas en las líneas convertidas a profundidad.

Se han interpretado once unidades sísmicas sobre la base de la interpretación de doce superficies estratigráficas principales. Estas superficies representan discontinuidades interpretadas en la cuenca de Colombia, por delante del frente de deformación de Sinú, y en la parte somera del talud y plataforma continental, y han sido definidas tras estudiar las relaciones angulares entre los diferentes reflectores como *onlaps*, *toplaps* y truncaciones. Estas relaciones se han identificado o bien en las líneas sísmicas convertidas a profundidad correspondientes a la cada una de las transversales, o bien en al menos un perfil sísmico migrado en tiempo dentro de cada zona, de forma que discordancias angulares en una línea pueden convertirse en paraconformidades en la línea contigua.

## 7. Descripción de las transversales en profundidad

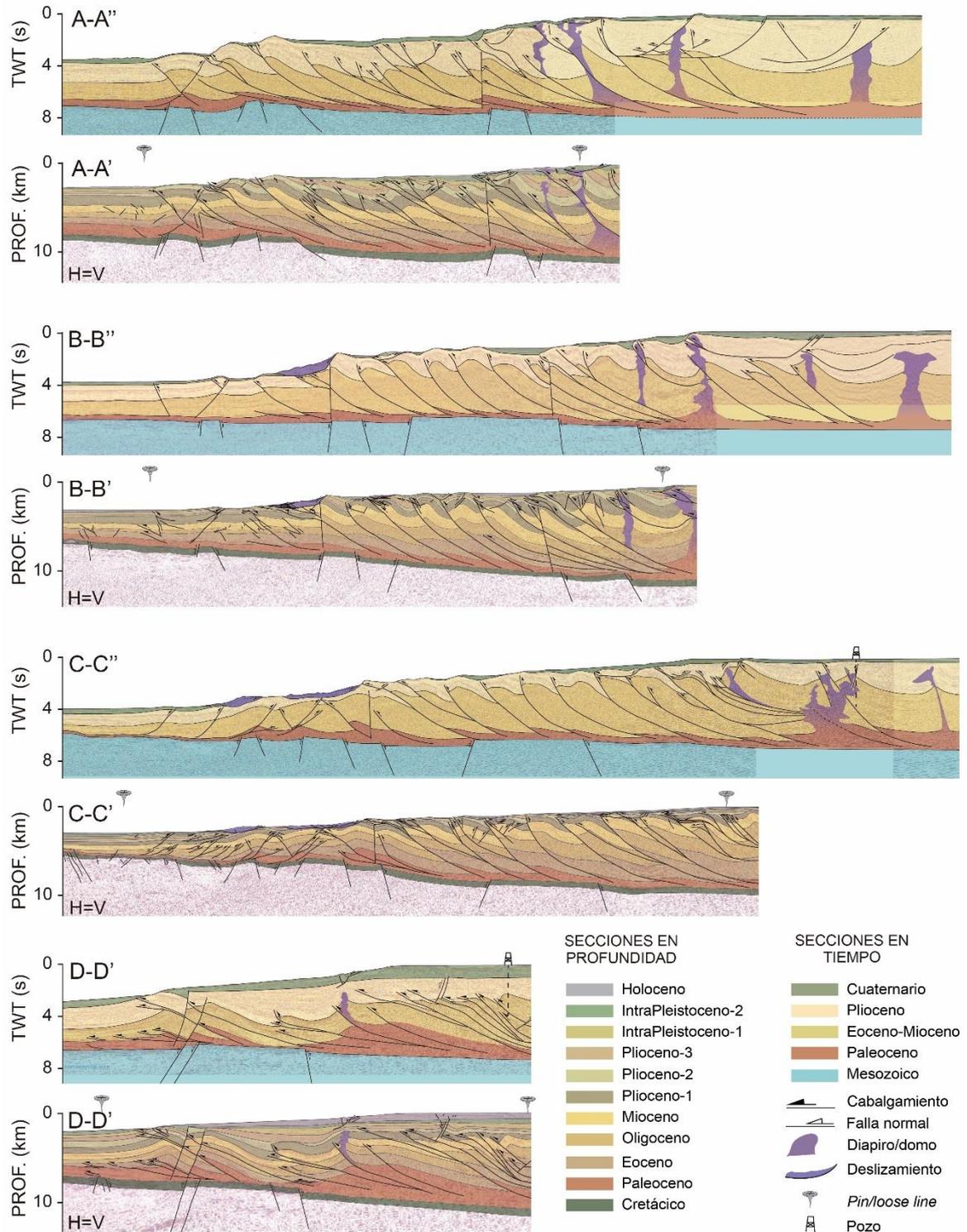


Figura 7.1.- Interpretaciones de las cuatro líneas sísmicas convertidas a profundidad, que abarcan desde la cuenca de Colombia hasta la parte occidental de la plataforma continental, junto con las interpretaciones de las mismas líneas sísmicas migradas en tiempo a las cuales se les ha añadido un fragmento que permite ver la continuación de las estructuras en la plataforma continental. Ver situación en la figura 7.7.

## 7.1. Transversal Sur

La Transversal Sur (figura 7.2), situada en la zona sur, se encuentra en el saliente menor del SFB. En esta zona, el prisma presenta unas características muy diferentes al resto del cinturón. El talud continental es una superficie regular inclinada hacia el noroeste donde solo la estructura frontal forma un relieve positivo en el fondo marino de unos 200 m. El espesor vertical de la cuña es de 5,8 km en el frente de deformación y de 8,6 km en la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma.

En la cuenca de Colombia las capas son subhorizontales y hay fallas normales de pocos kilómetros de longitud y desplazamientos menores de 1 km que afectan a la secuencia jurásico-oligocena. Los reflectores que están por debajo del Cretácico no se distinguen de manera clara, pero se interpreta que la parte superior del Jurásico es, de manera general, paralela al Cretácico. El espesor de las capas del Cretácico-Oligoceno en la llanura abisal presenta cambios bruscos condicionados por algunas fallas normales que afectan también al jurásico. El espesor del Mioceno-Holoceno en la llanura abisal aumenta ligeramente y de manera gradual hacia el frente de deformación.

En el SFB el Cretácico y la parte inferior del Paleoceno están afectados por fallas normales. El espesor del Cretácico es relativamente constante, pero en el caso del Paleoceno, el espesor disminuye al sureste del frente de deformación hasta alcanzar un mínimo de 250 m en un *horst*, y vuelve a aumentar hacia el sureste. El espesor de los sedimentos eoceno-miocenos en el SFB aumenta progresivamente desde el frente de deformación hasta la plataforma continental y los reflectores se disponen, en general, subparalelos entre sí. El espesor de las unidades del Plioceno al Holoceno es variable, condicionado por la presencia de cuencas de tipo *piggy-back*.

El frente de deformación del SFB está compuesto por varios cabalgamientos que buzanan hacia el SE y un anticlinal subvertical. Los cabalgamientos situados en la parte inferior de la estructura anticlinal emanan de un despegue situado dentro del Paleoceno y tienen muy poco desplazamiento afectando a secuencia paleoceno-oligocena. La parte superior del anticlinal se encuentra desplazada hacia el noroeste, como consecuencia de la existencia de un cabalgamiento (o grupo de cabalgamientos) del que sólo se ve la parte superior en esta sección. El frente de deformación está cortado por una falla de tipo *tear*, de tal manera que la estructura parcial que está al noroeste de la falla de tipo *tear* no complementa a la estructura parcial que está al sureste de la falla de tipo *tear*. La estructura parcial que está al noroeste forma parte del frente de deformación de un sector que está al noreste del sector donde se encuentran las estructuras de la parte sureste del talud continental (figura 7.3a).

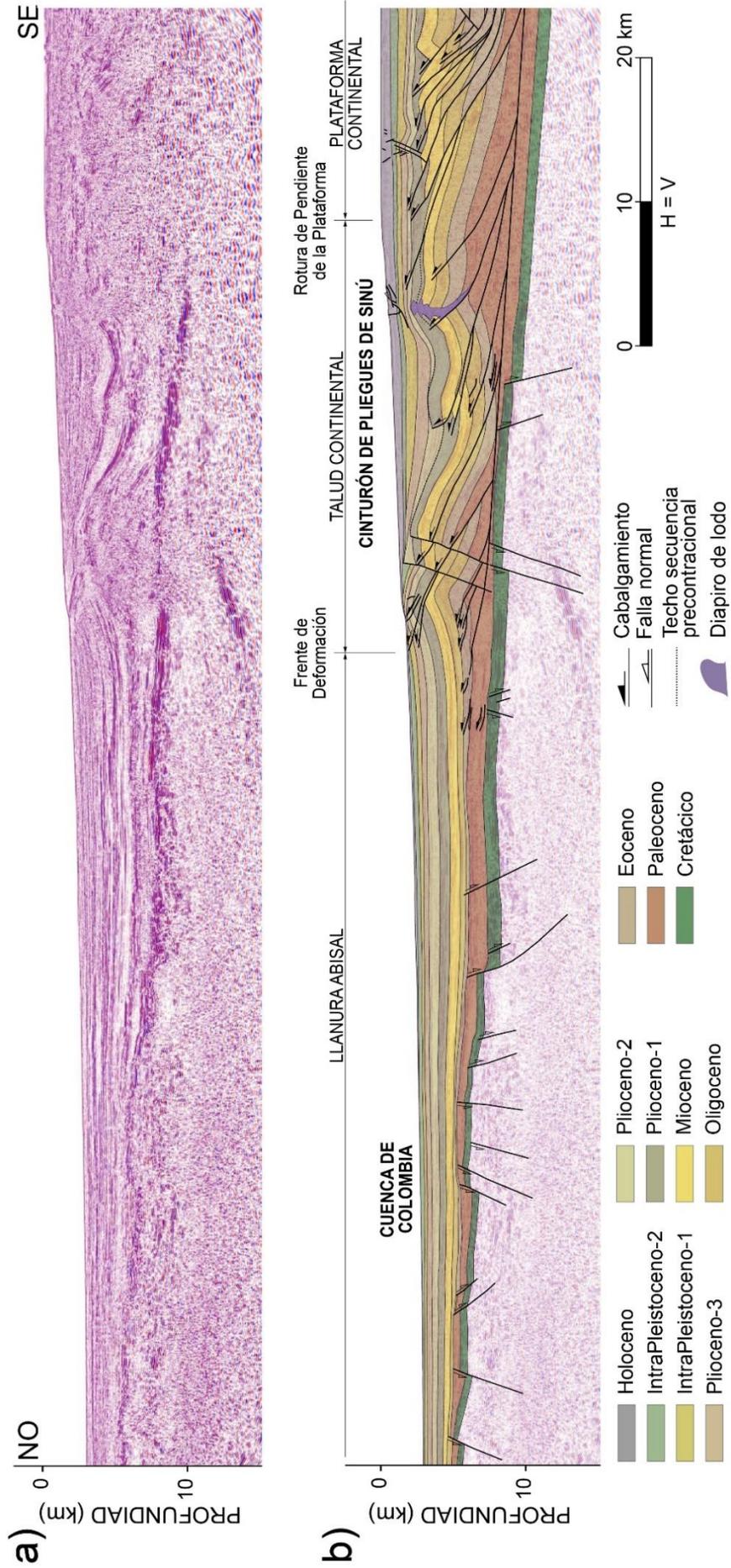


Figura 7.2.- Línea sísmica convertida a profundidad correspondiente a la Transversal Sur (a) sin interpretar y (b) interpretada. Ver situación en la figura 7.7.

En el talud continental se desarrolla un sistema de cabalgamientos de buzamiento hacia el SE que tienen, en general, una geometría lítrica y que emanan de un despegue común situado dentro del Paleoceno. Los desplazamientos varían entre menos de 1 kilómetro y 3,5 km disminuyendo hacia el sureste y el espaciado, medido como la distancia perpendicular entre cabalgamientos en perfil, es de entre 1 km y 2 km. En este sistema de cabalgamientos se diferencian tres grandes pliegues relacionados con ellos. Se trata de dos anticlinales mayores, uno de ellos representa el frente de deformación descrito, y un sinclinal que los separa. Los relieves estructurales de los anticlinales son de aproximadamente 2,5 km y 3 km, el más distal y el más proximal, respectivamente, medidos tomando como referencia el muro del Plioceno. Estos pliegues afectan a la secuencia estratigráfica desde el Paleoceno hasta el Pleistoceno, siendo más apretados en la secuencia precontraccional y más suaves en la sincontraccional. El sinclinal constituye una cuenca, llamada cuenca Fuerte (Ruiz *et al.*, 2000), que es donde se acumula el mayor espesor de los sedimentos plio-pleistocenos de la zona sur. Este sinclinal presenta un antiforme de segundo orden en la parte central, con un relieve estructural de algo más de 1 km, que separa dos subcuencas con un espesor de casi 3 km y algo más de 2 km (más distal y más proximal, respectivamente). El anticlinal del talud continental más cercano a la rotura de pendiente con la plataforma tiene en su núcleo sedimentos paleocenos que presentan un espesor anormalmente grueso comparado con el espesor de esta unidad al noroeste, donde apenas están representados, y al sureste. Este anticlinal ha sido además afectado por dos cabalgamientos que presentan desplazamientos de cientos de metros y el bloque superior de uno de ellos está atravesado por un diapiro que asciende desde los materiales del Paleoceno hasta la parte superior del Plioceno-1.

En la plataforma continental se desarrolla un conjunto de cabalgamientos imbricados cuyo espaciado es de entre 0,7 km y 1,2 km (medido como la distancia perpendicular entre cabalgamientos contiguos en perfil). La parte visible de este conjunto de cabalgamientos (a excepción del situado más al sureste), corresponde con zonas de rampa de bloque superior sobre rampas de bloque inferior, donde las variaciones del ángulo de rampa producen flexiones en las capas. Los cabalgamientos situados hacia el sureste tienen mayores buzamientos que los situados hacia el noroeste indicando que los situados por al noroeste son posteriores. Los desplazamientos de estos cabalgamientos varían entre 0,7 y 3 km. Se observa una zona de fallas normales más superficiales, que afectan a la secuencia mioceno-holocena, que estarían relacionadas con una deformación más compleja resultado del ascenso de un diapiro que se ve en el perfil Sur-2 (figura 7.3).

Sólo en el caso de esta transversal, el menor número de estructuras, así como la densidad y resolución de los datos sísmicos, ha permitido completar la descripción de las estructuras en perfil con su desarrollo lateral hacia el suroeste y el noreste (figura 7.3). El desarrollo del frente de deformación no se ha podido analizar hacia el noreste ya que no se dispone de información sísmica. La continuación del antiforme parcial situado al sureste de la falla de tipo *tear*, y parcialmente el sinclinal adyacente al sureste, se sigue hacia el suroeste en los perfiles Sur-2 y Sur-1 y hacia el norte en el perfil Sur-4 (figura 7.3). El relieve estructural del anticlinal mayor aumenta lateralmente hacia el suroeste, donde se ve además como su cresta está cortada por fallas normales que buzando hacia el noroeste y que dejan cicatriz en

## 7. Descripción de las transversales en profundidad

el fondo marino. La cuenca Fuerte de edad plio-pleistocena ubicada en el sinclinal disminuye en longitud y en profundidad hacia el suroeste (perfil Sur-1). En su lugar, se forma un sistema imbricado de cabalgamientos y pliegues asociados, con un espaciado regular, que deforman los sedimentos desde el Paleoceno hasta el Plioceno-3.

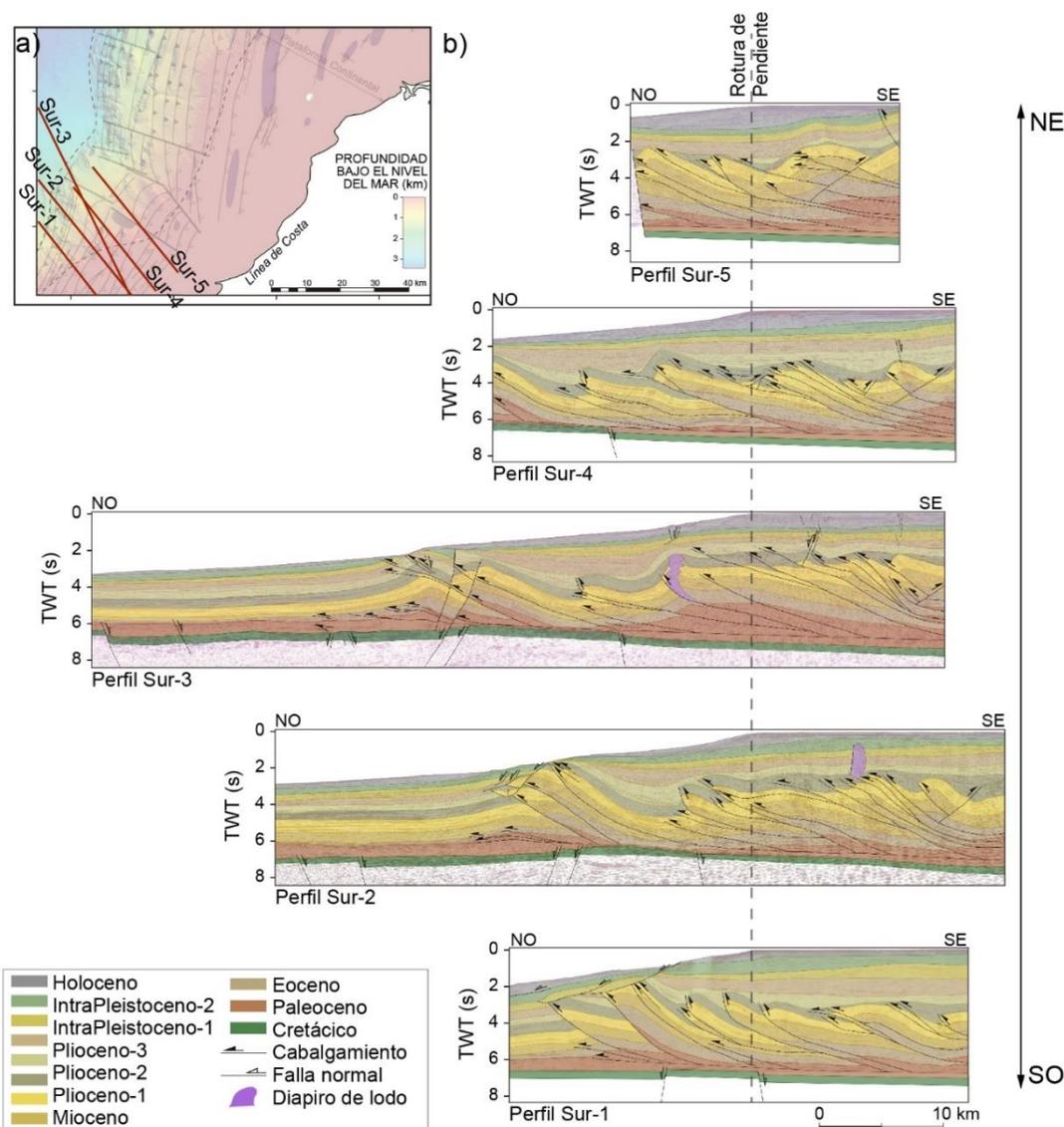


Figura 7.3.- Variación lateral de las estructuras de la Zona Sur: (a) posición de cinco perfiles migrados en tiempo representativos de la zona sur perpendiculares al SFB y (b) interpretación de los perfiles. El perfil Sur-3 corresponde a la Transversal Sur ilustrada en la figura 7.2.

El anticlinal ubicado en la parte del talud que se encuentra más próxima a la rotura de pendiente con la plataforma continental, y cuyo núcleo está constituido por una gran cantidad de materiales del Paleoceno en la Transversal Sur, da paso hacia el suroeste a un sistema imbricado de cabalgamientos en los cuales el espesor del Paleoceno es más regular. Dado que el Paleoceno apenas está representado en el sinclinal adyacente al noroeste en los perfiles Sur-3 (Transversal Sur), Sur-4 ni Sur-2, se supone que tuvo lugar una migración de estos materiales. Así, esta estructura se interpreta como pliegue despegado que han sido además cortado por varios cabalgamientos. Hacia el noreste, este anticlinal presenta una

geometría distinta, con menor ángulo entre flancos (figura 7.3, perfil Sur-4). En este caso no aparece un pliegue despegado, sino que la estructura que forma el anticlinal se convierte en un sistema imbricado de cabalgamientos.

El desplazamiento de los cabalgamientos imbricados situados en la plataforma continental parece aumentar hacia el noreste (figura 7.3, perfil Sur-4) y el espaciado entre cabalgamientos aumenta en el suroeste y en el noreste (figura 7.3, perfiles Sur-1 y Sur-5).

En esta Transversal Sur, la edad del muro de los sedimentos sincontraccionales varía desde las partes proximales a las distales. En la parte sureste de la línea, el horizonte a partir del cual se sedimentan los estratos de crecimiento es la base del Plioceno-1, mientras que en frente de deformación la base de los sedimentos sincontraccionales es el límite superior del IntraPleistoceno-2. En el flanco sureste del antiforme ubicado en el talud continental, cerca de la rotura de pendiente de la plataforma, y en el anticlinal de segundo orden ubicado en el núcleo del sinclinal adyacente se han identificado *onlaps* claros a partir de la base del Plioceno-2.

En la zona sur, el techo de las unidades sincontraccionales, así como algunos niveles dentro de las mismas, presentan un carácter erosivo. El carácter erosivo del muro del Plioceno-2 se ve claramente en los perfiles Sur-3, Sur-4 y Sur-5, donde decapita algunos cabalgamientos y pliegues relacionados. Este horizonte está plegado, al igual que el muro del Plioceno-3 y del IntraPleistoceno-1, mientras que el muro del IntraPleistoceno-2 apenas aparece afectado por las estructuras contraccionales mencionadas, a excepción de la estructura frontal. El muro del IntraPleistoceno-2 erosiona la cresta del anticlinal situado inmediatamente al sureste de la falla de tipo *tear* en la parte más baja del talud continental y del anticlinal frontal. Así, el conjunto de cabalgamientos y pliegues situados en la parte proximal, es decir hacia el sureste, inician su actividad a comienzos del Plioceno-1 y cesan a muro del Plioceno-3 en la parte meridional (perfil Sur-1) y en el Holoceno en la parte septentrional (perfil Sur-5). Esta edad puede acotarse gracias a los datos del sondeo E (figura 3.1), que perfora un anticlinal formado en una estructura de tipo *pop-up*, y a las zonas donde se reconocen relaciones claras de *onlap*. Hacia las zonas externas del SFB, la formación de cabalgamientos sigue una secuencia hacia delante, evidenciada tanto por el aumento de inclinación y/o plegamiento de las rampas de cabalgamientos más antiguos como por la edad de los sedimentos sintectónicos. Los anticlinales proximal y distal comenzaron a formarse a principios de Plioceno-1 y a muro del Plioceno-2, respectivamente. Durante el Plioceno-2 y 3 se produce la amplificación de estos, y, mientras que para el caso del anticlinal proximal en el IntraPleistoceno-1 apenas hay actividad, tanto en el anticlinal distal como en la estructura frontal la actividad continúa hasta tiempos recientes, evidenciado por los sedimentos sincontraccionales y la geometría del fondo marino.

## 7.2. Transversal Centro-Sur

La Transversal Centro-Sur (figura 7.4) está situada al sur del saliente principal del SFB. El talud continental se inclina hacia el noroeste y su superficie es más regular en la parte superior y se vuelve irregular en la parte inferior hasta el frente de deformación. El espesor

vertical de la cuña es de 2,5 km en el frente de deformación y de 9,1 km en la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma.

En la cuenca de Colombia la secuencia cretácico-paleocena está ligeramente inclinada hacia el sureste. Los materiales jurásico-paleocenos están afectados por fallas normales de pocos kilómetros de longitud y desplazamientos menores de 1 km. Algunas de estas fallas normales alcanzan sedimentos superiores, como es el caso de las fallas normales que limitan un *graben* y un *horst* al noroeste del perfil, y que cortan materiales del Plioceno y del Pleistoceno. Los reflectores que están por debajo del Cretácico no se distinguen de manera clara, pero se interpreta que la parte superior del Jurásico es ligeramente oblicua al Cretácico. El espesor de las capas del Cretácico-Oligoceno en la llanura abisal está condicionado por algunas fallas normales. El Eoceno no está representado en la cuenca. Al noroeste de esta transversal, en la llanura abisal, el Oligoceno solo aparece en un *graben*, mientras que hacia el sureste onlapa sobre el Paleoceno en un *semigraben*, con una disposición subhorizontal. El Mioceno en la llanura abisal también presenta variaciones de espesor relacionadas con los *grabens* de mayores dimensiones y se dispone subhorizontal, onlapando localmente sobre los sedimentos del Oligoceno y del Paleoceno. El espesor del Plioceno-Holoceno en la llanura abisal aumenta ligeramente y de manera gradual hacia el frente de deformación y los reflectores de la secuencia se disponen subhorizontales.

En el SFB el espesor del Cretácico es relativamente uniforme mientras que el espesor del Paleoceno presenta cambios bruscos relacionados con las fallas normales. En el cinturón sí aparece representado el Eoceno, y el espesor de la secuencia eoceno-miocena aumenta gradualmente desde el frente de deformación hasta la plataforma continental. En general, en esta secuencia los reflectores son paralelos entre sí. En el caso del Plioceno-1 el aumento de espesor es gradual desde el frente de deformación hasta la parte alta del talud continental y en los kilómetros superiores de talud continental tiene un carácter sincontraccional variando su espesor en las cuencas de tipo *piggy-back*. El espesor de la secuencia plioceno-2-holocena es variable en todo el talud, condicionado por la presencia de cuencas de tipo *piggy-back*.

El frente de deformación es un retrocabalgamiento, cuyo despegue se encuentra en el límite Paleoceno-Oligoceno, y llega a cortar el muro del Holoceno. Su desplazamiento es del orden de decenas de metros y el anticlinal asociado presenta un relieve estructural también del orden de decenas de metros.

En el frente de deformación y en gran parte del talud continental inferior de esta transversal, se desarrollan fundamentalmente cabalgamientos con buzamientos hacia el NO. Estos cabalgamientos tienen desplazamientos bajos, que alcanzan como máximo 0,5 km, y fracturan la secuencia oligoceno-pleistocena. Estos cabalgamientos tienen una geometría irregular, con varias fallas ramificadas y conjugadas, y despegan de la base del Paleoceno. El espaciado promedio entre estos cabalgamientos, medido como la distancia perpendicular entre ellos en perfil, es de unos 5 km. Asociados a estos cabalgamientos se desarrollan dos anticlinales abiertos, de charnelas redondeadas, que presentan un relieve estructural cercano al kilómetro. Sobre este sistema de cabalgamientos de buzamiento hacia el NO se desarrollan fallas normales de buzamiento hacia el NO relacionadas con deslizamientos por

gravidad. Estas fallas normales, que dejan cicatriz en el fondo marino, se horizontalizan por encima del muro del Plioceno-1 y los sedimentos inferiores no se ven afectados por ellas.

Al sureste del sistema de cabalgamientos de buzamiento hacia el NO se desarrolla otro sistema de cabalgamientos de buzamiento hacia el SE. Una falla de tipo *tear* corta a la estructura más externa de este segundo sistema. Los materiales por encima de esta estructura están cortados por fallas normales que buzando hacia el NO y cuyos desplazamientos son del orden de decenas de metros. Los cabalgamientos de este sistema de buzamiento hacia el SE se han reconocido desde la parte inferior del talud continental hasta la plataforma continental. Tienen en general una geometría lítrica y emanan de un despegue común situado dentro del Paleoceno. Estos cabalgamientos generalmente se ramifican en la parte menos profunda. Los desplazamientos a lo largo la falla varían entre 600 m y 5 km y tienen un espaciado entre ellos, medido en perfil, de entre 2,2 km y 3,3 km, siendo máximo en la parte central del sistema. Sus pliegues asociados son mayormente anticlinales de vergencia hacia el NO que presentan charnelas redondeadas o anticlinales con charnela en caja. El relieve estructural, tomando como horizonte de referencia el muro del Plioceno-1, aumenta de noroeste a sureste, de alrededor de 2,5 km a unos 4,5 km, respectivamente. En la parte superior del talud continental también se han interpretado fallas normales de buzamiento hacia el NO, por encima del Mioceno, las cuales están fosilizadas por la base del IntraPleistoceno-2.

En la plataforma continental la secuencia eoceno-miocena mantiene un espesor relativamente constante y el espesor de la secuencia del plioceno-holoceno está condicionado por el relleno de grandes cuencas formadas entre diapiros (figura 7.1). En esta zona los cabalgamientos están plegados y perforados como consecuencia del levantamiento de diapiros de lodo interpretados a unos 17 km al sureste de la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma. Los diapiros de lodo ascienden desde el Paleoceno hasta la parte superior del Mioceno/Pleistoceno. Cerca de la rotura de pendiente con el talud, un diapiro de lodo ha aprovechado un cabalgamiento para migrar y emplazarse en el núcleo de un anticlinal desconectándose de su base. Al sureste de este diapiro, asciende otro diapiro cuya geometría es muy irregular y tiene una serie de fallas normales asociadas. Un tercer diapiro de lodo situado al sureste presenta un cuello estrecho y recto y se ensancha en su parte superior sin que se desarrollen fallas normales en la zona de la cresta. Entre estos últimos diapiros se ha desarrollado un sinclinal abierto que da lugar a una cuenca rellena con materiales pliocenos.

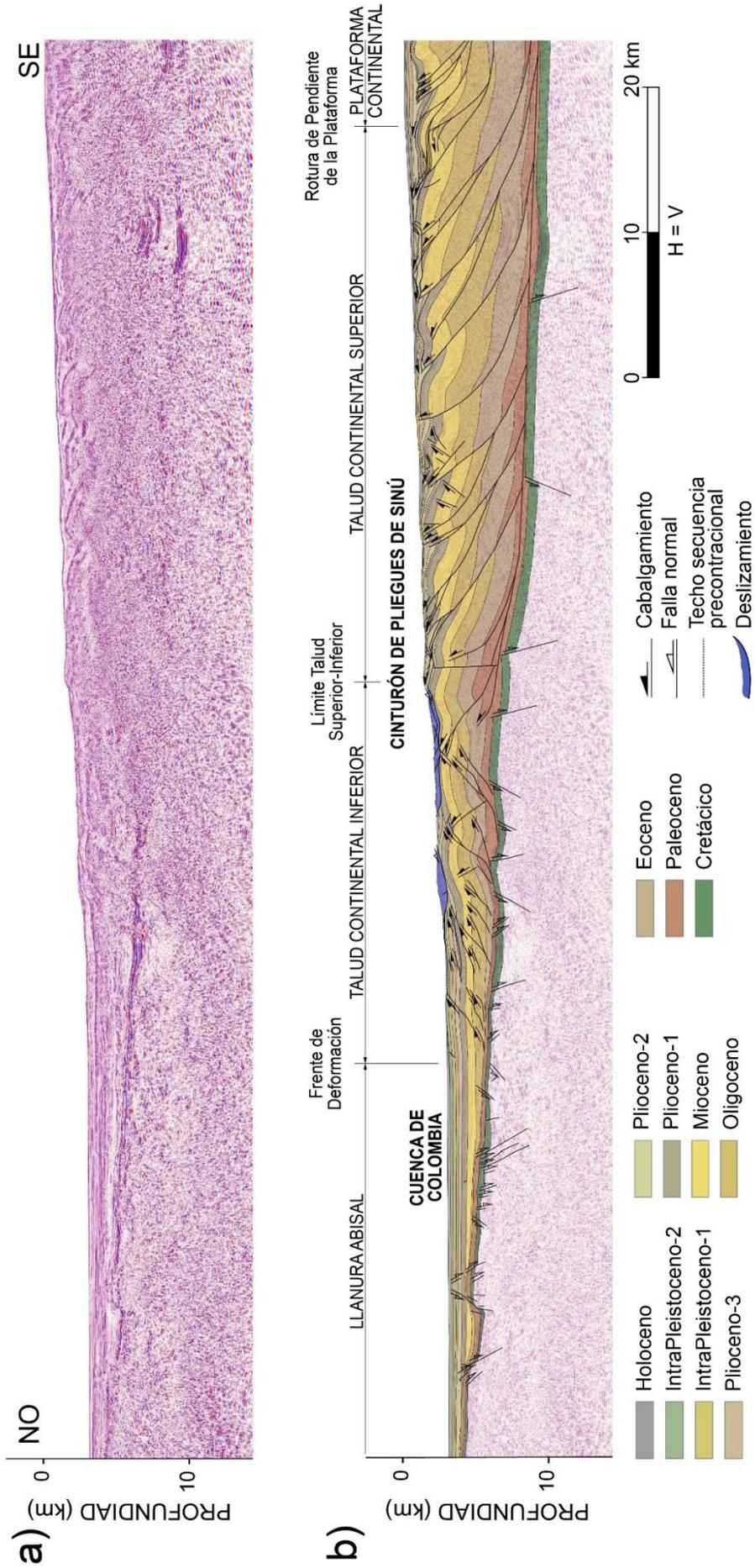


Figura 7.4.- Línea sísmica convertida a profundidad correspondiente a la Transversal Centro-Sur (a) sin interpretar y (b) interpretada. Ver situación en la figura 7.7.

En la plataforma continental se ha identificado el techo de los horizontes precontraccionales en la parte inferior del Plioceno-1, mientras que en la parte superior del talud continental la identificación de este horizonte es complicada debido a que las estructuras principales no aparecen completas y están afectadas por numerosas estructuras menores. El estudio de los perfiles contiguos migrados en tiempo ha permitido reconocer este horizonte dentro del Plioceno-1. Hacia las zonas distales, la edad del techo de los sedimentos precontraccionales asciende en la secuencia. En la parte más externa del sistema de cabalgamientos que buzan hacia el SE el horizonte precontraccional está en la parte inferior del Plioceno-2. Por otro lado, mientras que en la estructura situada al sureste del sistema de cabalgamientos que buza hacia el SE el muro del Plioceno-3 es postcontraccional, en la parte más externa de este sistema los sedimentos sincontraccionales y el fondo marino deformado indican que esa zona aún es activa. Así, tanto la secuencia general de inicio de emplazamiento de los cabalgamientos como la secuencia de fin de actividad de estos es hacia delante. En la zona próxima a la falla de tipo *tear* y del sistema de cabalgamientos con buzamientos hacia el noroeste, no se ha podido estudiar la secuencia de emplazamiento ya que un deslizamiento afecta a los sedimentos más superficiales. Tan solo los cabalgamientos más externos permiten datar el inicio de actividad de estos en el muro del Holoceno y, dado que el fondo marino sobre estas estructuras está deformado y los sedimentos que se encuentran inmediatamente debajo son sintectónicos, se puede afirmar que su actividad continúa en tiempos recientes.

### 7.3. Transversal Centro-Norte

La Transversal Centro-Norte (figura 7.5) está situada en el centro del saliente principal del SFB y atraviesa la falla de desgarre de Rosario. El talud continental está inclinado hacia el noroeste y tiene un carácter ligeramente irregular debido a que las estructuras deforman el fondo marino prácticamente en todo el talud. El espesor vertical de la cuña en el frente de deformación es de 4 km y en la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma es de 9,7 km.

En la cuenca de Colombia el espesor de la secuencia cretácico-holocena aumenta de manera gradual hacia el sureste. Los materiales que están por debajo del Cretácico no se distinguen de manera clara, pero se interpreta que la parte superior del Jurásico es paralela a la base del Cretácico. A pesar de que los reflectores de las unidades desde el Cretácico hasta el Oligoceno están suavemente inclinados hacia el sureste y de que en las unidades superiores son subhorizontales, no se han reconocido truncaciones ni *onlaps* en ninguna de las unidades estratigráficas. Los materiales en la llanura abisal apenas presentan fallas a escala de resolución sísmica. En el límite noroeste de la transversal se desarrolla una falla normal que buza hacia el NO que corta la secuencia desde el Paleoceno hasta la parte inferior del Pleistoceno y cuyo salto es muy bajo. Hacia el sureste se desarrollan unas pocas fallas normales de pequeña longitud y desplazamiento que cortan la secuencia cretácico-paleocena y que provocan cambios de espesor desde el Paleoceno hasta el Oligoceno. Dentro del Cretácico se ha interpretado un cuerpo con geometría cónica cuya base plana, de menos de 2 km de longitud, es paralela a la base del Cretácico.

En el SFB el espesor del Cretácico es relativamente uniforme mientras que el Paleoceno presenta cambios de espesor relacionados con las fallas normales que afectan también a los materiales que están por debajo y que, en esta transversal, son más numerosas que en la cuenca. El espesor de los sedimentos del Eoceno-Plioceno-1 aumenta gradualmente desde el frente de deformación hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental. En el caso del Plioceno-2 el aumento de espesor es gradual desde el frente de deformación hasta la parte alta del talud continental y en los últimos kilómetros de talud continental tiene un carácter sincontraccional variando su espesor en las cuencas de tipo *piggy-back*. El espesor de la secuencia plioceno-3-holocena en el talud es variable, condicionado por la presencia de cuencas de tipo *piggy-back*.

El frente de deformación está constituido por un grupo de fallas inversas que presentan buzamientos tanto bajos como altos hacia el SE y que abarcan una zona de unos 6 km de ancho. Estas fallas tienen una longitud menor de 5 km, presentan desplazamientos bajos y cortan los sedimentos desde el Paleoceno hasta el Pleistoceno. Al sureste de estas fallas se reconoce un retrocabalgamiento que emana del Paleoceno y que corta toda la secuencia superior, hasta el Holoceno. Presenta un anticlinal asociado que forma un relieve positivo en el fondo marino.

El resto de las estructuras desarrolladas en el talud continental del SFB son cabalgamientos de buzamiento hacia el SE que tienen características diferentes según su posición al noroeste o al sureste de la falla de Rosario. En el talud continental inferior, además de la estructura que representa el frente de deformación ya descrita, se desarrolla un cabalgamiento que buza hacia el SE cuyo despegue se encuentra dentro del Paleoceno. El anticlinal asociado presenta un flanco SE suavemente inclinado. Hacia el sureste, la parte superior de un cabalgamiento y la charnela del anticlinal asociado a este están cortados por una falla normal de buzamiento hacia el NO que da lugar a un deslizamiento de dimensiones kilométricas. Esta falla normal se horizontaliza en la base del Plioceno-1 formando un despegue del cual emanan un grupo de *toe thrusts* de buzamiento hacia el SE. Entre el cabalgamiento sobre el que se ubica la falla normal, y el retrocabalgamiento descrito anteriormente, que se encuentra al noroeste, se forma una zona triangular muy laxa. El espaciado entre cabalgamientos en el talud continental inferior tiene el valor más alto de todo el SFB. El límite entre el talud continental superior y el inferior se sitúa en las proximidades de la falla de Rosario que es subvertical. En el talud continental superior se reconoce un sistema imbricado de cabalgamientos que emanan de un despegue situado en el Paleoceno, cuyo buzamiento disminuye hacia el sureste y cuyos desplazamientos máximos alcanzan 5 km. El espaciado entre cabalgamientos, medido como la distancia perpendicular entre los cabalgamientos en perfil, varía entre 2,4 km y 5 km y disminuye hacia el sureste. Los anticlinales asociados a estos cabalgamientos son abiertos con charnelas redondeadas. En la parte superior del talud continental esta transversal atraviesa una falla de tipo *tear* que buza fuertemente hacia el SE. Esta falla tiene una longitud de 7,6 km, desde la base del Paleoceno hasta el Plioceno-1. Sobre ella se sitúa un cabalgamiento que deforma el fondo marino. Hacia la parte alta del talud continental un diapiro de lodo que está desconectado de su base surge de la superficie de un cabalgamiento y migra hacia niveles menos profundos del Plioceno-1.

En la plataforma continental la secuencia eoceno-miocena mantiene un espesor relativamente constante y el espesor de la secuencia del plioceno-holoceno está condicionado por el relleno de cuencas de tipo *piggy-back* y grandes cuencas formadas entre diapiros (figura 7.1). En esta zona algunos cabalgamientos están plegados y perforados como consecuencia del levantamiento de diapiros de lodo que ascienden desde el Paleoceno hasta el Holoceno. El ascenso de los diapiros provoca la formación de sinclinales anchos y abiertos. Estos sinclinales están limitados bien por dos diapiros o bien por un diapiro y un anticlinal asociado a un cabalgamiento, y constituyen cuencas que se rellenan con sedimentos plioceno-pleistocenos. La plataforma continental también está afectada por una falla normal de buzamiento hacia el NO, de bajo desplazamiento, que corta y desplaza hacia el frente los sedimentos del Plioceno-Holoceno. Esta falla se convierte en un despegue hacia el noroeste a partir del cual emana un cabalgamiento frontal que buza hacia el SE.

En la plataforma continental el techo de los estratos precontraccionales estaría dentro del Plioceno-1, en el talud continental superior se ha identificado dentro del Plioceno-2, inmediatamente al noroeste de la falla de tipo *tear* estaría situado dentro del Plioceno-3 y en el frente de deformación se ha identificado a muro del Holoceno. Si bien el comienzo de actividad de las estructuras sigue una secuencia de propagación hacia delante, la finalización de la actividad de estas no sigue el mismo tipo de secuencia. Mientras que en la parte superior del talud continental las estructuras situadas inmediatamente al noroeste de la falla de tipo *tear* habrían cesado su actividad en el IntraPleistoceno-1, las situadas al sureste de la falla deforman el fondo marino lo que indica que han sido activas en tiempos recientes. En la parte inferior del talud continental todas las estructuras tienen sedimentos sincontraccionales recientes y producen irregularidades en el fondo marino.

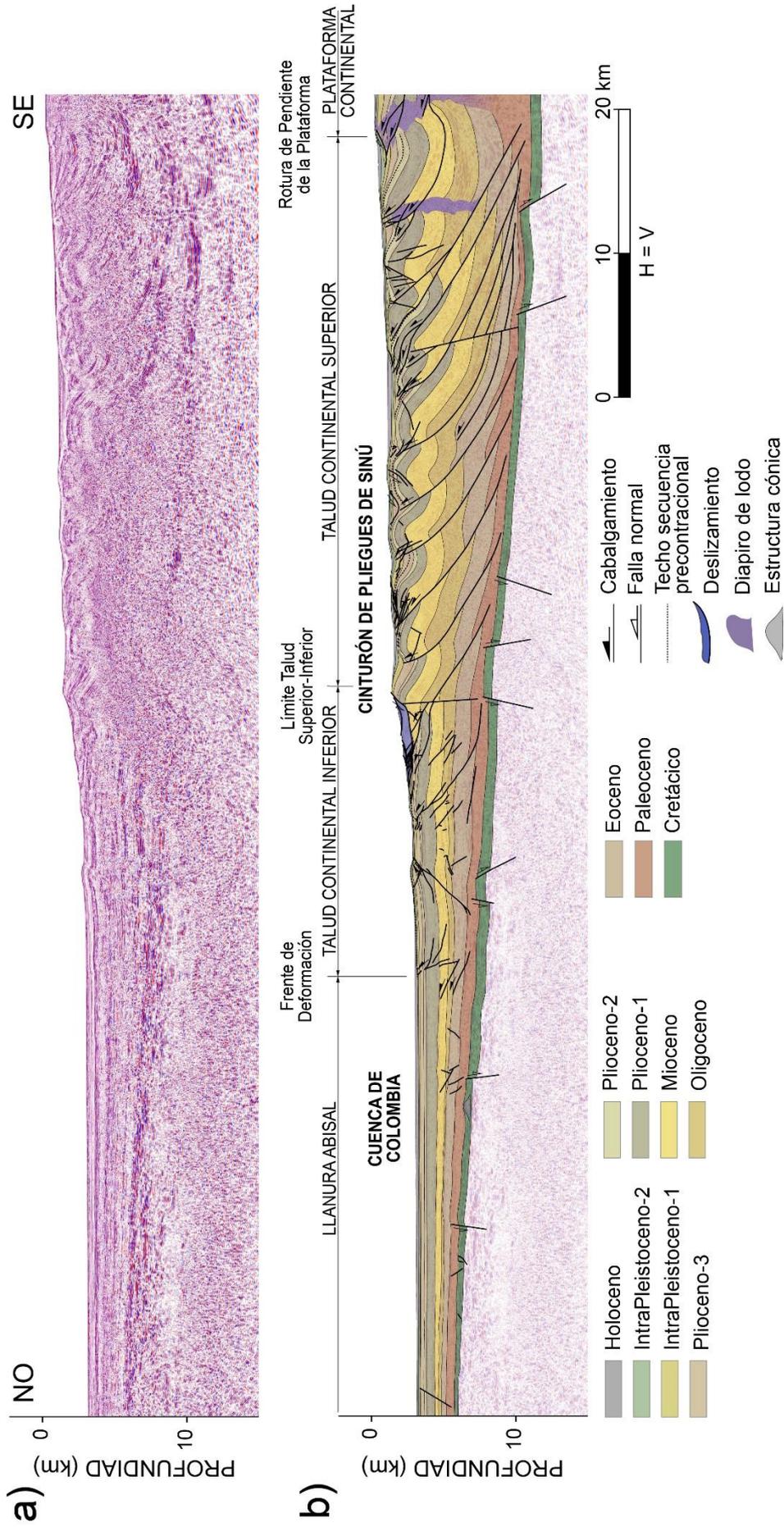


Figura 7.5.- Línea sísmica convertida a profundidad correspondiente a la Transversal Centro-Norte (a) sin interpretar y (b) interpretada. Ver situación en la figura 7.7.

## 7.4. Transversal Norte

La Transversal Norte (figura 7.6) está situada al norte del SFB y en su mayor parte se sitúa en el bloque norte de la falla de Rosario. La superficie del talud continental está inclinada hacia el noroeste. La mayor inclinación se da en las partes superior e inferior del talud continental donde, además, el fondo marino es irregular. En la zona baja del talud superior existe un área donde la batimetría tiene una pendiente menor, de un grado hacia el noroeste, y el terreno apenas presenta irregularidades (figura 5.13). El espesor vertical de la cuña en el frente de deformación es de 5 km y en la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma de 10 km.

En la cuenca de Colombia el espesor de la secuencia cretácico-holocena aumenta de manera gradual hacia el sureste. Los materiales que están por debajo del Cretácico no se distinguen de manera clara, pero se interpreta que la parte superior del Jurásico es ligeramente oblicua la base del Cretácico en algunas zonas. A pesar de que los reflectores del Cretácico al Oligoceno están inclinados hacia el sureste y de que en las unidades superiores son subhorizontales no se han reconocido truncaciones ni *onlaps* en ninguna de las unidades. La secuencia en la llanura abisal apenas está afectada por fallas.

En el SFB el espesor del Cretácico es relativamente constante y esta unidad está cortada y desplazada por varias fallas normales. El Paleoceno presenta cambios de espesor relacionados con fallas normales que también afectan a los materiales que están por debajo. Al contrario que en las transversales situadas más al sur, el espesor del Paleoceno en el SFB disminuye hacia la plataforma. Los sedimentos desde el Eoceno hasta el Plioceno-2 aparecen representados en toda la transversal con un espesor que aumenta de manera gradual hacia la parte de la plataforma continental más próxima a la rotura de pendiente con el talud continental, y se disponen subparalelos entre sí. El espesor de la secuencia plioceno-3-holocena en el talud es variable, condicionado por la presencia de cuencas de tipo *piggy-back*.

El frente de deformación es un cabalgamiento de buzamiento hacia el SE que emana del despegue basal ubicado en el Paleoceno. Presenta una falla inversa conjugada en su bloque superior formando una estructura de tipo *pop-up* con un relieve estructural inferior al kilómetro. Esta estructura presenta un anticlinal asociado abierto y aproximadamente simétrico.

En esta transversal las estructuras en el talud continental del SFB forman un sistema de cabalgamientos de buzamiento hacia el SE con numerosas fallas ramificadas. La geometría de los cabalgamientos es en general lítrica o escalonada y enraízan en el despegue dentro del Paleoceno. El espaciado entre cabalgamientos varía entre 3 km y 1 km. Los desplazamientos de los cabalgamientos ubicados en la parte superior del talud continental son menores, por debajo de 2 km, que los de los cabalgamientos situados hacia las zonas distales, de entre 2 km y cerca de 3 km. Desde la parte inferior del talud al sureste del frente de deformación y hasta la falla de Rosario los anticlinales asociados a los cabalgamientos presentan un relieve estructural máximo de unos 2 km, y el relieve estructural mínimo está por debajo de la regional (tomando como horizonte de referencia el muro del Plioceno).

Los relieves más bajos se encuentran en la zona subhorizontal del talud. Hacia el sureste el relieve estructural aumenta de nuevo y disminuye al acercarse a la falla de desgarre. En la parte superior del talud continental esta transversal atraviesa la falla de Rosario que es subvertical. Inmediatamente al sureste de esta falla se interpreta un cabalgamiento cuya superficie se sitúa parcialmente por encima de la falla de Rosario. El anticlinal asociado a este cabalgamiento tiene un relieve estructural de 3 km y su charnela está cortada por fallas normales de buzamiento hacia el NO. En el flanco trasero del anticlinal asciende, ensanchándose a dos alturas, un diapiro de lodo que se emplaza a menos de 200 m por debajo del fondo marino.

En la plataforma continental la secuencia eoceno-miocena mantiene un espesor relativamente constante y el espesor de la secuencia plioceno-holocena está condicionado por el relleno de grandes cuencas formadas entre diairos (figura 7.1). En esta zona el espaciado entre cabalgamientos es mayor que en el talud y, en algunos casos, las superficies de falla son aprovechadas por los diairos de lodo para ascender. Los diairos ascienden desde el Paleoceno hasta alcanzar sedimentos del Plioceno y del Holoceno. El ascenso de los diairos provoca la formación de sinclinales anchos y abiertos. Estos sinclinales están limitados bien por dos diairos, o bien por un diapiro y un anticlinal asociado a un cabalgamiento, y sus partes superiores se rellenan con sedimentos plioceno-pleistocenos. Son frecuentes las fallas normales con buzamientos tanto hacia el SE como hacia el NO que profundizan hasta el Mioceno cortando cabalgamientos y anticlinales relacionados con ellos.

En la plataforma continental se ha identificado el techo de los materiales precontraccionales en el muro del Plioceno-1 mientras que en la parte superior del talud continental se sitúa en el Plioceno-3. La actividad de estas estructuras continúa en tiempos recientes, como se refleja en las irregularidades del fondo marino y en la edad de los sedimentos sincontraccionales. En el talud continental, al noroeste de la falla de Rosario, se interpreta el comienzo de actividad de las estructuras en el muro del Plioceno-3, reconociéndose al sureste una discordancia progresiva de flanco trasero mientras que al noroeste se distinguen *onlaps* en los horizontes precontraccionales. A muro del intraPleistoceno-1 también se ven relaciones de *onlap* en los flancos traseros de los anticlinales asociados a los cabalgamientos del sureste, lo que se interpreta como un segunda fase del levantamiento de estas estructuras. El final de la actividad correspondería al Holoceno justo al noroeste de la falla de Rosario y a la base del intraPleistoceno-2 hacia el noroeste. Un conjunto de estructuras en la parte central muestra actividad reciente como se refleja en el relieve del fondo marino y en los sedimentos sincontraccionales. En la parte inferior del talud continental, la base de los sedimentos sincontraccionales se sitúa a muro del Plioceno-3 y la actividad de estas estructuras continúa en tiempos recientes, produciendo ondulaciones del fondo marino. Así, mientras el emplazamiento de las estructuras se realizó siguiendo una secuencia hacia delante, el fin de la actividad sigue un patrón más complejo donde la actividad es reciente en la parte más proximal y en la más distal de esta transversal.

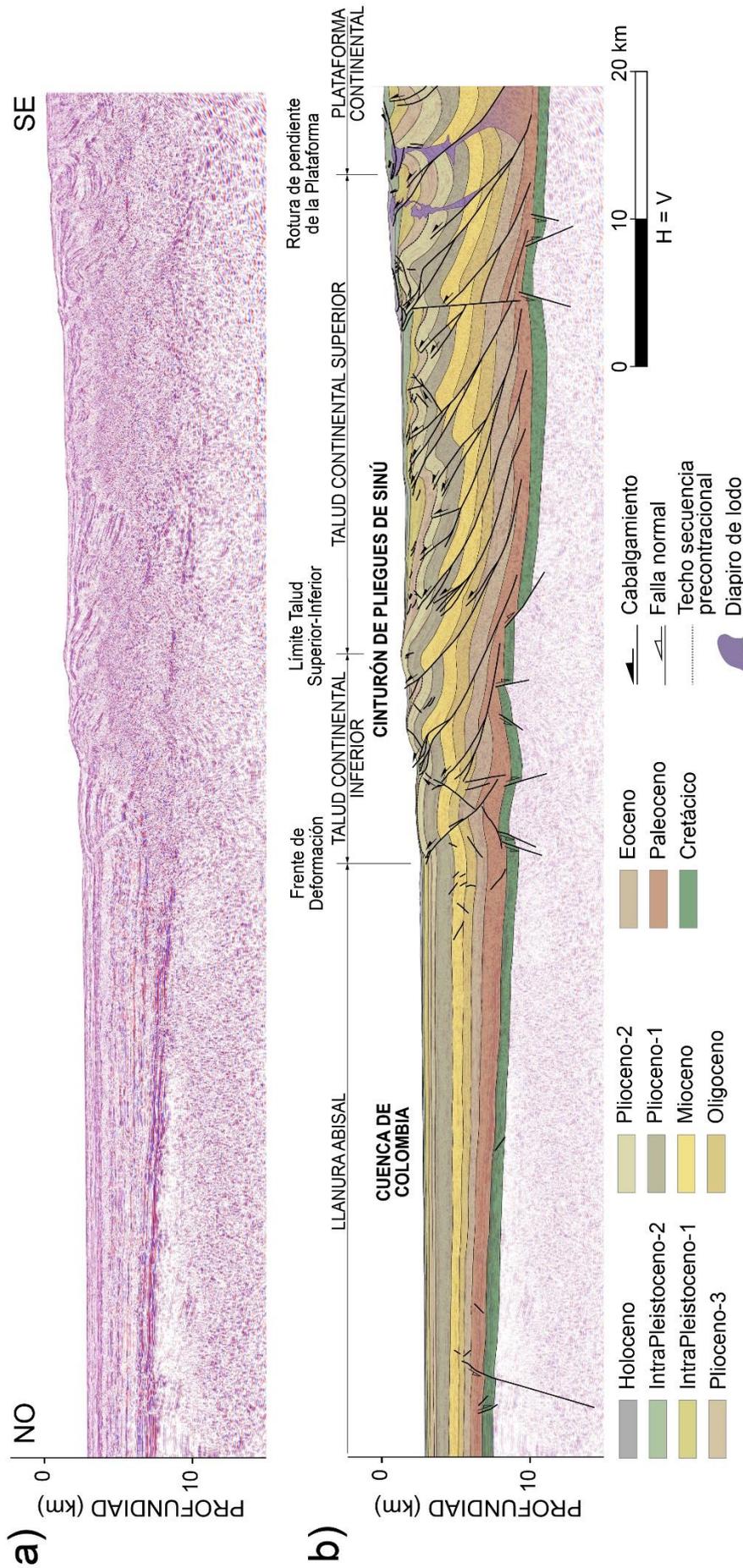


Figura 7.6.- Línea sísmica convertida a profundidad correspondiente a la Transversal Norte (a) sin interpretar y (b) interpretada. Ver situación en la figura 7.7.

## 7. Descripción de las transversales en profundidad

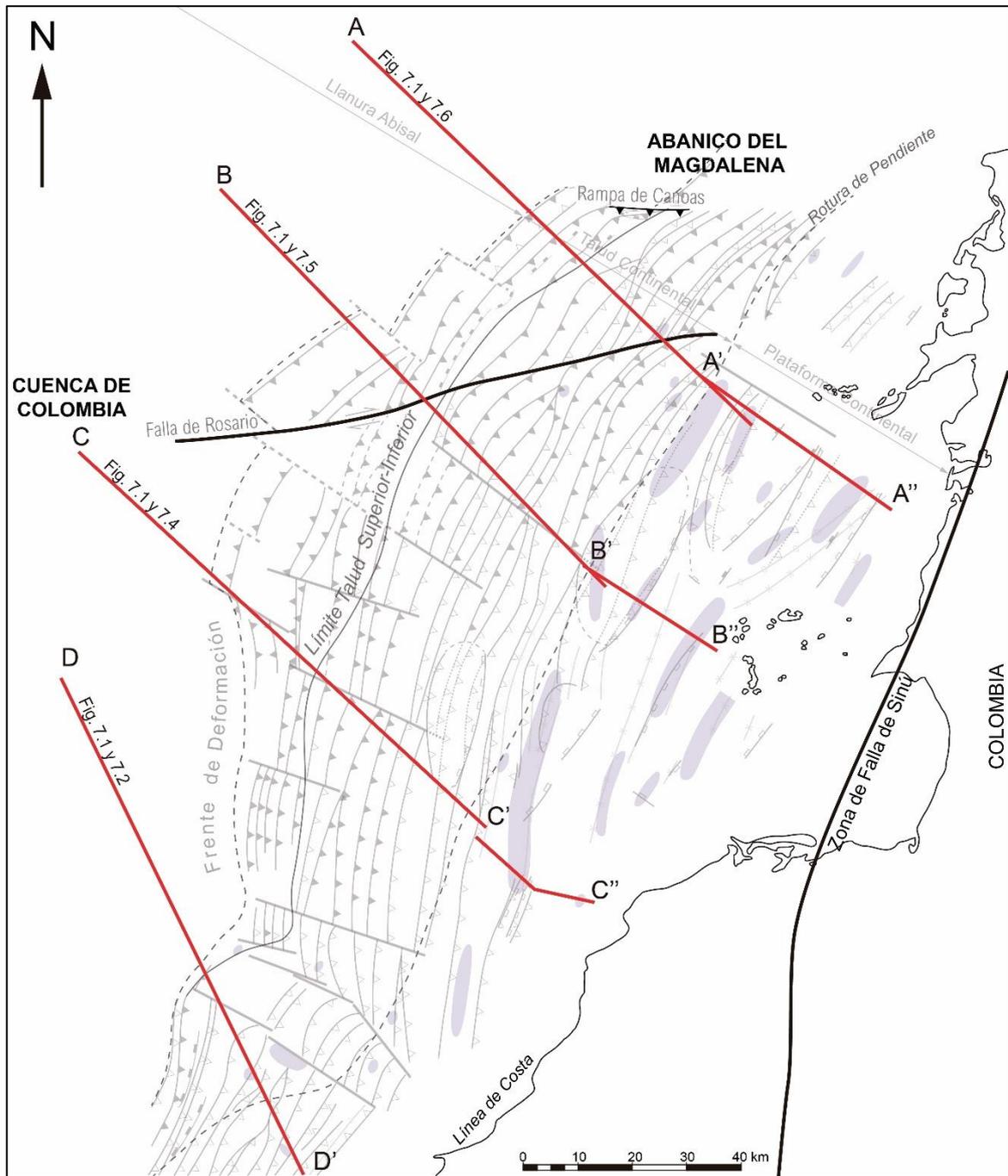


Figura 7.7.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo.

## 8. VECTOR DE TRANSPORTE TECTÓNICO

Para estimar el vector de transporte tectónico responsable de la formación del SFB se han empleado varios tipos de estructuras: tres estructuras longitudinales (rampas frontales de cabalgamientos, diapiros y fallas normales de plataforma) y tres estructuras transversales distintas (rampa oblicua, fallas de tipo *tear* y falla de desgarre) (figura 8.1). Para estimar la orientación del vector de transporte tectónico utilizando estas estructuras se debe considerar que estas fueron generadas por el mismo vector en el mismo periodo de tiempo. Así, desde el desarrollo de los primeros cabalgamientos y diapiros de lodo de la plataforma en el Plioceno temprano y hasta tiempos recientes donde han actuado los cabalgamientos del talud continental, los diapiros de lodo, la rampa oblicua de Canoas, las fallas de tipo *tear* y la falla de desgarre, la orientación del vector de transporte tectónico responsable de su formación habría sido constante a través del cinturón. Esto implica que las distintas orientaciones de las estructuras en las zonas sur, centro y norte del cinturón no están relacionadas con cambios de orientación en el vector del transporte tectónico.

A continuación, se describen los métodos empleados para estimar el vector de transporte tectónico usando cada uno de los tipos de estructuras.

- Dado que los cabalgamientos que constituyen el SFB tienen una morfología arqueada en mapa se ha aplicado la regla arco y flecha (Elliot, 1976), asumiendo que se trata de rampas frontales. La dirección del vector de transporte tectónico, obtenido midiendo la dirección de la línea recta dibujada a 90° de la línea recta que une los dos extremos de la traza curva del cinturón, es N115E.
- Gran parte de los diapiros de lodo muestran una forma pseudoelíptica y las direcciones de sus ejes de máxima elongación oscilan entre N005E y N035E. Asumiendo que esta morfología resulta de un acortamiento sufrido durante su emplazamiento, la dirección perpendicular a sus ejes de elongación máxima será la dirección de transporte tectónico, variando en este caso entre N095E y N125E, con un valor medio de N110E.
- El rumbo de las fallas normales de plataforma varía entre N024E y N037E. Asumiendo que son estructuras frontales, la dirección perpendicular a su rumbo medio, N120E, representa el valor de la dirección del vector de transporte tectónico.
- El rumbo aproximado de la rampa oblicua de Canoas es N094E. El rango posible de direcciones de transporte tectónico obtenido a partir de esta rampa está entre N094E, asumiendo que es una rampa lateral, y N184E, asumiendo que es una rampa frontal.
- El rumbo de las fallas de tipo *tear* es ligeramente variable a través del SFB, desde N104E hasta N129E. Asumiendo que el rumbo de este tipo de fallas es paralelo a la dirección de transporte tectónico, el rumbo medio de las fallas podría representar la dirección de transporte tectónico, que es N117E.

- Teniendo en cuenta que la falla de Rosario tiene un rumbo aproximadamente E-O y su movimiento es lateral dextro, la dirección del eje de esfuerzo máximo ( $\sigma_1$ ) responsable de este movimiento estaría comprendido en un rango entre N075E a N165E. Sin embargo, considerando que el eje principal de esfuerzo máximo siempre biseca el ángulo agudo entre las superficies de fallas conjugadas y asumiendo que el eje máximo de esfuerzos es paralelo al vector de transporte tectónico, entonces la dirección del transporte tectónico dado por esta falla estaría dentro del rango N075E-N120E.

Los resultados obtenidos del análisis de las estructuras longitudinales y transversales son muy similares e indican una dirección de transporte tectónico comprendida entre N110E y N120E. Esta dirección promedio del vector de transporte tectónico está de acuerdo con la dirección de movimiento actual de la placa del Caribe, la cual es ONO-ESE, medida con instrumentos GPS (Freymueller *et al.*, 1993; Kellogg y Vega; 1995; Trenkamp *et al.*, 2002).

El ángulo entre el rumbo de las estructuras principales en la zona norte del SFB y el vector de transporte tectónico es de aproximadamente 65° a 75°. Esta observación está de acuerdo con la hipótesis de que la parte norte del cinturón podría corresponder a una zona de transición entre un régimen puramente compresivo en el noroeste de Colombia y un régimen de desgarre en el norte de Colombia y Venezuela (*e.g.*, Vernet *et al.*, 1992; Ruiz *et al.*, 2000; Ramírez *et al.*, 2015).

La reactivación de fallas normales antiguas en la parte sur del área de estudio de la cuenca de Colombia se ha atribuido a la flexión de la litosfera causada por el peso de la cuña de sedimentos del SFB y a la subducción de la placa del Caribe bajo la placa de América del Sur. Si estas fallas no fueran heredadas, sino fallas de nueva creación, probablemente su rumbo sería paralelo al eje de la flexión que a su vez sería aproximadamente paralelo al frente de deformación y, por lo tanto, la normal al rumbo de estas fallas normales podría usarse para estimar el vector del transporte tectónico del cinturón. Sin embargo, las fallas proceden de la reactivación de fallas más antiguas y su rumbo, que está comprendido entre N050E y N065E, no está relacionado con la dirección de transporte tectónico. De hecho, si se acepta que la dirección de transporte tectónico está entre las direcciones N110E y N120E, el ángulo entre las fallas normales y el vector de transporte tectónico variaría entre 45° y 70°. De acuerdo con el gráfico presentado por Uzke *et al.* (2020) para fallas cuyos rumbos formen ángulos entre 45° y 70° con el vector de transporte tectónico y buzamientos comprendidos entre 60° y 70° (como es el caso de las fallas normales en la cuenca de Colombia), el componente de salto vertical del desplazamiento a lo largo de estas fallas sería aproximadamente entre el 70 y 90% del componente en dirección. Por lo tanto, las fallas fuertemente inclinadas con ángulos entre sus rumbos y el vector de transporte tectónico elevados se comportarían como fallas de salto vertical puro (fallas normales), mientras que las fallas menos inclinadas con ángulos bajos entre sus rumbos y la dirección de transporte tectónico deberían comportarse como fallas oblicuas con un componente de desgarre mayor que el componente en salto (fallas laterales senestras).

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

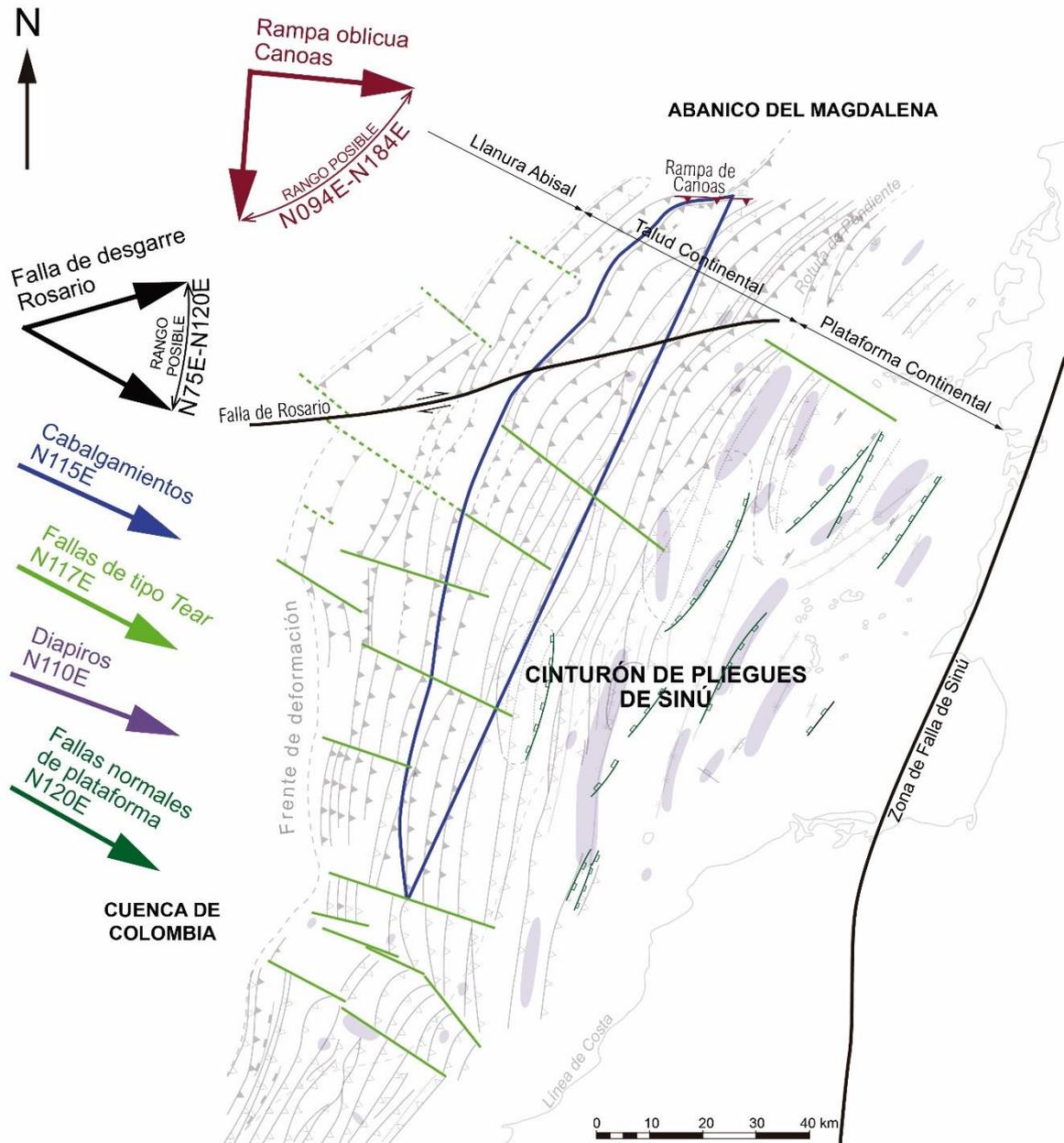


Figura 8.1.- Mapa del SFB mostrando las direcciones del vector de transporte tectónico obtenidas por diferentes métodos analizando estructuras longitudinales (cabalgamientos, diapiros y fallas normales de plataforma) y transversales (fallas de tipo tear, falla de desgarre y rampa lateral).

## 9. TASAS Y CANTIDAD DE ACORTAMIENTO EN EL SFB

En el área de estudio, el acortamiento responsable de la formación del SFB comenzó en el Plioceno en las zonas internas y es activo hoy en día en el frente de deformación y algunas regiones adyacentes de acuerdo con los sedimentos sintectónicos; esto significa que la región ha sufrido acortamiento durante al menos 5,3 Ma. Las tasas actuales de convergencia entre la placa del Caribe y la placa de América del Sur para esta región, estimadas con medidas de GPS son de 10 mm/año (Freymueller *et al.*, 1993), de 10 a 15 mm/año (Kellogg y Vega, 1995) y de  $20 \pm 2$  mm/año (Trenkamp *et al.*, 2002). Asumiendo que estas tasas de movimiento de las placas (de 10 a 20 mm/año), medidas durante al menos 25 años, permanecieran constantes durante todo el desarrollo del SFB durante 5,3 Ma, y que la placa de América del Sur permaneciera estacionaria con respecto a la placa del Caribe, entonces la placa del Caribe debería haberse movido aproximadamente de 53 a 106 km desde el Plioceno temprano hasta el presente.

La reactivación durante el Plioceno-Cuaternario de las fallas que fueron activas durante el Mesozoico y/o Paleógeno-Neógeno temprano en la mitad sur de la cuenca de Colombia adyacente al frente de deformación del SFB podría estar relacionada con el desarrollo del cinturón. Esta reactivación respondería a la flexión producida en la placa tectónica del Caribe a medida que subducía bajo la placa tectónica de América del Sur y al peso soportado por ella debido al desarrollo del SFB. Esta flexión litosférica de tipo monoclinal-anticlinal probablemente indujo extensión en la parte más externa de la flexión que fue acomodada con fallas normales. Estas fallas normales no fueron de nueva creación, sino que se reactivaron las fallas normales de la cuenca de Colombia cuyo rumbo era subparalelo al SFB. La flexión litosférica probablemente migró alejándose del continente a una tasa similar a la del avance del SFB en la misma dirección. Esto podría explicar por qué la falla normal situada en una posición más meridional, y más cercana al continente y al frente de deformación, cesó su actividad aproximadamente a finales del Plioceno, mientras que la falla normal más septentrional, y más alejada del frente de deformación, cesó su actividad en tiempos recientes. Asumiendo que la distancia medida sobre el mapa perpendicular al rumbo de estas dos fallas normales reactivadas en tiempos diferentes refleja tanto la migración de la flexión de la litosfera como el avance del frente de deformación, entonces si se divide esa distancia entre el tiempo que hay entre la terminación de la actividad de ambas fallas normales daría como resultado una aproximación a la tasa de avance del frente de deformación. El valor de la distancia entre las dos fallas normales es de 29 km y la diferencia aproximada entre la terminación de su actividad es de 2,58 Ma, por tanto, la tasa de avance durante el Plioceno-Pleistoceno es de 11 mm/año. Esta tasa de avance obtenida con este método está de acuerdo con la tasa de convergencia de 10-20 mm/año entre las placas del Caribe y de América del Sur para el área de estudio y las zonas adyacentes estimada por Freymueller *et al.*, (1993) and Kellogg and Vega (1995) usando medidas de GPS.

El acortamiento sufrido por los sedimentos del SFB en la parte de la plataforma continental y del talud continental desde el Plioceno hasta la actualidad se ha medido en las cuatro líneas sísmicas convertidas a profundidad perpendiculares al cinturón. Para ello se ha seleccionado un horizonte precontraccional con una buena imagen sísmica, como es la base del Plioceno. El acortamiento se ha estimado como la diferencia entre la longitud del horizonte plegado y fallado y la longitud de la sección entre una *pin line* subvertical situada en la cuenca de Colombia y una *loose line* subvertical ubicada en la plataforma continental (figura 9.1). El valor del acortamiento obtenido probablemente es un valor subestimado, principalmente por dos razones: por una parte, no se ha tenido en cuenta la deformación interna porque el algoritmo de restauración utilizado se basa en longitudes de líneas constantes y, por otra parte, el acortamiento del SFB se ha estimado únicamente el talud continental y en la parte de la plataforma adyacente a este ya que no se dispone de perfiles sísmicos convertidos a profundidad que cubran la parte de la plataforma continental más próxima al continente. El acortamiento obtenido usando las interpretaciones realizadas sobre las cuatro líneas convertidas a profundidad está comprendido en un rango entre 11,3 km y 22,8 km. Estos valores de acortamiento aparente se han convertido en valores reales usando las ecuaciones de Cooper (1983) y teniendo en cuenta el ángulo entre la dirección de las líneas sísmicas y el vector de transporte tectónico. El acortamiento real varía entre  $13,8 \pm 0,7$  km y  $23,9 \pm 0,5$  km, lo que corresponde en porcentaje a un rango comprendido entre el 19% y el 31%. Estos valores de acortamiento son aproximados ya que probablemente se han producido errores tanto en la toma de las medidas como en la interpretación geológica y en la conversión a profundidad de los datos sísmicos. Teniendo en cuenta que los valores de acortamiento estimados a partir de las líneas sísmicas han tenido lugar aproximadamente durante 5,3 Ma y asumiendo una tasa de acortamiento constante, significa que la tasa de acortamiento ha sido de casi 6 mm/año.

La coherencia entre la tasa de movimiento de las placas tectónicas y la tasa de migración de la flexión litosférica, ambas estimadas utilizando métodos diferentes, hace que sea razonable asumir que gran parte de la deformación de las placas del Caribe y de América del Sur se ha producido en los bordes de placa y que no ha habido mucha deformación intraplaca. En los bordes de placa de zonas de subducción la deformación se acumula dentro de la placa superior en respuesta al movimiento de la placa subducida. Si esto es correcto, en una primera aproximación, el deslizamiento interplaca del margen y el acortamiento en la placa superior deberían sumar el total de la convergencia. Así pues, el deslizamiento interplaca puede estimarse sustrayendo el acortamiento en la placa superior a la convergencia total de la placa. Si es correcto que la tasa de movimiento de la placa del Caribe ha sido aproximadamente constante de 10 a 20 mm/año durante los últimos 5,3 Ma, entonces los valores de acortamiento de la placa superior obtenidos a partir de las líneas sísmicas representan entre el 13% y el 45% del movimiento Plioceno-Cuaternario de la placa del Caribe estimado más arriba. Este porcentaje es un valor mínimo que podría aumentar si se añade la deformación interna, más el acortamiento de todo el SFB desde el frente de deformación hasta la Zona de Falla de Sinú, más posibles errores derivados de las medidas, interpretación y procesado. El 55-87% restante de la convergencia de las placas podrían ser los valores máximos acomodados por deslizamiento interplaca. Esto significa

que el desplazamiento máximo a lo largo del despegue basal podría ser de 29-92 km. Si la tasa de movimiento de la placa del Caribe en el pasado hubiera sido menor que la actual y/o parte del movimiento de la placa hubiera sido acomodado por deformación intraplaca, entonces el desplazamiento a lo largo del despegue basal podría ser menor. Aunque el porcentaje de desplazamiento a lo largo de despegue basal parece ser muy alto con respecto a la convergencia de las placas, se han obtenido valores similares en otras regiones como en el margen del Hikurangi, situado en el borde entre las placas del Pacífico y la australiana (Nicol y Beavan, 2003).

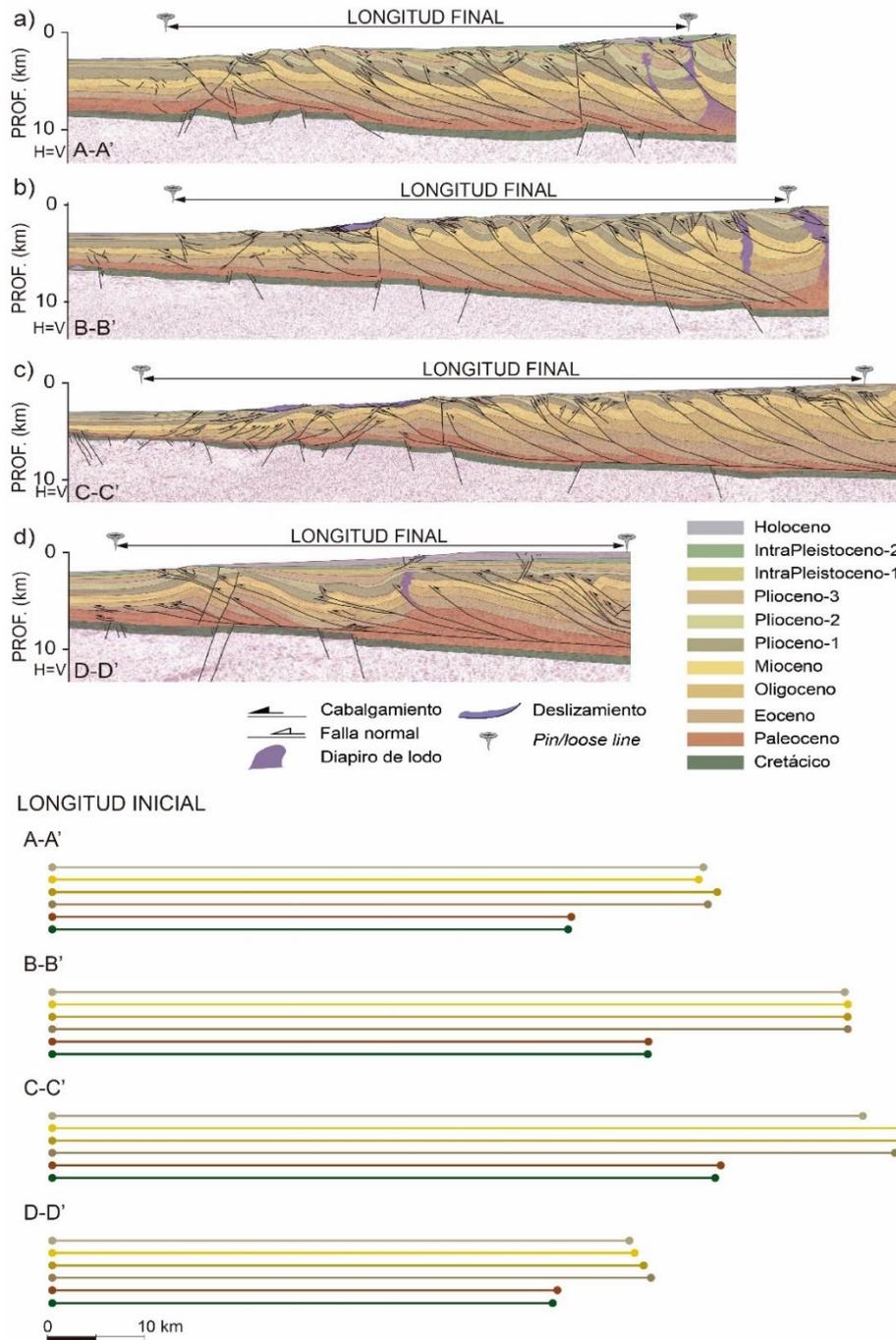


Figura 9.1.- Comparación entre la longitud final medida entre la pin y la loose line, y las longitudes iniciales de los horizontes plegados y fallados precontraccionales del SFB.

## **9.1. Acortamiento y engrosamiento**

Si los valores de acortamiento del SFB medidos a partir de los cuatro perfiles convertidos a profundidad se suman a los valores de desplazamiento calculados a lo largo del despegue basal, teniendo en cuenta que los valores obtenidos no pueden exceder el movimiento tectónico de la placa, se obtienen los valores totales de movimiento tectónico horizontal del SFB. Estos valores son del orden de 43-53 km hasta un máximo de 106 km. Si el espesor de la secuencia estratigráfica en la plataforma continental se resta del espesor vertical de la cuña tectónica en la zona de la plataforma, se obtienen los valores máximos de engrosamiento tectónico, ya que en la plataforma es donde se produjeron los valores más elevados. Estos valores son del orden de 1,45-1,55 km en las tres secciones del saliente principal del SFB, mientras que en la sección del saliente menor del sur alcanza 2,7 km. Comparando los valores de movimiento tectónico horizontal con los valores de engrosamiento tectónico vertical se puede estimar cómo se ha acomodado el acortamiento total responsable de la formación del SFB. Los resultados muestran que el movimiento principal que se ha producido ha sido horizontal. Tan solo entre el 1% y el 3% del movimiento ha sido acomodado como levantamiento en el norte y en saliente menor del sur, mientras que entre el 3% y 6% ha sido acomodado como levantamiento en la zona centro-sur.

## 10. FORMA ARQUEADA DEL SFB

La forma arqueada, convexa hacia el noroeste, del cinturón se reconoce en el talud gracias a elementos como en el frente de deformación, en el límite entre el talud continental inferior y superior, y en la traza de los cabalgamientos. Sin embargo, la traza de la rotura de pendiente entre el talud continental y la plataforma tiene una forma aproximadamente rectilínea (figuras 5.1 y 10.1). Por lo tanto, la forma arqueada se debe principalmente a un cambio en la anchura del talud continental siendo más ancho en la parte central que en los límites noreste y suroeste. Para comprender la forma ligeramente arqueada del SFB se deben considerar los siguientes aspectos:

- Los valores de acortamiento medidos en el talud continental y en parte de la plataforma continental usando las interpretaciones de los cuatro perfiles convertidos a profundidad varían desde valores mínimos de  $13,8\pm 0,7$  km en la zona sur a valores máximos de  $15,7\pm 0,4$  km y  $23,9\pm 0,5$  km en las zonas centro-sur y centro-norte, respectivamente, y a valores de  $19,0\pm 0,4$  km en la zona norte. Las variaciones de acortamiento están de acuerdo con la forma arqueada del cinturón, que alcanza su máxima anchura en la zona centro-norte. Además, las variaciones de acortamiento pueden ser responsables del desarrollo de fallas de tipo *tear* simultáneas al emplazamiento de los cabalgamientos dando como resultado un cinturón no estrictamente rectilíneo, sino controlado por la compartimentalización en bloques.
- El abanico del Magdalena, resultado de un alto aporte de sedimentos procedentes del río Magdalena, habría ralentizado el desarrollo del pliegues y cabalgamientos, frenando el avance del frente de deformación e induciendo la formación de la rampa oblicua de Canoas. Esto habría provocado una forma arqueada del cinturón en la parte norte. Además, el movimiento de desgarre dextro a lo largo de la falla de Rosario en la parte norte del SFB produjo un desplazamiento relativo del bloque norte de la falla hacia el este y del bloque sur hacia el oeste. Esto acentuaría aún más la forma arqueada en la parte norte del cinturón. La estructura previa más importante lo suficientemente grande para influenciar la geometría del cinturón en la zona sur es la región del alto de basamento identificada en la cuenca de Colombia. Esta región se habría introducido por debajo del cinturón de manera oblicua a medida que la placa tectónica del Caribe subdujo por debajo de la placa de América del Sur. Este fenómeno podría haber retrasado el avance del frente de deformación en el entrante del sur y en la parte sur del saliente principal del SFB, contribuyendo la formación de un cinturón con forma arqueada en la parte sur.
- De acuerdo con experimentos físicos, las fallas se propagan más hacia el interior cuando el espesor de los sedimentos es mayor (*e.g.*, Marshak *et al.*, 1992) y, de acuerdo con los modelos numéricos, las mayores tasas de sedimentación sintectónica conducirían a un mayor avance del frente de deformación, aunque habría cierto lapso entre los dos fenómenos (*e.g.*, Simpson, 2010; Fillon *et al.*, 2013). Es espesor tanto de la secuencia precontraccional (aproximadamente paleoceno-miocena) como de la

sincontraccional (aproximadamente plioceno-cuaternaria), medidos en el talud continental y en la cuenca de Colombia, son mayores en las zonas norte y sur del SFB que en la zona central (figura 4.2). La relación entre el espesor de los sedimentos sincontraccionales y el espesor de los sedimentos precontraccionales en los límites norte y sur del SFB (que varía entre 0,6 y 0,8) es mucho menor que la relación en la parte central (que varía entre casi 2,5 y 1,5 en la cuenca de Colombia y el frente de deformación, respectivamente). Esto sugiere que el espesor de los sedimentos precontraccionales ejerce más influencia en las zonas norte y sur del cinturón, donde la relación es menor, mientras que el espesor de los sedimentos sincontraccionales sería más importante en la parte central donde la relación es mayor. En cualquier caso, de acuerdo con el espesor de sedimentos y los modelos físicos y numéricos, la morfología del SFB vista en mapa debería corresponder a un entrante más que a un saliente, con el frente de deformación más avanzado en los límites norte y sur que en la parte central. Esta contradicción puede ser explicada si se considera que la geometría arqueada en el talud continental está más influenciada por las variaciones de acortamiento, el abanico del Magdalena y el alto de basamento que por el espesor de sedimentos.

- No se han identificado estructuras relacionadas con un arqueamiento del cinturón posterior a su desarrollo, como grandes pliegues cuyas trazas axiales fueran aproximadamente perpendiculares a las trazas de las estructuras principales.

Algunos de los factores discutidos más arriba, como las variaciones en el acortamiento o el desarrollo de las fallas de tipo *tear*, son inherentes al desarrollo del propio cinturón, mientras que factores como el aporte de sedimentos que conforman el abanico del Magdalena, la rampa oblicua de Canoas, la falla de Rosario y la subducción de una región con un alto en el basamento, son el resultado la configuración de elementos externos al cinturón. En cualquier caso, la forma arqueada del SFB se puede explicar sin que se produzcan variaciones en la orientación del vector de transporte tectónico en el espacio y/o en el tiempo. Un vector de transporte tectónico con una orientación constante para todo el cinturón, independientemente de la orientación de las estructuras presentes en las partes sur, centro y norte del cinturón, también está de acuerdo con que la zona norte del cinturón sea resultado de un régimen transpersonal entre un régimen puramente compresional en el noroeste de Colombia y un régimen de desgarre en el norte de Colombia y norte de Venezuela.

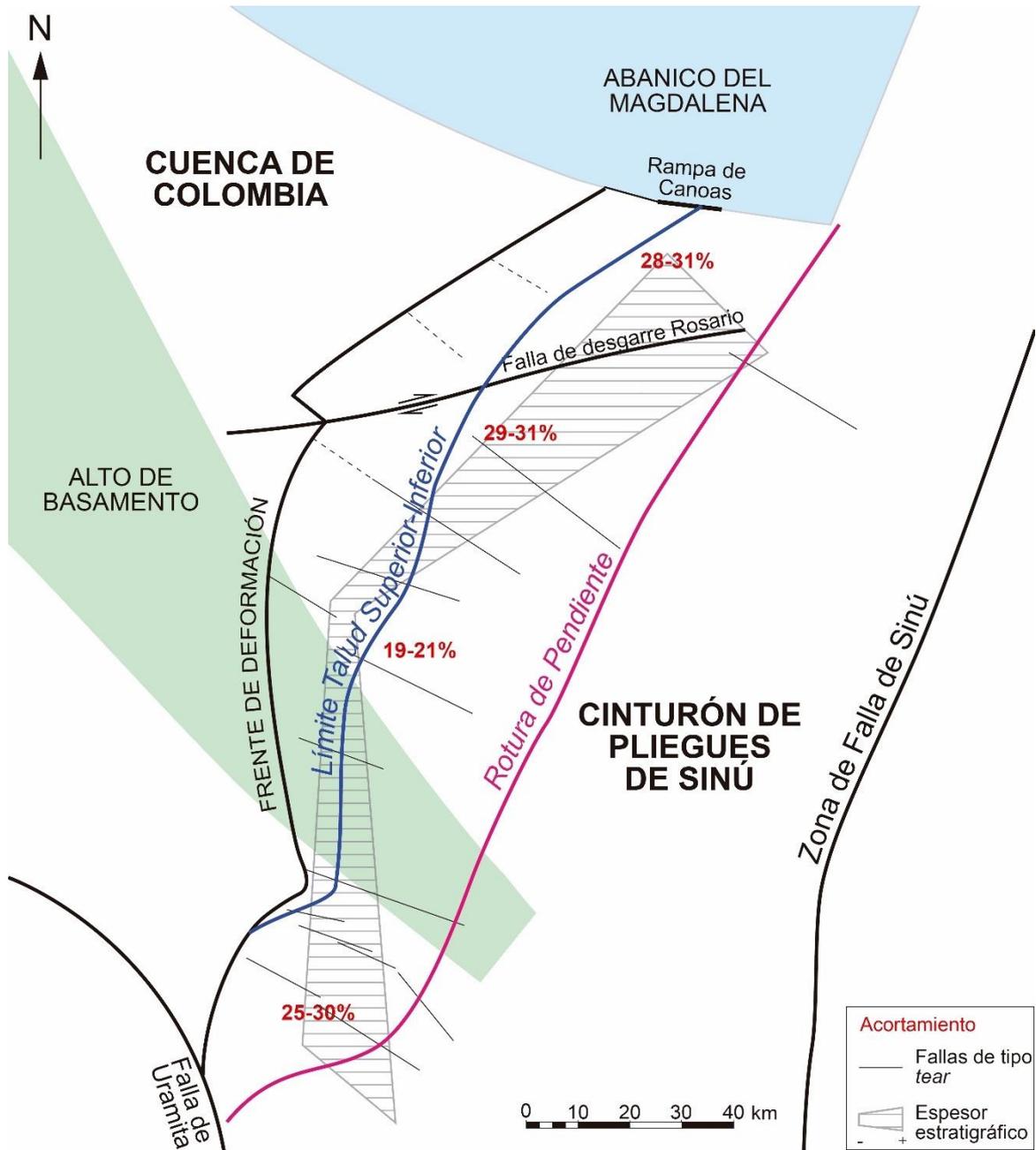


Figura 10.1.- Mapa esquemático del SFB en el que se representan los principales elementos responsables de su forma arqueada: las variaciones en el acortamiento, el desarrollo de las fallas de tipo tear, la influencia del abanico del Magdalena, la rampa de Canoas y la falla de Rosario en el norte, y una región con un alto de basamento en el sur

# 11. MORFOESTRUCTURA Y NEOTECTÓNICA

El SFB alcanza alrededor de 130 km de anchura en la zona central, medida desde la Zona Falla de Sinú hasta el frente de deformación, y disminuye hacia los extremos hasta un valor aproximado de 95 km en el norte y 110 km en el sur (figura 5.1). La anchura de todo el talud continental, medida desde el frente de deformación hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma, alcanza su máximo valor en la zona central del cinturón disminuyendo hacia los extremos norte y sur, con un talud inferior de casi 30 km de ancho y un talud superior de casi 40 km. La anchura disminuye desde la parte central hacia los extremos del cinturón, llegando a casi 15 km de talud continental inferior y 30 km de talud superior en el norte y a 15 km de talud continental superior en el sur, donde el talud inferior tiene una anchura menor de 1 km en la parte más septentrional y desaparece hacia el sur. La anchura de la plataforma continental, medida desde la rotura de pendiente hasta la Zona de Falla de Sinú, alcanza valores máximos, de alrededor de 75 km en la parte sur del cinturón disminuyendo progresivamente hasta los 45 km en el norte.

El fondo marino en la plataforma continental tiene una inclinación de entre  $0,1^\circ$  y  $1,2^\circ$  hacia el NO, el talud continental tiene una inclinación suave de entre  $1,6^\circ$  y  $7,1^\circ$  hacia el NO, y la llanura abisal, en la parte de la cuenca de Colombia adyacente al SFB, tiene inclinaciones de entre  $0,3^\circ$  y  $1,4^\circ$  también hacia el NO. La inclinación de la parte inferior del talud continental ( $3,3^\circ$ - $7,1^\circ$ ) es generalmente mayor que la de la parte superior ( $1,6^\circ$ - $3,8^\circ$ ), excepto para la zona sur en la que se ha medido una inclinación constante de  $3,8^\circ$ . La inclinación de la parte inferior del talud continental alcanza su máximo en la zona centro-norte y disminuye hacia zona sur y zona norte. Por el contrario, en la parte superior del talud continental la inclinación disminuye desde las zonas sur y norte hacia la zona central del cinturón, siendo mínima en la zona centro-sur (figura 11.1). La diferencia entre la inclinación de la parte inferior y la parte superior del talud disminuye en la zona centro-norte hasta valores de menos de  $2^\circ$ , mientras que es de  $5^\circ$  en el norte y de casi  $4^\circ$  en el sur.

Tanto en la plataforma continental como en la llanura abisal la superficie del fondo marino es aproximadamente plana y regular, mientras que en el talud continental puede ser regular o irregular. La irregularidad del talud y la anchura de la zona irregular aumenta progresivamente desde el saliente sur, donde apenas hay irregularidad, hasta la zona norte, donde la mayor parte del talud continental es irregular (figura 11.2). El aumento de tamaño de la zona irregular de sur a norte implica que el límite batimetría irregular-batimetría regular es oblicuo al límite entre la parte inferior y la superior del talud continental. Se ha cuantificado la irregularidad del fondo marino por medio del coeficiente de determinación  $R^2$ , usado para medir el ajuste de las funciones lineales para los datos de batimetría, que está comprendido en un rango de 0,996 (zona centro-sur) a 0,814 (zona centro-norte) en la parte inferior del talud continental, y un rango de 0,992 (zona sur) a 0,806 (la zona norte) en la parte superior del talud continental.

## 11. Morfoestructura y neotectónica

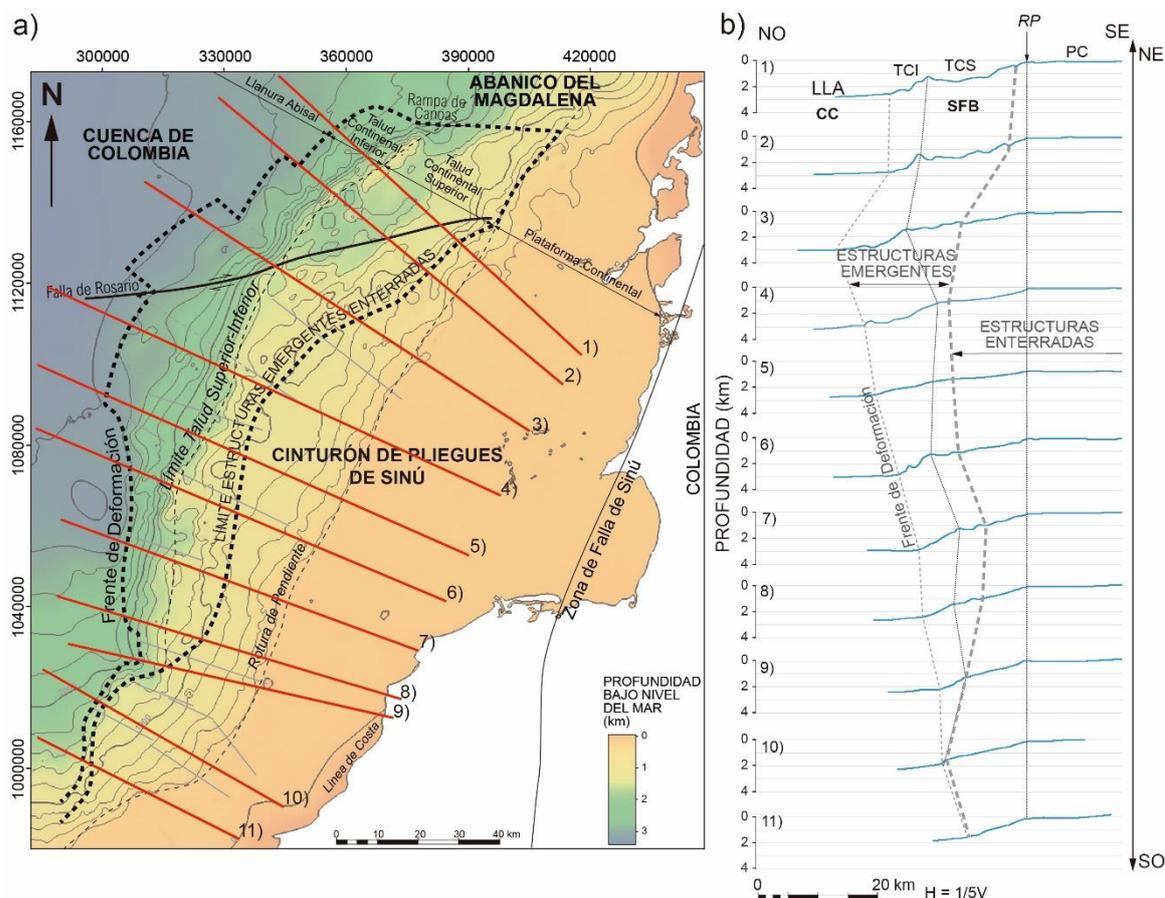


Figura 11.1.- (a) Mapa batimétrico generado a partir de las interpretaciones de fondo marino de todas las líneas sísmicas ilustrando la posición de once perfiles perpendiculares a las trazas de las estructuras longitudinales principales y (b) fondo marino de los once perfiles (CC: Cuenca de Colombia; SFB: Cinturón de Pliegues de Sinú; LLA: Llanura Abisal; TCI: Talud Continental Inferior; TCS: Talud Continental Superior; RP: Rotura de Pendiente entre el talud y la plataforma; PC: Plataforma Continental).

La parte inferior del talud continental muestra una batimetría más regular que la parte superior en la zona norte del cinturón, mientras que en la zona central la parte inferior del talud es más irregular que la parte superior. Las irregularidades de la batimetría están causadas por la expresión batimétrica de cabalgamientos y pliegues relacionados con ellos. El fondo marino del talud continental en la zona sur es aproximadamente regular ( $R^2=0,99$  de media), excepto para la estructura más frontal que constituye el frente de deformación en esa zona. Esto significa que solo esa es activa actualmente mientras que el resto de las estructuras han permanecido inactivas hasta alcanzar una batimetría regular en perfil. Por el contrario, la geometría irregular del fondo marino de todo el talud continental en la zona norte sugiere que la mayoría de las estructuras son activas. La distribución gradual de estructuras activas e inactivas tanto a lo largo como a lo ancho del cinturón, basada en la irregularidad del fondo marino, podría indicar:

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

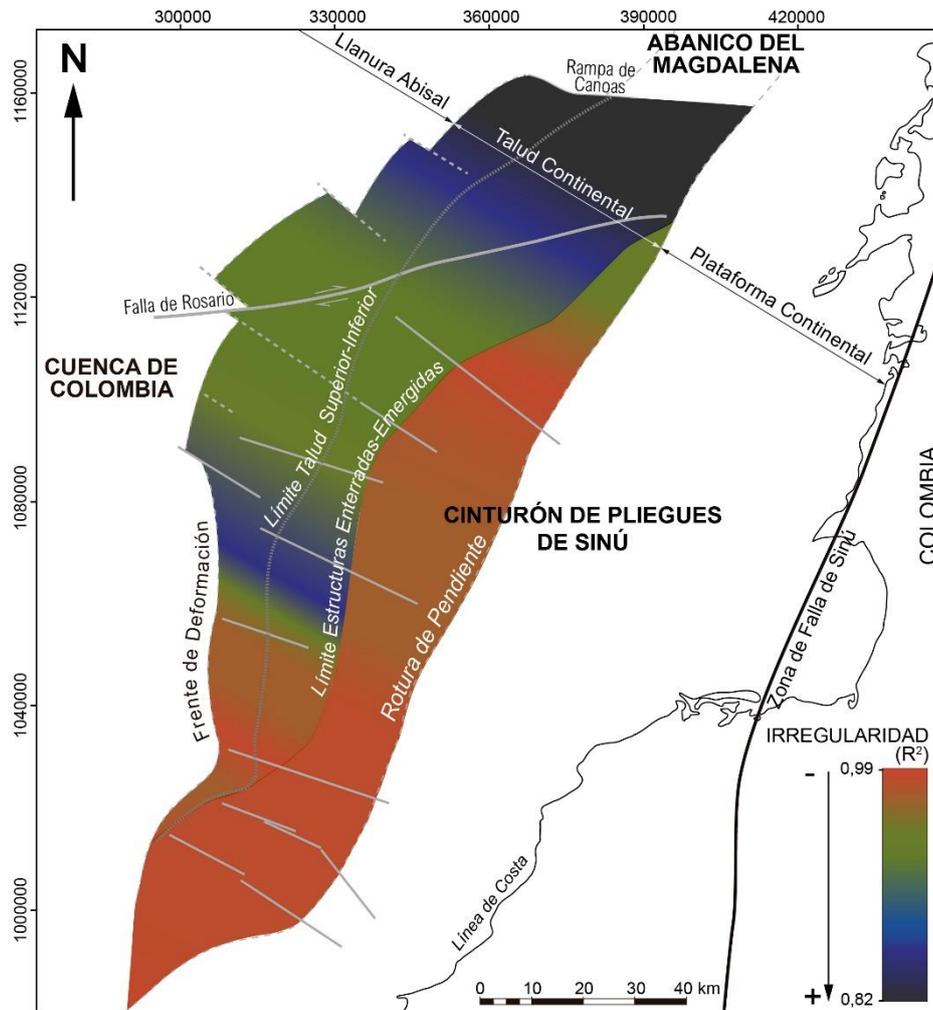


Figura 11.2.- Mapa de variación de irregularidad de la batimetría desde el frente de deformación del SFB hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental construido mediante interpolación de los valores de  $R^2$  obtenidos en los once perfiles del fondo marino ilustrados en la figura 11.1.

- La actividad tectónica responsable del desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados se propaga de ESE a ONO, ya que muchas de las estructuras situadas en el extremo noroeste, o parte distal, del cinturón provocan irregularidades en el fondo marino (estructuras activas), mientras que, en el extremo sureste, o parte proximal, las estructuras no provocan irregularidades en el fondo marino (estructuras inactivas). Esto está de acuerdo con una secuencia de propagación hacia adelante como se había determinado en el apartado 5.1.7.
- En general, la actividad tectónica responsable del desarrollo de algunos cabalgamientos y sus pliegues relacionados finalizó antes en el sur el SFB que en el norte dado que hay estructuras individuales que no presentan expresión batimétrica en el sur (parte inactiva de la estructura) que dan paso a irregularidades batimétricas hacia el norte (parte activa de la estructura).
- La actividad tectónica del cinturón en tiempos recientes ha sido mucho mayor en el norte del cinturón, ya que la anchura de la zona donde las estructuras son activas, el

número de estructuras activas y la irregularidad del fondo marino es mucho mayor (figura 11.3). El número de cabalgamientos y la anchura de la zona con estructuras con expresión batimétrica aumenta gradualmente desde el suroeste hasta el noreste. La irregularidad del fondo marino sigue aproximadamente la misma tendencia excepto en la zona centro-sur y en la zona norte del cinturón donde el incremento es brusco, como se muestra en los perfiles batimétricos y en el gráfico de  $R^2$  versus distancia horizontal (figura 11.3c).

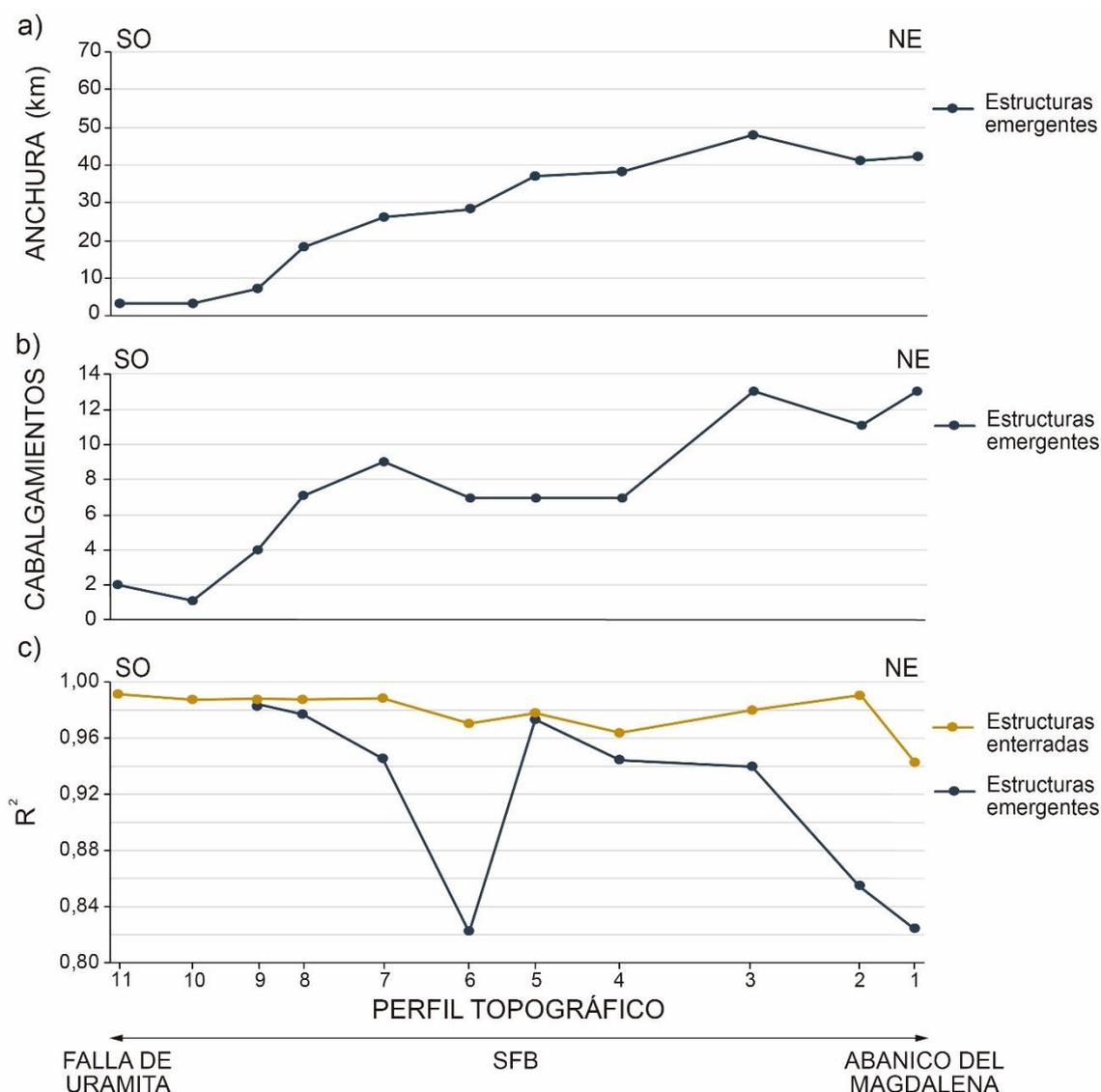


Figura 11.3.- Gráficas donde se muestra la variación, tanto longitudinal como transversal, de: (a) la anchura de la parte irregular del talud continental, (b) número de cabalgamientos y pliegues relacionados con expresión batimétrica y (c) irregularidad de la batimetría en las áreas con estructuras emergidas y con estructuras enterradas. Las medidas se han realizado sobre los once perfiles construidos perpendiculares al cinturón ilustrados en la figura 11.1.

Una posible explicación a la mayor actividad tectónica en la parte norte del SFB, reflejada por el mayor número de estructuras, mayor anchura de zona irregular y mayor irregularidad del fondo marino en las zonas donde las estructuras tienen expresión batimétrica, podría ser que la placa tectónica del Caribe esté rotando en sentido horario con respecto a la placa

de América del Sur, de esta manera subduciría una mayor porción de placa del Caribe en la parte norte del SFB.

Se ha calculado el espesor vertical de la cuña entre la superficie batimétrica y el despegue principal. En el frente de deformación el espesor es de 2,5-4 km en la zona central del SFB y aumenta hasta 5,8 km en la zona sur y 5 km en la zona norte. El espesor en el punto de rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental en la zona sur es de 8,6 km y aumenta progresivamente hacia la zona central (9,1-9,7 km) y hacia la zona norte (9,9 km). Por lo tanto, la diferencia entre el espesor vertical de la cuña en el frente de deformación y en la rotura de pendiente es máxima en la zona central del cinturón y disminuye tanto hacia el norte como hacia el sur, siendo mayor la disminución hacia el sur (figura 11.4). El espesor vertical de la cuña es menor en la parte central del SFB con respecto a los extremos norte y sur, y la diferencia entre los valores de espesor vertical en el frente de deformación y en la rotura de pendiente también es menor en la parte central. Sin embargo, la cantidad de sedimentos involucrados en el cinturón no es necesariamente menor en la zona central; se debe tener en cuenta que la anchura del cinturón es mayor en el área central que en los extremos norte y sur.

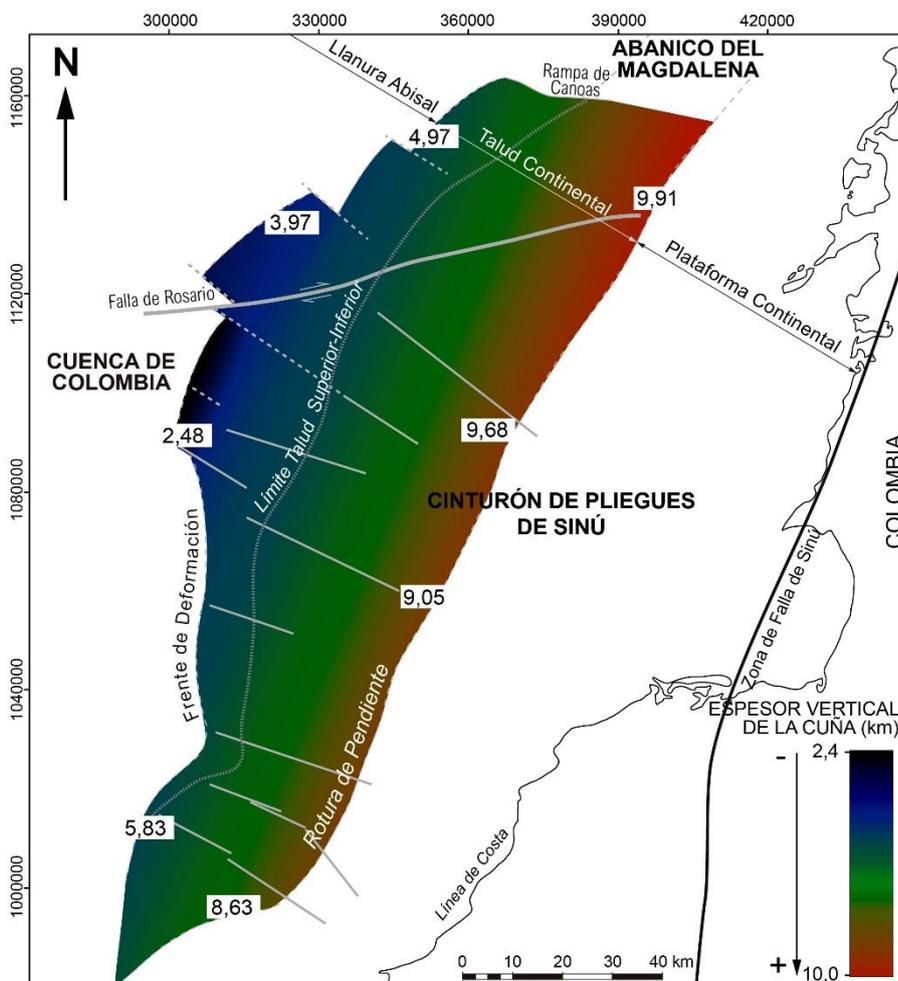


Figura 11.4.- Mapa de variación del espesor vertical de la cuña desde el frente de deformación del SFB hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental construido mediante interpolación de los valores de espesor vertical de la cuña obtenidos en los cuatro perfiles sísmicos convertidos a profundidad.

Asumiendo que en el SFB la mayor irregularidad del fondo marino se da en la parte frontal de la zona centro-sur (figura 11.3.c) debido a la alta actividad de las estructuras, esto se puede relacionar con el hecho de que la secuencia estratigráfica en esta región, así como el espesor vertical de la cuña, sean los menores de todo el cinturón. Por lo tanto, mientras que en otras zonas la actividad podría haber cesado o ser poco activa si fuerzas tectónicas no superaran un umbral determinado, este sector podría permanecer extremadamente activo, en las mismas condiciones tectónicas, ya que ofrecería menor resistencia al movimiento.

## 12. ÁNGULO CRÍTICO

La teoría del ángulo crítico ha sido tradicionalmente aplicada a los prismas de acreción naturales para inferir las magnitudes de los parámetros como el coeficiente de fricción y las presiones de fluidos normalizadas a la profundidad. Su aplicabilidad ha sido confirmada por estudios de modelización analógica y numérica (Malavieille, 1984; Willet *et al.*, 1993; Lallemand *et al.*, 1994; Gutscher *et al.*, 1998; Zhou *et al.*, 2007; Selzer *et al.*, 2008), y numerosos ejemplos naturales como las Aleutianas (Norte del Pacífico), Nankai (Japón) y Makran (Pakistán), apoyan la teoría (*e.g.*, Davis y von Huene, 1987; Moore *et al.*, 1990; Kuzowski *et al.*, 2001; Kimura *et al.*, 2007)

El ángulo crítico, o ángulo del prisma, representa la forma geométrica de una cuña que puede deslizarse a lo largo un despegue basal sin sufrir deformación interna. Se define como el ángulo formado por la suma del valor absoluto de la inclinación de la envolvente de la pendiente topográfica (o batimétrica en el caso de cuñas sumergidas) en el talud continental ( $\alpha$ ) y el valor absoluto del ángulo de buzamiento de la superficie de despegue ( $\beta$ ) (Davis *et al.*, 1983) (figura 12.1). La geometría de la cuña depende de parámetros físicos como la presión de poro o el coeficiente de fricción interna (Davis *et al.*, 1983; Dahlen, 1990).

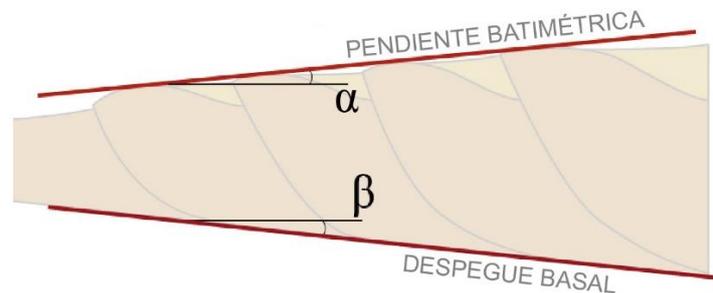


Figura 12.1.- Sección esquemática de un prisma de acreción indicando el ángulo de la envolvente topográfica,  $\alpha$ , y el ángulo del despegue basal,  $\beta$ , que intervienen en el cálculo del ángulo crítico.

Para realizar un análisis del ángulo crítico del SFB se han digitalizado los puntos de interpretación correspondientes al fondo marino y al despegue basal de las cuatro líneas sísmicas convertidas a profundidad y con ellos se ha calculado la media de la pendiente de la batimetría y la media del buzamiento de despegue basal en los 4 casos. Estos puntos se han ajustado mediante funciones de regresión lineal y los coeficientes de correlación obtenidos,  $R^2$ , varían entre 0,8 y 1 para el caso de la pendiente de la batimetría y entre 0,9 y 1 para el caso del despegue basal. Los valores de estos coeficientes, próximos a 1 en todos los casos, garantizan que las funciones lineales obtenidas son razonables.

### 12.1. Datos medidos en los perfiles convertidos a profundidad

El ángulo crítico del SFB se ha analizado en las cuatro líneas sísmicas convertidas a profundidad subperpendiculares al cinturón. Para evitar errores en el cálculo de los ángulos

medidos en las interpretaciones de las cuatro líneas sísmicas se han construido cuatro perfiles estrictamente normales a las estructuras en cada sector del cinturón, convirtiendo los ángulos aparentes en ángulos reales. Los azimuts de las cuatro líneas sísmicas convertidas a profundidad forman ángulos de entre 3° y 34° con la línea perpendicular a la traza de las estructuras (figura 3.3). Para realizar la corrección de ángulos aparentes a ángulos reales se ha utilizado la siguiente transformación trigonométrica:

$$\varphi = \arctan(\tan\varphi' / \cos\gamma) \quad (2),$$

donde  $\varphi$  es el ángulo real (azimut del perfil corregido),  $\varphi'$  es el ángulo aparente (azimut de la línea sísmica) y  $\gamma$  es el ángulo formado entre la orientación del perfil corregido y de la línea sísmica.

Además de esta transformación, en el caso del perfil centro-sur se ha construido un perfil “a medida”, dado que su parte más externa atraviesa estructuras tanto longitudinales como transversales y no es representativo de un solo sector. Para construir este perfil se ha empleado: (1) parte de la línea convertida a profundidad con la corrección de ángulos (parte superior del talud continental), (2) parte de del perfil batimétrico 6 (figura 11.1), que representa únicamente la batimetría (parte inferior del talud continental), y (3) parte de un perfil construido en la misma posición y con la misma orientación que la del perfil 6 y que atraviesa una superficie de despegue basal interpolada a partir de las interpretaciones del despegue basal en las 4 líneas convertidas a profundidad.

Se ha calculado el ángulo crítico tras definir el ángulo formado por el talud continental ( $\alpha$ ) y el ángulo de inclinación del despegue principal ( $\beta$ ). El despegue basal de cada sección se ha interpretado como el horizonte hacia el que convergen los cabalgamientos y la pendiente topográfica se ha trazado como la línea a la que mejor se ajusta el perfil batimétrico. Las medidas de  $\alpha + \beta$  se han realizado siguiendo 2 criterios distintos. Por un lado, se ha considerado una pendiente de la batimetría y un buzamiento promedio del despegue basal desde el frente de deformación hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma, y, por otro lado, se han separado en dos partes tanto la batimetría como el despegue basal, considerando como punto de inflexión una rotura clara en la pendiente que, en el caso de la batimetría, es el límite entre el talud continental inferior y superior. Así, se han realizado las medidas sobre los perfiles de la siguiente manera (figura 12.2; tabla 12.1):

- Ángulo crítico promedio

$\alpha$  = pendiente de la recta de ajuste de la batimetría desde el punto donde los materiales de la cuenca son deformados por las estructuras más externas (frente de deformación) hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental. Esta zona comprende todo el talud continental con una longitud de 31,21 km, 46,27 km, 57,49 km y 48,46 km para los perfiles sur, centro-sur, centro-norte y norte, respectivamente.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

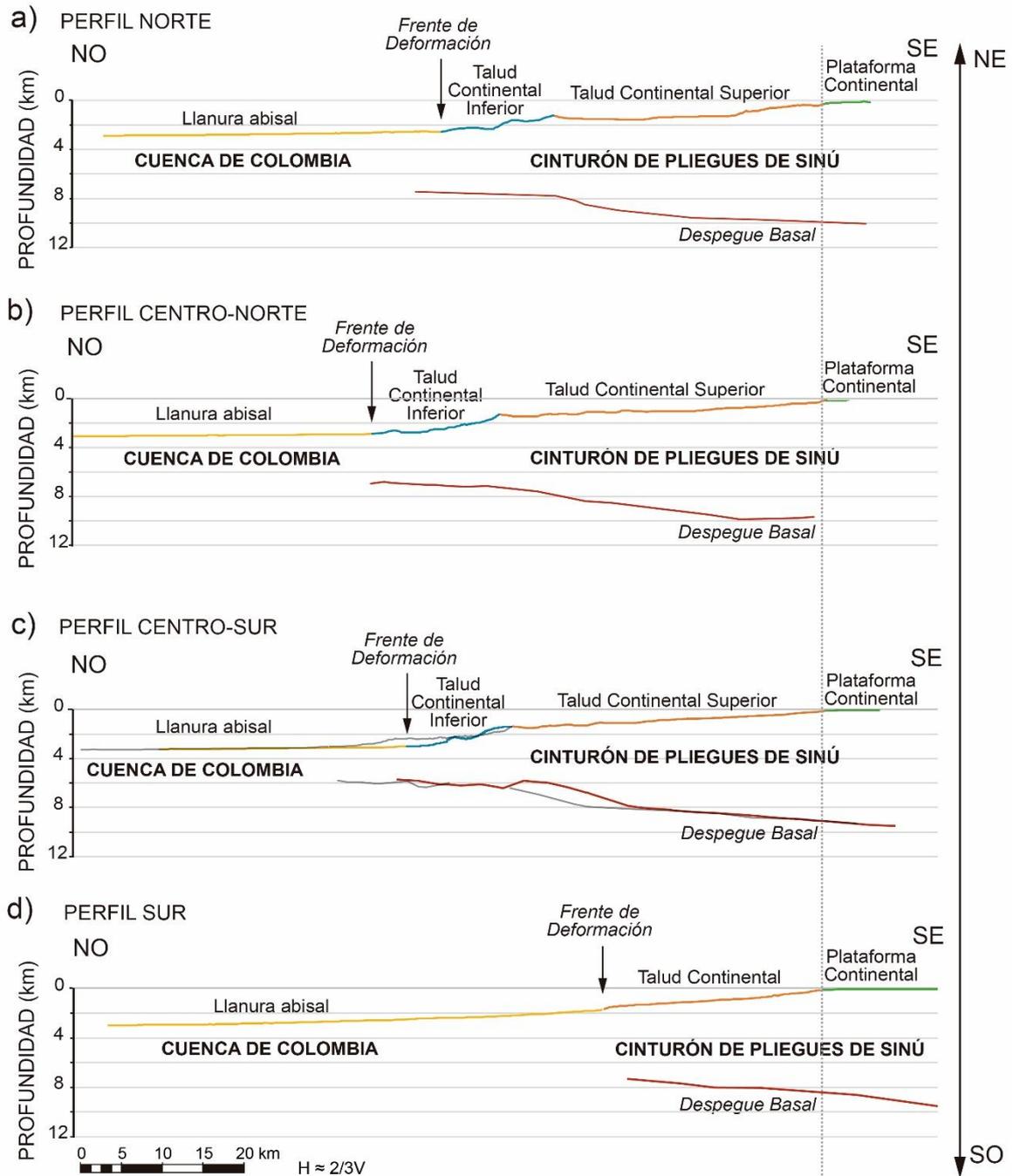


Figura 12.2.- Perfiles de las líneas sísmicas convertidas a profundidad indicando la posición de la cuenca, del frente de deformación, del talud continental (superior e inferior) y de la plataforma continental, así como del despegue basal. El perfil centro-sur está construido a partir de tres perfiles y la línea gris representa el perfil convertido a profundidad original.

$\beta$  = pendiente de la recta de ajuste de la superficie hacia la que convergen los cabalgamientos (despegue basal) desde el frente de deformación hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental.

- Ángulo crítico en la parte inferior del talud continental (TCI)

$\alpha$  = pendiente de la recta de ajuste de la batimetría desde el frente de deformación hasta el punto del talud continental en el que hay un cambio notable de la pendiente

## 12. Ángulo crítico

topográfica (punto de inflexión del talud) a 13,33 km, 14,78 km y 13,14 km del frente de deformación para los perfiles centro-sur, centro-norte y norte, respectivamente. En el caso del perfil sur, todo el talud continental es considerado parte superior del talud (TCS).

$\beta$  = pendiente de la recta de ajuste del despegue basal desde la proyección vertical en profundidad del frente de deformación hasta la proyección vertical en profundidad del punto de inflexión del talud.

- Ángulo crítico en la parte superior del talud continental (TCS)

$\alpha$  = pendiente de la recta de ajuste de la batimetría desde el punto de inflexión del talud hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental. Esta zona tiene una longitud de 31,21 km, 32,94 km, 42,71 km y 35,32 km para los perfiles sur, centro-sur, centro-norte y norte, respectivamente.

$\beta$  = pendiente de la recta de ajuste del despegue basal desde la proyección vertical en profundidad del punto de inflexión del talud hasta la proyección vertical en profundidad de la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental.

		PERFIL			
		SUR	CENTRO-SUR	CENTRO-NORTE	NORTE
PENDIENTE BATIMÉTRICA ( $\alpha$ )	TCI		5,550	5,324	3,609
	TCS	3,413	2,073	1,729	2,387
	PROMEDIO	3,413	2,650	2,639	2,341
BUZAMIENTO DESPEGUE BASAL ( $\beta$ )	TCI		2,813	1,536	3,333
	TCS	3,772	3,640	3,783	3,333
	PROMEDIO	3,772	3,659	3,777	3,333
ÁNGULO CRÍTICO ( $\alpha+\beta$ )	TCI		8,363	6,860	6,942
	TCS	7,185	5,713	5,512	5,720
	PROMEDIO	7,185	6,309	6,415	5,674

Tabla 12.1.- Tabla resumen de las medidas de los ángulos de la pendiente topográfica, el buzamiento del despegue basal y el ángulo crítico en los cuatro perfiles convertidos a profundidad, separando el talud en inferior y superior, y considerando un talud promedio.

El ángulo de inclinación de la batimetría (figura 12.3a), así como el buzamiento del despegue basal (figura 12.3b) varían a lo largo y a lo ancho del SFB y esto se ve reflejado las medidas del ángulo crítico (figura 12.3c). En la parte inferior del talud, la inclinación de la batimetría es mayor en los perfiles centro-sur y centro-norte, y en el perfil norte disminuye 1,7° con respecto al perfil contiguo. A partir del punto de inflexión que da paso a la parte superior del talud continental el ángulo de inclinación de la batimetría disminuye 3,5° en los perfiles centrales y 1,2° en el perfil norte. En el perfil sur la inclinación la batimetría es de 3,4°, la mayor de toda la parte superior del talud. Considerando una pendiente promedio de todo el talud en cada uno de los perfiles, los valores de inclinación son similares a los del talud continental superior, siendo 0,6° y 0,9° mayores en los perfiles centro-sur y centro-norte, respectivamente, y prácticamente igual en el perfil norte.

El valor del buzamiento del despegue basal en la parte inferior del talud presenta una disminución importante en el perfil centro-norte (hasta 1,8°) con respecto a las zonas adyacentes al noreste y al suroeste. La diferencia de buzamiento del despegue basal bajo el

talud inferior con respecto a la parte superior del talud también es máxima en el perfil centro-norte ( $2,3^\circ$  menor), mientras que en el perfil centro-sur la disminución entre talud superior y talud inferior es menor ( $0,8^\circ$  menor) y no existe cambio apreciable en la zona norte. El buzamiento del despegue considerando una única pendiente es prácticamente igual al de la parte superior del talud.

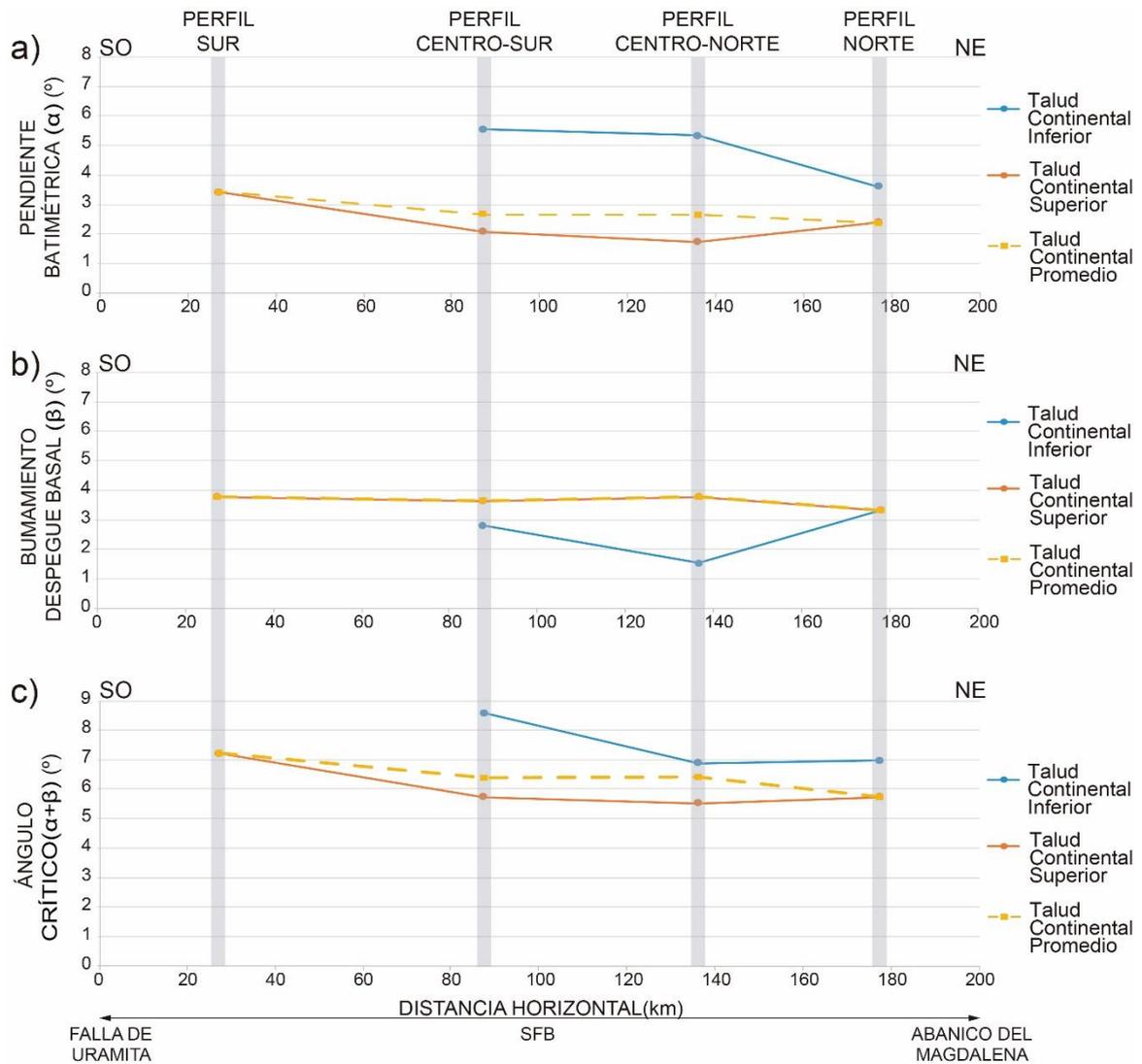


Figura 12.3.- Proyección de los ángulos de (a) la pendiente topográfica, (b) el buzamiento del despegue basal y (c) el ángulo crítico en los cuatro perfiles convertidos a profundidad. Se distingue la zona baja del talud continental, la zona alta del talud continental y el promedio de las dos zonas.

El ángulo crítico en la parte inferior del talud continental está comprendido entre  $6,9^\circ$  y  $8,4^\circ$ , y en la parte superior entre  $5,5^\circ$  y  $7,1^\circ$ . En general, el ángulo disminuye de sur a norte tanto en la parte inferior como en la parte superior del talud, con variaciones máximas de  $1,5^\circ$  y  $1,7^\circ$ , respectivamente. Desde la parte inferior del talud a la parte superior el ángulo también disminuye. La mayor variación se da en el perfil centro-sur ( $2,7^\circ$ ) y para los perfiles centro-norte y norte la disminución es de  $1,4^\circ$  y  $1,2^\circ$ , respectivamente. Si se consideran los valores promedio de la inclinación de la batimetría y del buzamiento del despegue basal de todo el talud en cada uno de los perfiles, los valores del ángulo crítico

son comparables a los obtenidos para el talud continental superior, siendo ligeramente mayores en los perfiles centro-sur y centro-norte ( $0,8^\circ$ - $0,9^\circ$  mayores) y prácticamente iguales en el perfil norte.

## 12.2. Estimaciones de presión de poro y coeficiente de fricción

A la vista de los resultados, se observa que el ángulo crítico cambia tanto a lo largo como a lo ancho del SFB. Esta variación puede ser debida un cambio en las propiedades físicas de las rocas o a un cambio en los factores externos al prisma como características preexistentes del basamento, ciclos de erosión depósito, cambios laterales de facies, etc. Para cuantificar cómo han podido cambiar los valores de los parámetros que controlan las propiedades físicas de las rocas, como son la presión de poro o la fricción interna (Davis *et al.*, 1983; Dahlen, 1990), se ha realizado un simple análisis para comprobar si el cambio del ángulo crítico responde a la variación de estos. Se aplicarán para este fin diversos métodos tanto gráficos como teóricos.

Por una parte, se ha aplicado al SFB el modelo teórico de ángulo crítico desarrollado por Davis *et al.* (1983) y la aproximación de Dahlen (1990) para ángulos críticos pequeños donde el eje principal mayor del esfuerzo compresional es horizontal. Para que la aplicación de este método sea válida se debe considerar el prisma como una cuña mecánicamente homogénea en la que la deformación de las rocas esté gobernada por mecanismos dependientes de la presión e independientes del tiempo, cumpliendo los criterios de fractura de Coulomb.

Se ha reconocido que la geometría de un prisma viene determinada por la resistencia interna del prisma y la del despegue basal. La teoría original (Davis *et al.*, 1983; Dahlen, 1990; Suppe, 2007) propone una forma general para ilustrar el efecto de la resistencia interna de la cuña ( $W$ ) y la resistencia del despegue basal ( $F$ ) en la geometría del prisma (Suppe, 2007, eq. 1b) tal que

$$\alpha + \beta = \frac{\left(1 - \frac{\rho_f}{\rho}\right)\beta + F}{\left(1 - \frac{\rho_f}{\rho}\right) + W} \quad (3),$$

donde,  $\rho$  y  $\rho_f$  son la densidad de la roca y la de los fluidos, respectivamente. Se toma como densidad media de la roca un valor de  $2,5 \text{ g/m}^3$  y la densidad del agua salada  $1,03 \text{ g/m}^3$ , dando un valor de aproximadamente  $0,6$  para  $1 - \rho_f/\rho$  en prismas sumergidos (Suppe, 2007). La resistencia interna de la cuña ( $W$ ) y la resistencia del despegue ( $F$ ) se definen de la siguiente manera:

$$F = \mu_b(1 - \lambda_b) + C_b/\rho gH \quad (4),$$

$$W = 2(1 - \lambda) \left( \frac{\sin\varphi}{1 - \sin\varphi} \right) + \frac{C}{\rho g H} \quad (5),$$

donde  $\lambda$  y  $\lambda_b$  son la tasa de presión de poro en el prisma y la tasa presión de poro en el despegue, respectivamente,  $\mu_b$  es el coeficiente de fricción basal (en el despegue),  $\varphi$  es el ángulo de fricción en el prisma, relacionado con el coeficiente de fricción en el prisma ( $\mu = \tan \varphi$ ),  $C$  y  $C_b$  son la cohesión en el prisma y la cohesión en el despegue, respectivamente,  $g$  la fuerza de la gravedad y  $H$  es el espesor de sedimentos.

Se ha buscado en la bibliografía el rango más apropiado de valores de esos parámetros para aplicarlos al SFB. Para desarrollar una aproximación analítica sencilla, se asume que  $\lambda_b = \lambda$  (un 10% de diferencia también es coherente con la teoría) y que  $\mu_b \leq \mu$  (hasta un 20% de diferencia), ya que se requieren mayores esfuerzos de tracción para producir deformación interna en el prisma que para permitir el deslizamiento por fricción en su base (Davis *et al.*, 1983).

Según Dahlen (1990), los coeficientes de fricción interna, calculados el laboratorio en experimentos de fracturación, van desde  $\mu = 0,6-1,0$  (valor universal de Byerlee para el coeficiente de fricción interna de la mayoría de las rocas es de  $\mu = 0,85$ ) y el ángulo fricción interna correspondiente sería  $\varphi = 30-45^\circ$ . Se ha demostrado también que, en muestras saturadas, con alto contenido en arcillas, la resistencia de las rocas disminuye (Morrow *et al.*, 1981), y los valores son menores a 0,6.

La presión de poro ( $\lambda$ ) mínima considerada es de 0,4, ya que se asume que los materiales dentro del prisma están cercanos al punto de fracturación y su presión de poro debe de ser mayor a la presión de poro hidrostática ( $\lambda_h \sim 0,4$ ). La tasa de presión de poro, que es igual a  $1 - \rho_f / \rho_s$  (Hubbert y Rubey, 1959), donde  $\rho_f$  y  $\rho_s$  son la densidad de poro del fluido y la densidad de poro del material, respectivamente. Por lo tanto, en prismas subaéreos es igual a 1, al ser  $\rho_f = 0$ . Valores de  $\sim 0,9$  se frecuentes en prismas sumergidos sobrepresurizados como es el caso de Aleutianas (Hottman *et al.*, 1979), Oregón (Moore y Von Huene, 1980) y Makran (Davis *et al.*, 1983).

El valor de la cohesión varía entre 0 y 150 MPa (ensayos triaxiales de laboratorio), con una gran dependencia de la porosidad, cementación y mineralogía entre otros factores. Para arcillas y areniscas, que son los constituyentes predominantes de los cinturones de pliegues y cabalgamientos, los valores generales de cohesión están entre 5 y 10 MPa (Hoshino *et al.*, 1972), valores que dan como resultado una cohesión muy pequeña. Dado que la cohesión en los mecanismos de plegamiento relacionado con cabalgamientos, cuando la secuencia deformada está compuesta fundamentalmente por silicatos, no es relevante en el resultado final (Davis *et al.*, 1983), se ignora la cohesión en las fórmulas de la resistencia del prisma ( $W$ ) y del despegue ( $F$ ). De esta manera:

$$F = \mu_b (1 - \lambda_b) \quad (6),$$

$$W = 2(1 - \lambda) \left( \frac{\sin\varphi}{1 - \sin\varphi} \right) \quad (7).$$

Aplicar la fórmula teórica del ángulo crítico al SFB, donde no existe suficiente información sobre las propiedades mecánicas de las rocas que lo componen, supone contar de partida con que los cuatro parámetros involucrados sean desconocidos. Evitando asumir cualquier valor que pudiese condicionar el resultado, se ha resuelto la fórmula que calcula  $\alpha+\beta$  combinando todos los parámetros, asignándoles valores realistas, y se han comparado los resultados con los valores de  $\alpha+\beta$  medidos sobre las interpretaciones corregidas de los 4 perfiles convertidos a profundidad. Con la consideración de partida de un prisma mecánicamente homogéneo, se asumen constantes los valores de  $\lambda$ ,  $\lambda_b$ ,  $\mu$  y  $\mu_b$  tanto a lo largo como a lo ancho del prisma, y se asignan valores a cada uno de ellos de la siguiente manera:

- Presión de poro en el prisma  $\lambda$  (0,4 hasta 0,9) variando en intervalos de [0,1]
- Presión de poro en la base  $\lambda_b$  (0,4 hasta 0,9) variando en intervalos de [0,1]
- Coeficiente de fricción en la base  $\mu_b$  (0 hasta 1) variando en intervalos de [0,1]
- Ángulo de fricción (relacionado con  $\mu$ )  $\varphi$  (10° hasta 32°) y (35° hasta 45°) variando en intervalos de [2°]

Las medidas del ángulo crítico realizadas en los 4 perfiles y todas las combinaciones de parámetros para los que se han obtenido coincidencias con los ángulos críticos de los 4 perfiles se muestran en la tabla 12.2.

En el caso del ángulo crítico para la pendiente promedio de todo el talud continental se han obtenido 3 coincidencias para las que los parámetros fijados en la fórmula dan como resultado un ángulo crítico que se corresponde con el medido en los 4 perfiles. Para poder obtener valores que se cumpliesen en los 4 perfiles se ha admitido una diferencia del valor del ángulo crítico medido en los perfiles sísmicos con el valor teórico obtenido a partir de las fórmulas de  $\pm 0,601^\circ$ . En dos de los casos  $\mu_b > \mu$ , por lo tanto, el

$\alpha+\beta$	ÁNGULO CRÍTICO MEDIDO ( $\alpha+\beta$ )				$\lambda$	$\lambda b$	$\mu$	$\phi$	$\mu b$	F	W	
	SUR	CENTRO-SUR	CENTRO-NORTE	NORTE								
PROMEDIO	7,185	6,309	6,415	5,674								
TCl	7,185	8,363	6,860	6,942								
TCS		5,713	5,512	5,720								
ÁNGULO CRÍTICO TEÓRICO												
Talud Continental Promedio ( $d_{max}=0,601^{\circ}$ )	1	6,607	6,508	6,611	6,222	0,9	0,9	0,32	18	0,4	0,040	0,089
	2	6,584	6,497	6,588	6,243	0,8	0,9	0,32	18	0,5	0,050	0,179
	3	<b>6,660</b>	<b>6,513</b>	<b>6,604</b>	<b>6,259</b>	<b>0,9</b>	<b>0,9</b>	<b>0,53</b>	<b>28</b>	<b>0,5</b>	<b>0,050</b>	<b>0,177</b>
	4		7,610	7,168	7,792	0,5	0,5	0,62	32	0,4	0,200	1,127
	5		<b>7,610</b>	<b>7,168</b>	<b>7,792</b>	<b>0,5</b>	<b>0,6</b>	<b>0,62</b>	<b>32</b>	<b>0,5</b>	<b>0,200</b>	<b>1,127</b>
	6		<b>7,525</b>	<b>7,260</b>	<b>7,634</b>	<b>0,4</b>	<b>0,5</b>	<b>0,87</b>	<b>41</b>	<b>0,7</b>	<b>0,350</b>	<b>2,289</b>
	7		7,656	7,326	7,791	0,6	0,6	0,93	43	0,7	0,280	1,716
	8		<b>7,583</b>	<b>7,160</b>	<b>7,756</b>	<b>0,6</b>	<b>0,7</b>	<b>0,75</b>	<b>37</b>	<b>0,7</b>	<b>0,210</b>	<b>1,209</b>
	9		7,591	7,302	7,710	0,4	0,6	0,81	39	0,8	0,320	2,037
	10		<b>7,536</b>	<b>7,163</b>	<b>7,689</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>	<b>1,00</b>	<b>45</b>	<b>0,8</b>	<b>0,240</b>	<b>1,449</b>
	11		7,527	7,223	7,653	0,5	0,7	0,87	41	1,0	0,300	1,907
Talud Continental Superior ( $d_{max}=0,867^{\circ}$ )	1	6,330	6,232	6,338	6,005	0,5	0,9	0,18	10	0,5	0,050	0,210
	2	6,331	6,233	6,339	6,006	0,6	0,9	0,21	12	0,5	0,050	0,210
	3	6,328	6,218	6,337	5,962	0,9	0,8	0,40	22	0,2	0,040	0,120
	4	<b>6,328</b>	<b>6,218</b>	<b>6,337</b>	<b>5,962</b>	<b>0,9</b>	<b>0,9</b>	<b>0,40</b>	<b>22</b>	<b>0,4</b>	<b>0,040</b>	<b>0,120</b>
	5	6,337	6,309	6,339	6,245	0,4	0,6	0,87	41	0,7	0,280	2,289
	6	<b>6,326</b>	<b>6,295</b>	<b>6,329</b>	<b>6,222</b>	<b>0,6</b>	<b>0,7</b>	<b>1,00</b>	<b>45</b>	<b>0,8</b>	<b>0,240</b>	<b>1,931</b>
	7	6,318	6,275	6,322	6,173	0,6	0,8	0,75	37	0,8	0,160	1,209
	8	<b>6,323</b>	<b>6,250</b>	<b>6,329</b>	<b>6,080</b>	<b>0,9</b>	<b>0,9</b>	<b>1,00</b>	<b>45</b>	<b>0,8</b>	<b>0,080</b>	<b>0,483</b>

Tabla 12.2.- Tabla de valores del ángulo crítico teórico, calculados matemáticamente, para la pendiente promedio de todo el talud continental, la parte inferior y parte superior del talud. Se muestran los valores posibles (regular) y válidos (negrita) y las combinaciones de parámetros coincidentes en la parte inferior y la parte superior del talud (recuadro amarillo). El valor  $d_{max}$  representa la diferencia máxima asumida entre el valor medido y el valor teórico del ángulo crítico.

único caso posible según la teoría es aquel para el que el coeficiente de fricción en la base es de 0,50 y el de fricción interna en el prisma es de 0,53, con unos valores de  $\lambda$  y  $\lambda_b$  de 0,9.

Para el caso del ángulo crítico medido en la parte inferior del talud (TCI) se han obtenido once coincidencias admitiendo una diferencia entre el valor medido en los perfiles sísmicos y el valor teórico obtenido a partir de las fórmulas de  $\pm 0,838^\circ$ . Eliminando las combinaciones en las que la diferencia del valor entre  $\lambda$  y  $\lambda_b$  es mayor del 10% y las combinaciones en las que  $\mu_b > \mu$ , o es menor, pero difiere en más de un 20%, quedan cuatro combinaciones posibles. Los valores de coeficiente de fricción basal están entre de 0,5 y 1,1, los de fricción interna entre 0,62 y 1, y los de presión de poro de entre 0,4 y 0,7.

En el caso del ángulo crítico de la parte superior del talud (TCS) se han obtenido 8 coincidencias admitiendo una diferencia del valor medido en los perfiles sísmicos y el valor teórico obtenido a partir de las fórmulas de  $\pm 0,867^\circ$ . Se eliminan las combinaciones en las que la diferencia del valor entre  $\lambda$  y  $\lambda_b$  es mayor del 10% y las combinaciones en las que  $\mu_b > \mu$  o es menor, pero difiere en más de un 20%. En este caso, los tres valores posibles tienen un coeficiente de fricción basal más variable, en un rango de 0,4 a 0,8, con unos valores de coeficiente de fricción interna entre 0,4 y 1, y unos valores de presión de poro entre 0,6 y 0,9.

Dada la variación en la combinación de parámetros válida para las distintas zonas tanto a lo largo como a lo ancho del cinturón, se ha intentado estimar el valor del coeficiente de fricción basal. Existen dos métodos geométricos para el cálculo directo del coeficiente de fricción basal. El primer método es el de Davis y Engelder (1985) y Davis y Huene (1987), que calculan el coeficiente de fricción en función de la distribución de los esfuerzos principales. En el segundo método, se utilizan el espesor de sedimentos y la distancia entre cabalgamientos en el frente de deformación para calcular la fricción basal en el frente de deformación (*e.g.*, Schott y Koyi, 2001; Mandal *et al.*, 1997). A pesar de la relativa sencillez de estos métodos, su aplicación al SFB ha dado lugar a resultados insatisfactorios ya que, además de las propiedades de los materiales, hay otros factores que intervienen en la formación de las estructuras, y por tanto en la geometría del SFB, como son las estructuras previas del basamento o diapiros de lodo.

Los cálculos teóricos realizados más arriba se basan en la consideración de que el prisma es homogéneo, y para validar esta homogeneidad en el SFB se ha seguido otro método propuesto por Suppe (2007). La variación de  $\alpha$  y  $\beta$  a lo ancho del prisma presenta una relación lineal en prismas que pueden considerarse homogéneos a gran escala, como es el caso de Taiwán. En cambio, una variación de  $\alpha$  que no vaya asociada a cambio de buzamiento del despegue basal, indicaría que el prisma no es mecánicamente homogéneo, como es el caso de Nankai o Barbados. Considerando un prisma homogéneo a gran escala, Suppe (2007) calcula los parámetros de resistencia de la cuña ( $W$ ) y resistencia del despegue ( $F$ ) de manera gráfica. En el caso del SFB (figura 12.4a) la recta de ajuste de la proyección de todos los pares de valores de  $\alpha$  y  $\beta$  medidos en los perfiles sísmicos da como resultado unos parámetros de  $W$  y  $F$  negativos. En cambio, si se divide el prisma en parte superior y parte inferior, a pesar de que el coeficiente de determinación de la recta de ajuste es bajo ya que solo se cuenta con 3 puntos, los valores de  $W$  y  $F$  en la parte baja el talud son más

realistas (figura 12.4b). Estos cálculos dan resultados incorrectos para la parte superior del talud ya que la recta de regresión tiene una pendiente  $> 0$ . Los valores de  $W$  y  $F$  calculados por este método en el talud inferior son 1,736 y 0,274, respectivamente (fórmulas 6 y 7). Estos valores son comparables con algunos de los valores teóricos obtenidos para las combinaciones de parámetros posibles que darían lugar a los ángulos del prisma medidos. A pesar de que en la parte inferior del talud hay tres posibles coincidencias (TCI: 2, 5 y 7 de la tabla 12.2), solo existe una posibilidad cuyos parámetros sean similares en la parte inferior y la parte superior del talud dentro de las combinaciones de parámetros posibles (TCI 7 y TCS 6 en la tabla 12.2, figura 12.5). El valor de  $W$  es de 1,449 y de 1,931 (TCI y TCS, respectivamente) y el de  $F$  es de 0,240 en los dos casos.

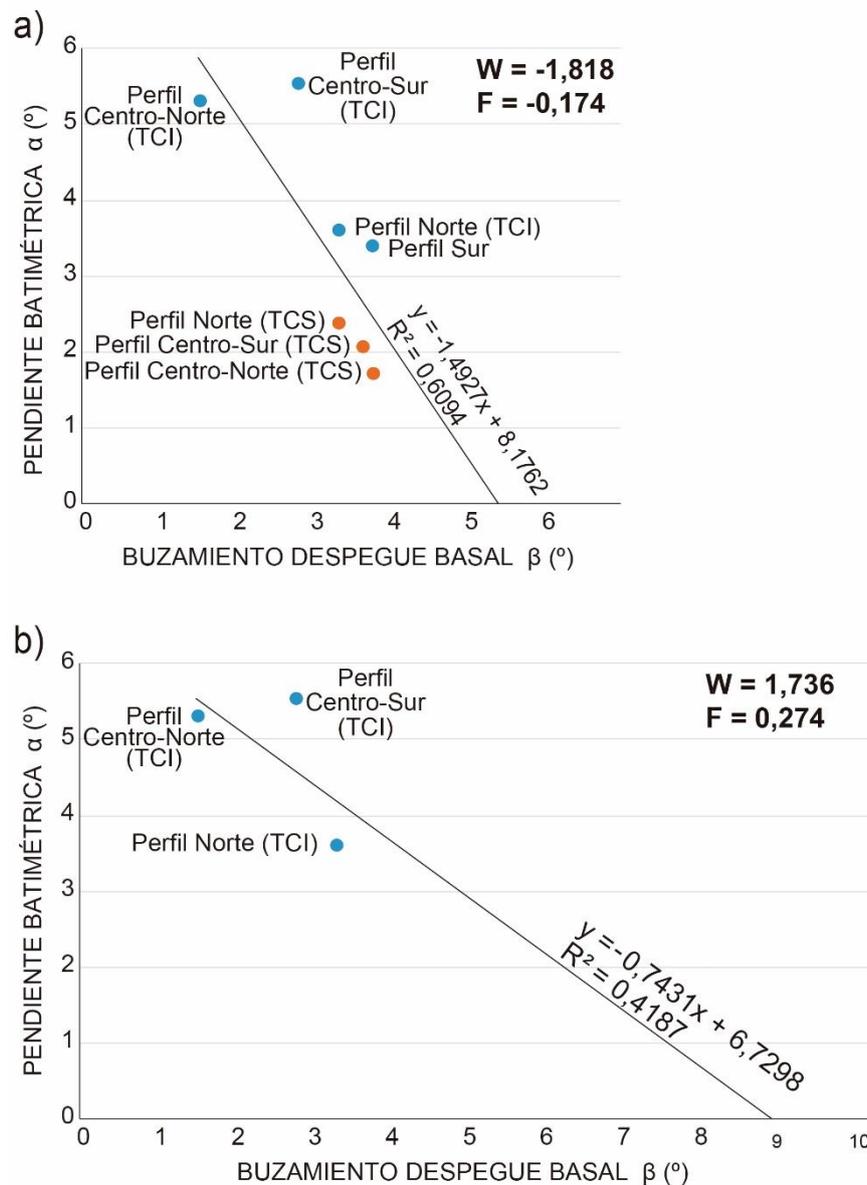


Figura 12.4.- Gráfica en la que se proyectan los valores de buzamiento del despegue basal y de la pendiente batimétrica (a) en el talud continental superior (TCS) (naranja) e inferior (TCI) (azul) y (b) en el talud inferior (TCI) del SFB. Se representa la relación lineal y se indican los valores los parámetros de resistencia de la cuña ( $W$ ) y resistencia del despegue ( $F$ ) siguiendo el método de Suppe (2007).

Los ángulos críticos estimados en la parte inferior del talud varían entre  $7,2^\circ$  y  $7,7^\circ$  en el caso de la combinación de parámetros escogida. La mayor diferencia entre el ángulo crítico obtenido teóricamente y el medido en la parte inferior del talud se da en el perfil centro-sur (subestimado  $0,84^\circ$ ), mientras que la mínima diferencia se da en el perfil centro-norte (sobrestimado  $0,30^\circ$ ) (figura 12.5). En el caso del talud superior, el ángulo crítico teórico en el caso de la combinación de parámetros escogida tiene unos valores comprendidos entre  $6,2^\circ$  y  $6,3^\circ$ . La diferencia máxima de los valores teóricos con respecto a los valores de ángulo crítico medido se da en el perfil sur (subestimado  $0,87^\circ$ ) y el perfil norte es el que tiene el valor más parecido ( $0,50^\circ$ ).

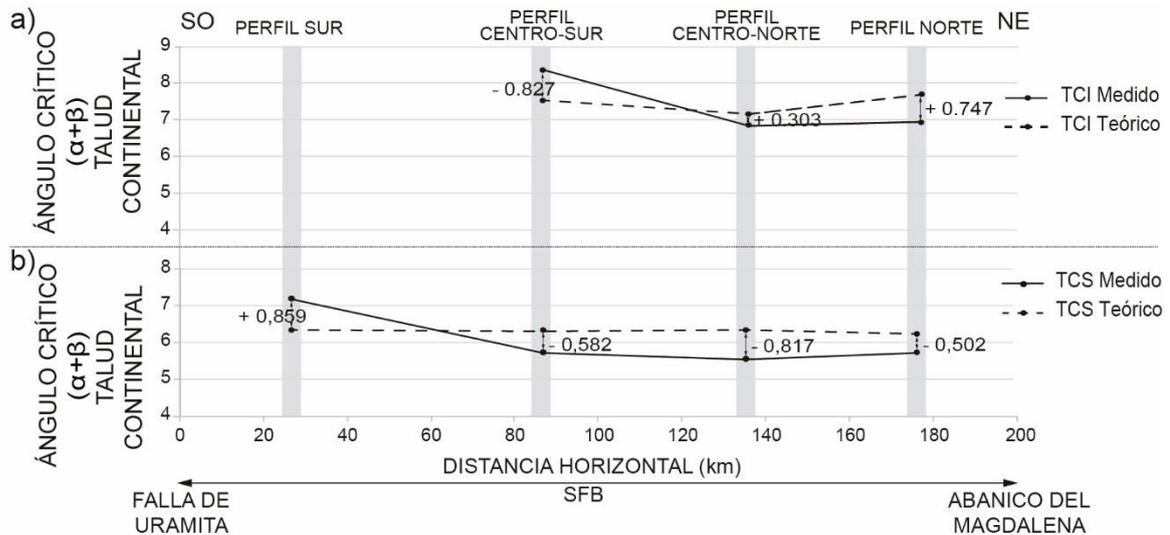


Figura 12.5.- Comparación gráfica de las medidas del ángulo crítico en los cuatro perfiles (a) en el talud continental inferior (TCI) y (b) en el talud continental superior (TCS), con los resultados teóricos para los que el valor de  $W$  y de  $F$  es similar en la parte inferior y superior del talud, respectivamente (tabla 12.2).

### 12.3. Variaciones espaciales y temporales del ángulo crítico y de la tasa de presión de poro

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el apartado anterior para los parámetros que controlan el ángulo crítico, se puede decir que existe una combinación de parámetros mecánicos, con variaciones muy pequeñas, para la que el SFB se puede considerar un prisma mecánicamente homogéneo. Dado que el análisis muestra que el único valor que difiere en las partes inferior y superior del talud continental es la tasa de presión de poro, parece razonable pensar que las variaciones en el ángulo crítico son consecuencia de las variaciones en este parámetro, mientras el resto de los parámetros permanecen constantes.

Se puede entonces asumir que los valores de los parámetros del prisma tienen valores próximos a:  $\lambda = 0,6-0,7$ ;  $\lambda_b = 0,7$ ;  $\mu = 1$ ; y  $\mu_b = 0,8$ . Para visualizar la variación de los parámetros que controlan el ángulo crítico en cada perfil se ha construido un gráfico (figura 12.6). En este gráfico se proyecta el buzamiento del despegue basal y la pendiente batimétrica sobre curvas de  $\lambda$  obtenidas para valores fijos de  $\lambda_b$ ,  $\mu$  y  $\mu_b$ . En la parte inferior del talud continental los valores de  $\lambda$  son mayores que en la parte superior con un valor

medio aproximado de 0,7 lo que teóricamente implica un aumento del ángulo del prisma tal y como ocurre en el SFB. En la parte superior del talud el valor medio aproximado es de 0,6. En esta parte, los valores de  $\lambda$  para los perfiles centro-sur, centro-norte y norte están en un rango entre 0,51 y 0,52, mientras que el valor para el perfil sur  $\lambda$  es aproximadamente de 0,66 (figura 12.7).

Los valores de tasa de presión de poro calculados teóricamente (tabla 12.2) son ligeramente diferentes a los valores estimados gráficamente (figura 12.7). En la parte inferior del talud continental el valor de este parámetro calculado teóricamente es de 0,7, mientras que gráficamente se ha estimado un valor comprendido entre 0,65 y 0,73, siendo menor en las zonas centro-norte y norte y mayor en la zona centro-sur. A su vez, el valor del ángulo crítico calculado teóricamente con respecto al medido en las interpretaciones de los perfiles es mayor en las zonas centro-norte y norte y menor en la zona centro-sur. En la parte superior del talud continental ocurre una situación similar, el valor calculado teóricamente de este parámetro es de 0,6, mientras que gráficamente se ha estimado un valor comprendido entre 0,51 y 0,66, siendo menor en todas las zonas menos en la zona sur. El valor del ángulo crítico calculado teóricamente con respecto al medido en las interpretaciones de los perfiles es mayor en todas las zonas menos en la zona sur que es menor. Así, donde los valores del ángulo crítico calculado teóricamente son subestimados los valores de la tasa de presión de poro teórica son mayores.

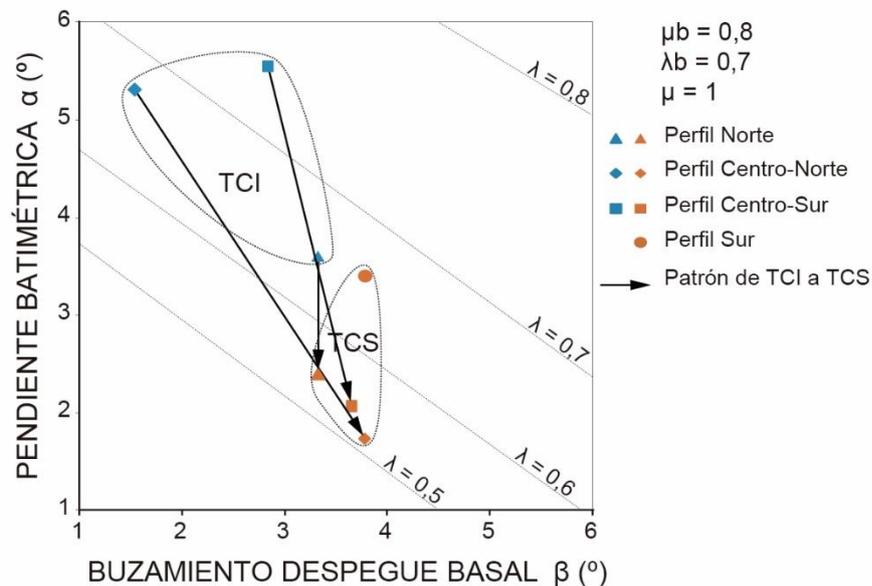


Figura 12.6.- Variación de la tasa de presión de poro en el prisma desde el talud continental inferior (TCI) (azul) hasta el talud continental superior (TCS) (naranja), asumiendo valores constantes de la tasa de presión de poro en la base y el coeficiente de fricción en la cuña y en la base.

Dado que la mayoría de las estructuras de la parte inferior del talud continental son activas mientras que la mayoría de la parte superior del talud son inactivas, los ángulos críticos de la parte inferior del talud pasarán tener los valores de los de la parte superior a medida que el prisma avance. Si esto es correcto, el gráfico de la figura 12.6 ilustra el camino que seguirán los parámetros que controlan el ángulo del prisma a través del tiempo en cada

## 12. Ángulo crítico

perfil. En todas las secciones, excepto en el perfil sur donde no hay talud continental inferior, la tasa de presión de poro en el prisma disminuye desde la parte inferior hasta la parte superior del talud. La manera de cómo ese valor decrece en función de la geometría del prisma es diferente en dirección longitudinal. En la parte central del prisma la disminución de ese valor va acompañada de un descenso en la pendiente batimétrica y un incremento en el buzamiento del despegue. En la zona norte la disminución del valor de la tasa de presión de poro también coincide con un descenso en la pendiente batimétrica mientras que el buzamiento del despegue permanece constante. Y en la zona sur, la tasa de presión de poro no debería variar ya que apenas existen estructuras activas en esta porción del cinturón.

En los mapas simplificados que muestran la variación de la tasa de presión de poro y la variación del ángulo crítico a través del SFB (figuras 12.7 y 12.8) se reconocen tres regiones: a) una región con valores relativamente altos de los dos parámetros que comprende el talud continental inferior en la zona centro-sur del SFB, b) dos regiones con valores intermedios de ambos parámetros que ocupan la parte inferior del talud en la zona centro-norte y zona norte y la parte superior del talud en la zona sur, y c) una región con valores relativamente bajos de los dos parámetros restringidas a la mayor parte del talud continental superior, exceptuando la zona sur. Las diferencias entre el ángulo crítico y la tasa de presión de poro en las partes inferior y superior del talud son máximas en la zona Centro-Sur y disminuyen hacia el norte.

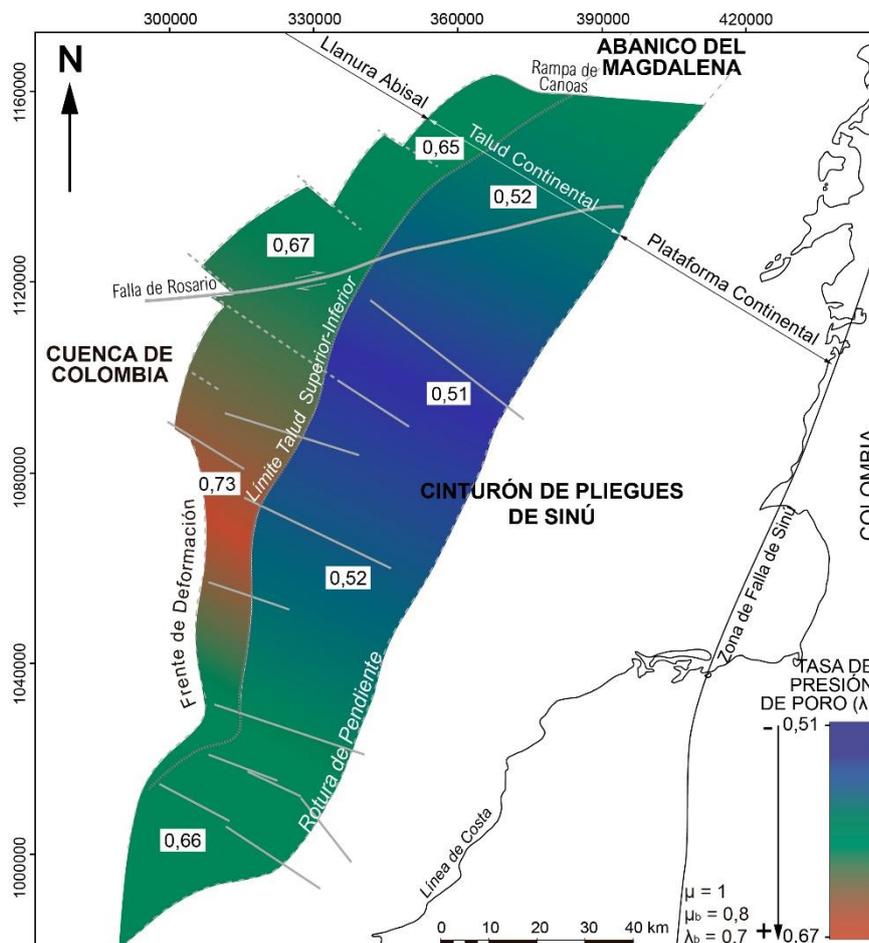


Figura 12.7.- Mapa de variación de la tasa de presión de poro en el talud continental del SFB construido a partir de la interpolación de los valores obtenidos gráficamente en la figura 12.6.

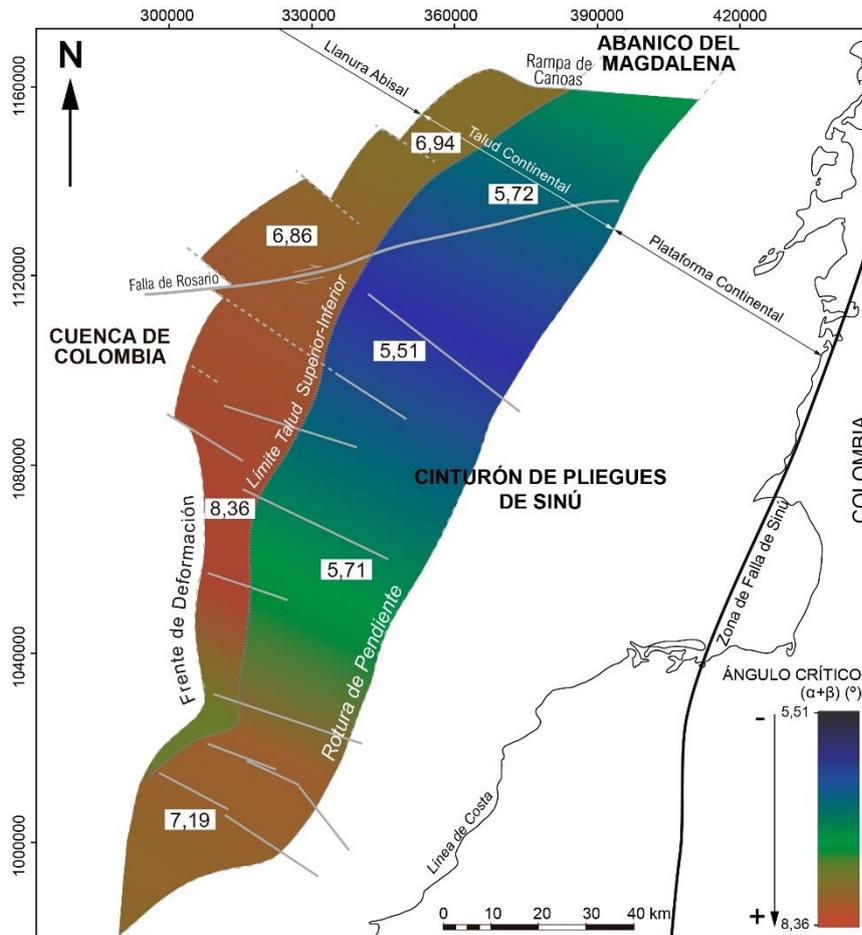


Figura 12.8.- Mapa de variación de ángulo crítico en el talud continental del SFB construido a partir de la interpolación de los valores medidos en los cuatro perfiles sísmicos convertidos a profundidad.

## 12.4. Relaciones entre las características geológicas y los parámetros mecánicos

Como se ha mencionado anteriormente, la tasa de presión de poro es el único parámetro que varía entre las partes inferior y superior del talud continental, y esto podría ser responsable de las variaciones en el valor del ángulo crítico. La disminución de la tasa de presión de poro hacia la parte superior del talud podría explicarse como un efecto de la deformación, ya que la rotación de las estructuras formadas con anterioridad provoca un mayor empaquetado de los granos que hace que se reduzca la presión de poro y se endurezca el paquete de sedimentos (Marone y Scholz, 1989; Wong *et al.*, 1997). La disminución de la pendiente hacia la parte proximal probablemente refleja un incremento en la resistencia de las rocas que forman la cuña cuando la compactación aumenta y se pierde agua (Westbrook, 1983).

Los valores más altos de la tasa de presión de poro se encuentran en la zona sur y en el talud continental inferior. En el caso de la zona sur, el mayor valor de la tasa de presión de poro con respecto a la plataforma continental estaría relacionado con el espesor de sedimentos, que tiene el valor más alto en esta zona. El espesor de la secuencia sedimentaria ejerce un fuerte control sobre la presión de poro, ya que un incremento en el aporte de sedimentos provocar un aumento en la presión de poro (Shi y Wang, 1985; Saffer *et al.*, 2006), aumentando a su vez el ángulo crítico. Además, la presencia de diapiros de lodo en el talud continental de la zona sur, que contrasta con talud en el resto de las zonas, corrobora la presencia de una tasa de presión de poro mayor.

En cambio, la relación entre el espesor de la capa sedimentaria y la tasa de presión de poro es contraria en el talud continental inferior de la zona centro-sur. En esta zona el espesor de la secuencia sedimentaria precontraccional tiene el valor más bajo, sin embargo, la tasa de presión de poro tiene el valor máximo. Para poder comprender esta aparente contradicción hay que tener en cuenta otros aspectos distintivos que se presentan únicamente en esta zona: a) la profundidad del despegue es la más baja de todo el frente de deformación (figura 5.7), b) el ángulo es crítico tiene el valor máximo en el perfil centro-sur, y c) inmediatamente al norte, los perfiles 4 y 5 construidos sobre la superficie del fondo marino (figura 11.1) muestran una disminución muy acusada de la inclinación de la batimetría. Estos tres puntos pueden ser explicados si se tienen en cuenta factores externos al prisma como se verá más adelante.

Las irregularidades presentes en el basamento pueden explicar diferencias locales en el ángulo del prisma sin que existan cambios en sus propiedades mecánicas, como por ejemplo cambios en el ángulo de buzamiento del despegue basal o cambios en su posición dentro de la secuencia estratigráfica, lo que implicaría cambios en las propiedades mecánicas del mismo. Según Lallemand (1994), Mandal *et al.* (1997) o Koge *et al.*, (2014) la formación de cabalgamientos está influenciada por las irregularidades de la superficie incluso si estas son muy pequeñas. La progresión frontal de los cabalgamientos tiene lugar a lo largo de la superficie de la irregularidad hasta alcanzar su punto más alto, a partir del cual el despegue se sitúa en nivel superior de altura aproximadamente igual a la de la amplitud de la irregularidad. Un tipo de irregularidades de basamento podrían ser las estructuras de la cuenca de Colombia relacionadas con una tectónica de bloques levantados y hundidos, así que esta situación podría darse en la zona centro-sur, donde el despegue basal habría cambiado su buzamiento como consecuencia de la subducción de una irregularidad, provocando una variación de la geometría del prisma. Este tipo de irregularidades se han interpretado, además de en la cuenca de Colombia, en el frente de deformación del SFB y han sido inferidas en el norte por la presencia de estructuras de tipo *pop-up*, que son frecuentes en zonas de basamento irregular (Mandal *et al.*, 1997). Además de una tectónica de bloques, el alto en el basamento interpretado en la cuenca de Colombia, que subduce en dirección oblicua al SFB (figura 6.5), a la altura de los perfiles topográficos 4 y 5 (figura 11.1). La formación de este alto condicionaría un menor espesor de la sección sedimentaria en esta zona. Para salvar esta gran irregularidad, el despegue podría haber cambiado a un nivel menos profundo lo que supondría un cambio en las propiedades mecánicas del mismo, haciendo que varíen tanto la presión de poro como el coeficiente

fricción. Una disminución del coeficiente de fricción basal o un aumento de la tasa de presión de poro en la base explicaría teóricamente la disminución del ángulo crítico en esta parte del cinturón. Además, cuando el basamento presenta una irregularidad, la fracturación de los materiales aumenta, lo que afecta también a la porosidad y la permeabilidad (Fageren, 2011).

Por otra parte, el estilo estructural de la parte inferior del talud continental también es distinto a lo largo del SFB. En la zona central algunos cabalgamientos formados en el frente de deformación son retrovergentes y van dirigidos hacia el SE (figura 5.5). Los retrocabalgamientos son comunes en despegues con baja fricción basal (*e.g.*, Davis y Engelder, 1985; Mulugeta, 1988; Liu *et al.*, 1992). Davis y Engelder (1985) demostraron que en un despegue débil el eje principal de esfuerzos compresivos forma un ángulo muy bajo con el plano basal, lo que hace que los dos planos de deslizamiento susceptibles de formar un cabalgamiento vergente al frente o un retrocabalgamiento tengan el mismo buzamiento y la misma prioridad para formarse. Además, el espaciado entre cabalgamientos generalmente disminuye con un menor espesor de sedimentos (Liu *et al.*, 1992; Marshak y Wilkerson, 1992), tal y como ocurre en la zona central del saliente principal del SFB. La disminución del buzamiento del despegue basal de esta zona con respecto a las zonas sur y norte también concuerda con un menor espaciado entre cabalgamientos, como predice el modelo de Boyer (1995). Además de que las estructuras muestren evidencias de una disminución en el coeficiente de fricción basal en la parte inferior del talud de la zona central, la pila sedimentaria es menos potente y menos pesada, lo cual podría indicar también una disminución de la tasa presión de poro basal. Teóricamente, la disminución del coeficiente de fricción basal produciría una disminución del ángulo crítico, como parece que ocurre en la zona central. Por el contrario, la disminución de la tasa de presión de poro basal teóricamente provocaría un aumento en el ángulo crítico. Dado que el ángulo crítico en la parte inferior del talud es menor en esta zona central entre los perfiles centro-sur y centro-norte, a pesar de que las evidencias estructurales impliquen tendencias distintas, parece que en el estilo estructural final tiene más peso la disminución del coeficiente de fricción basal que la disminución de la tasa de presión de poro basal.

En el perfil sur, el ángulo crítico es uniforme para todo el talud, sin cambio de buzamiento en el despegue basal, lo que podría indicar que el basamento en esa zona es más uniforme. La variación en la geometría de la cuña de la parte inferior a la parte superior del talud en el saliente principal del SFB, podría explicarse por la presencia de un basamento irregular, que cambiaría el buzamiento del despegue basal, y que provocaría a su vez un cambio en la pendiente batimétrica para mantener el ángulo crítico.

Después del análisis del ángulo crítico llevado a cabo en el SFB, parece que los parámetros mecánicos del prisma como son la tasa de presión de poro y el coeficiente de fricción basal, tanto en el prisma como en la base, permanecen constantes (o con mínimas variaciones). Son, por tanto, factores externos al prisma los que condicionan en mayor medida su geometría a lo ancho del prisma. Un factor importante sería la distinta distribución de la carga sedimentaria, que puede variar por un lado el valor de la tasa de presión de poro,

como ocurre en la zona sur, posiblemente producida por el mayor aporte sedimentario del río Atrato en otro tiempo. Por otro lado, la distinta distribución de la carga sedimentaria puede variar el buzamiento del despegue basal, como ocurre en la zona norte debido al exceso de carga que provocan los materiales del abanico del Magdalena. Y un segundo factor importante sería el basamento irregular heredado de una etapa extensional previa, y además anormalmente grueso (Bernal-Olaya *et al.*, 2015b), que se subduce bajo el SFB a la vez que éste se desarrolla.

## 13. SUBSIDENCIA TECTÓNICA

Para determinar el componente tectónico de subsidencia en el SFB y en la cuenca de Colombia ha llevado a cabo un análisis de desmantelamiento (*backstripping*). El espesor de las diferentes unidades estratigráficas se ha medido en las interpretaciones realizadas en las líneas sísmicas convertidas a profundidad. Las edades, en millones de años, se han tomado de la Tabla Estratigráfica Internacional v 2019/05. Se asume que no ha habido hiatos entre las diferentes unidades estratigráficas ya que no se tiene información precisa de las edades de los horizontes. Se han usado las mismas funciones exponenciales de variación de porosidad con la profundidad para todas las unidades estratigráficas (coeficiente  $c = 0,5$  y porosidad a profundidad  $0 = 50\%$ ) ya que no hay información de porosidad disponible y todas las unidades están formadas mayormente por arcillas. Se ha asumido que la profundidad de la lámina de agua en el momento de la sedimentación de cada unidad fue la misma que la actual para las columnas estratigráficas correspondientes a la cuenca de Colombia, ya que se ha interpretado que han sido depositadas en ambientes de agua profunda. Esta asunción se ha hecho para los sedimentos del Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno situados en el SFB. Sin embargo, dado que el depósito de los sedimentos del Plioceno y Cuaternario son aproximadamente coetáneos con la formación del SFB, se ha asumido que la profundidad de la base de la capa de agua durante su depósito fue la misma que la de su posición actual. Se han usado valores estándar de densidad ( $3,3 \text{ g/cm}^3$  para la astenosfera y  $1,0 \text{ g/cm}^3$  para el agua). De esta manera los valores numéricos obtenidos para la subsidencia tectónica no serán precisos, pero sí lo será la tendencia de las funciones obtenidas.

Se han comparado dos curvas de subsidencia tectónica derivadas de dos columnas estratigráficas de la cuenca de Colombia situadas en la parte suroeste de uno de los perfiles sísmicos convertidos a profundidad aproximadamente paralelo al cinturón (figura 13.1). En una columna aparecen todas las unidades estratigráficas mientras que en la otra algunas unidades no están presentes ya que está situada en un bloque de falla elevado relacionado con un *graben*. Los patrones de subsidencia tectónica obtenidos en el *graben* y en la región adyacente son muy similares. La principal diferencia entre ambos es que en el *graben* no hay registro durante el Eoceno y el Oligoceno. Durante la etapa de formación de fallas normales en la cuenca de Colombia, en el Cretácico y el Paleoceno, la subsidencia tectónica fue moderada. Fue lenta durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno con el desarrollo de alguna falla normal esporádica en la cuenca, y fue muy rápida durante el Plioceno y Cuaternario, momento en el que se desarrollaron las estructuras principales del SFB.

También se han comparado doce curvas de subsidencia tectónica construidas a partir de columnas estratigráficas situadas a lo largo de los cuatro perfiles sísmicos convertidos a profundidad subperpendiculares al cinturón (figura 13.2). Se han construido tres columnas por perfil: una en la cuenca de Colombia, otra en el frente de deformación y otra en la parte de la plataforma continental más próxima a la rotura de pendiente con el talud continental.

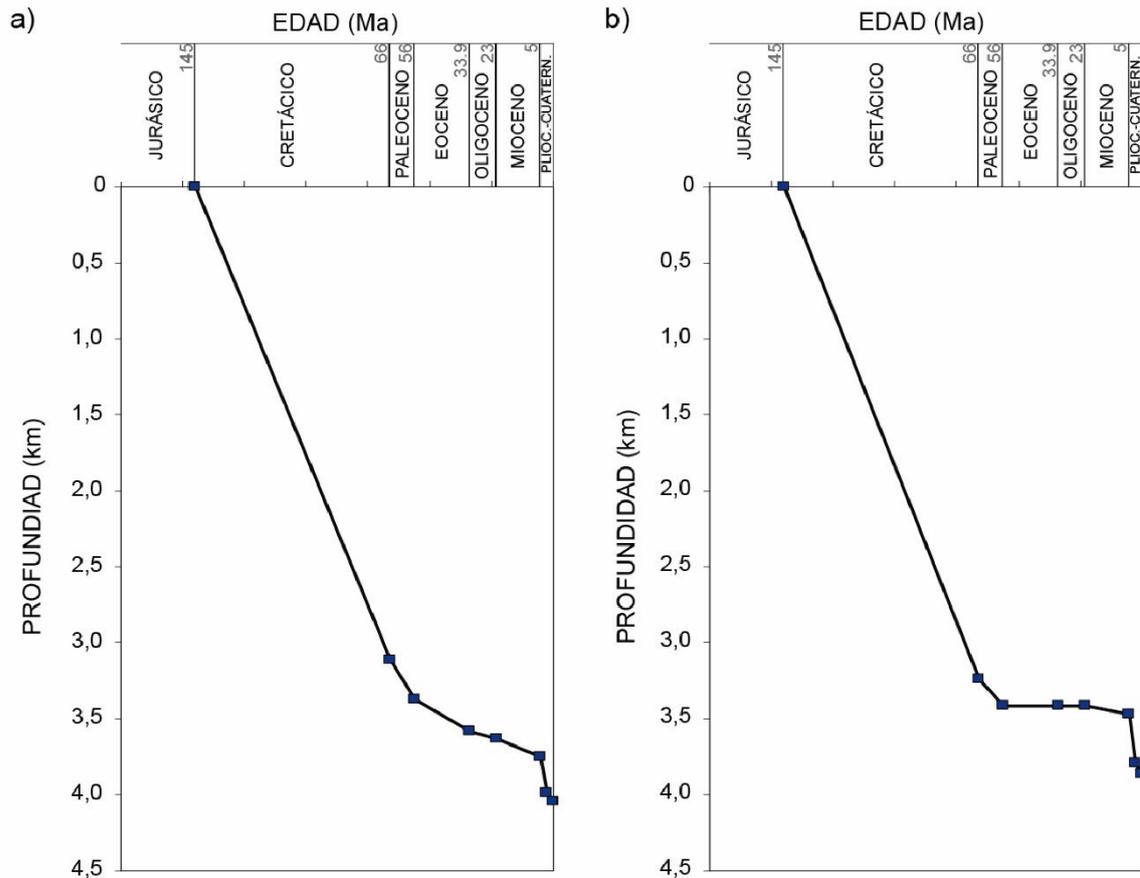


Figura 13.1.- Curvas de subsidencia tectónica de la cuenca de Colombia derivadas de (a) una columna estratigráfica completa y (b) una columna estratigráfica situada en un graben donde no está presentes todas las unidades.

El patrón de las cuatro curvas de subsidencia situadas en la cuenca de Colombia es muy similar, lo que también ocurre con las cuatro columnas situadas en el frente de deformación y con las cuatro situadas en la plataforma. En las doce curvas la subsidencia tectónica es moderada durante el Paleoceno y lenta durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno. Las mayores diferencias tienen lugar durante el Plioceno y el Cuaternario. La subsidencia tectónica durante este periodo en la cuenca de Colombia aumenta con respecto al Eoceno-Oligoceno-Mioceno, es similar en el frente de deformación y en cambio hay una elevación en la plataforma continental. La razón que explica este comportamiento es que la cuenca de Colombia sufrió una importante subsidencia tectónica durante el Plioceno y Cuaternario ya que está situada sobre la placa tectónica del Caribe que se hunde bajo la placa de América del Sur debido a la carga tectónica y sedimentaria del SFB. La subsidencia tectónica durante el Plioceno-Cuaternario en el frente de deformación fue parcialmente compensada por la elevación del cinturón, con un resultado de muy poca subsidencia o incluso una cierta elevación en este sector. En la plataforma continental tuvo lugar una importante elevación durante el Plioceno y Cuaternario causada por la evolución del propio cinturón.

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

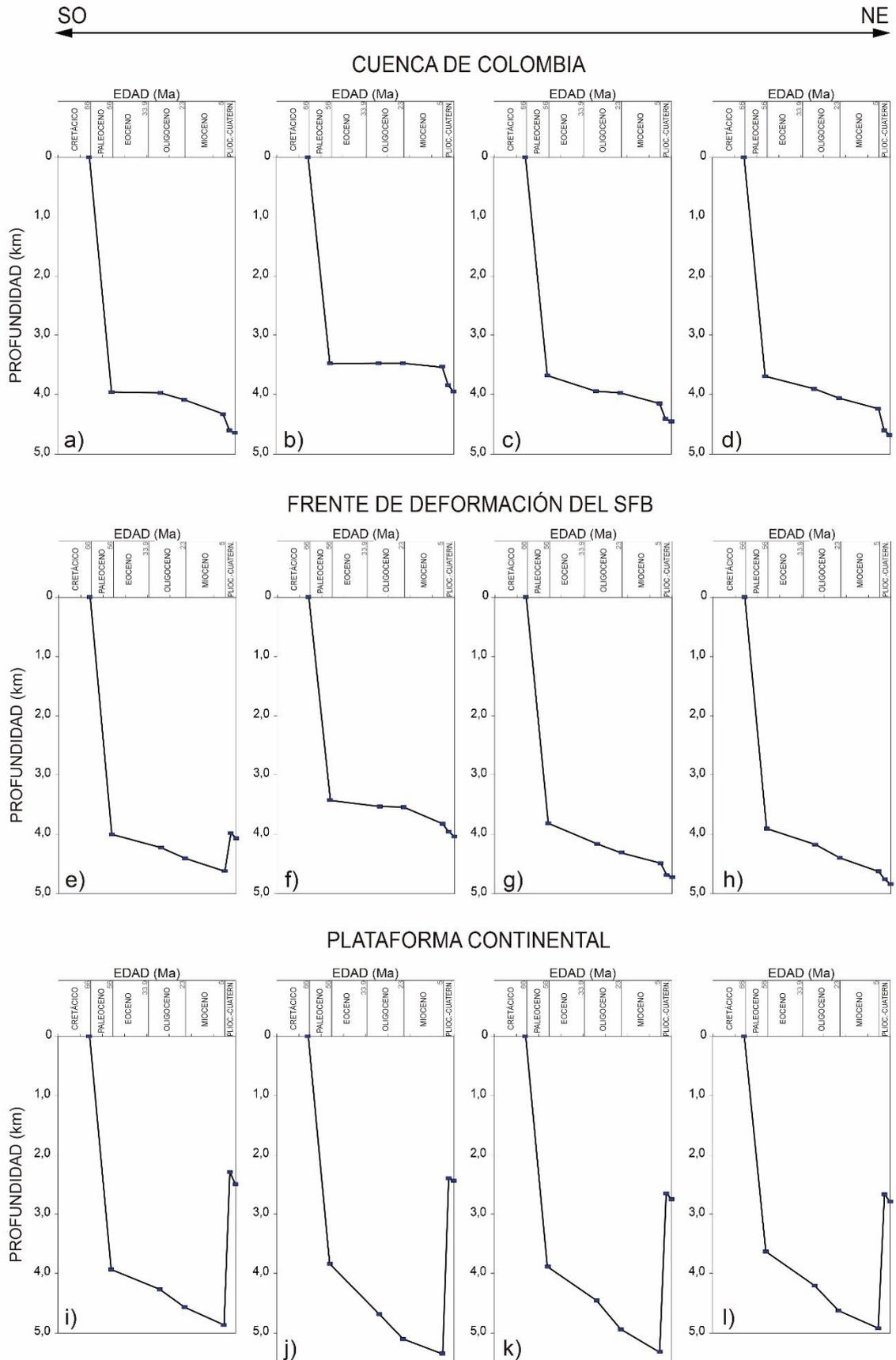


Figura 13.2.- Curvas de subsidencia tectónica correspondientes a la cuenca de Colombia, el frente de deformación y la plataforma continental.

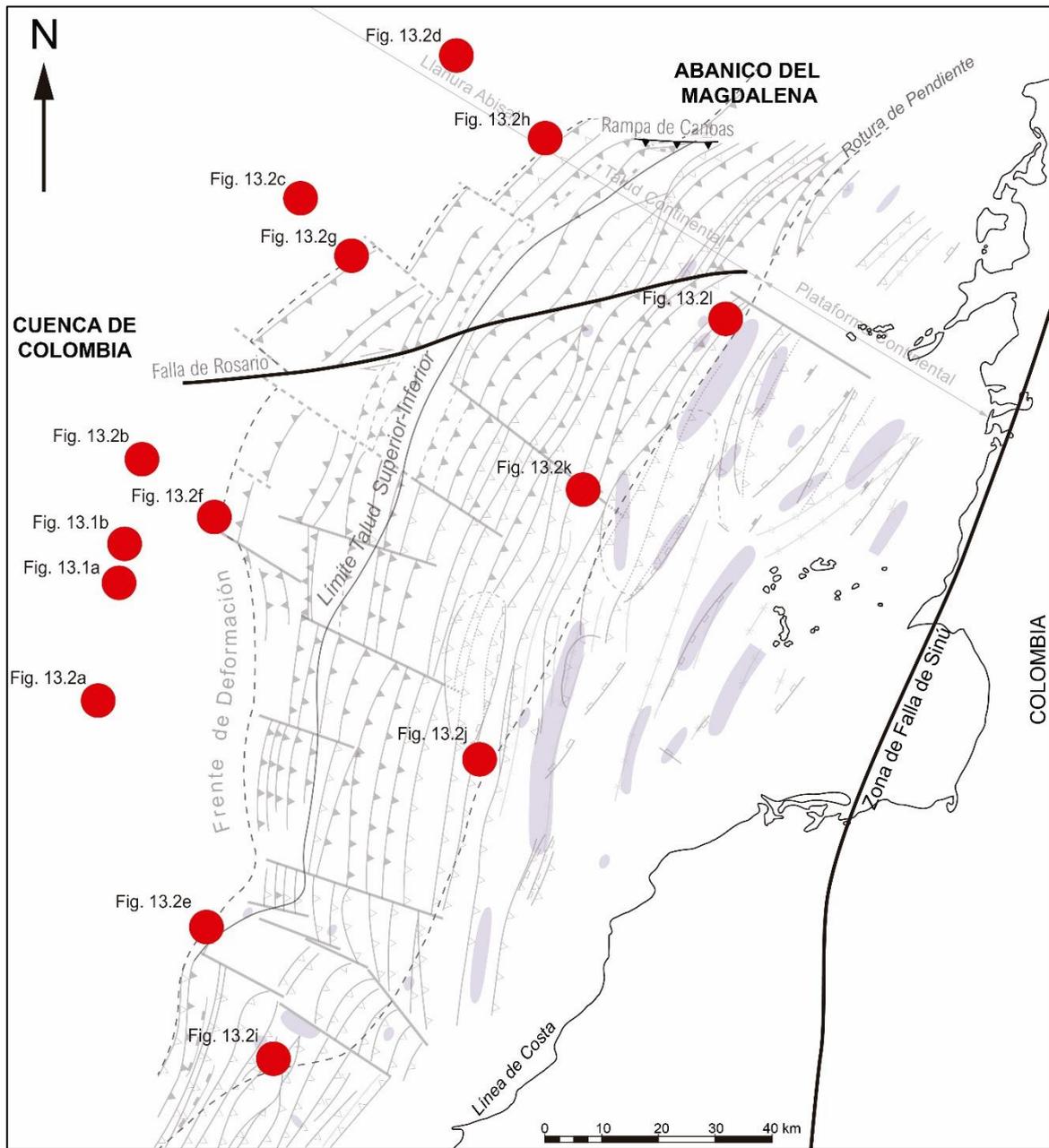


Figura 13.3.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo.

## 14. DISCUSIÓN

### 14.1. Relaciones entre el desarrollo de cabalgamientos, el desarrollo de fallas normales y el diapirismo de lodo

#### 14.1.1. Fallas normales en el talud continental y *toe thrusts*

La posición de las fallas normales del talud continental y de los *toe thrusts* en los flancos delanteros de los anticlinales, la geometría lítrica e imbricada, la orientación subparalela con respecto a los cabalgamientos y pliegues asociados, la escala kilométrica, el sentido de movimiento pendiente abajo, la naturaleza poco profunda afectando a sedimentos recientes y su posición dentro del talud continental inferior (figuras 5.1, 5.13 y 7.1) sugieren que deben ser interpretadas como fallas relacionadas con depósitos de gravedad resultado del deslizamiento pendiente debajo de los sedimentos. Las relaciones angulares de corte con los cabalgamientos y pliegues que se encuentran por debajo indican que las fallas normales y *toe thrusts* probablemente se desarrollaron después de que los flancos de los pliegues alcanzaran un buzamiento medrado que favoreciera el colapso gravitacional. La presencia de diferentes generaciones de fallas normales y *toe thrusts* en el mismo punto indica que fue un proceso progresivo coetáneo o posterior a la amplificación de los pliegues. El desarrollo de estas fallas normales, junto con la erosión, habría contribuido a reducir el relieve estructural del SFB manteniéndolo con una pendiente estable.

#### 14.1.2. Diapiros de lodo

Una considerable cantidad de diapiros de lodo ha intruido en la secuencia sedimentaria del SFB, y extruido a la superficie en algunos puntos formando volcanes de lodo, desde el Plioceno. Los diapiros de lodo son más frecuentes y tienen mayor tamaño en la plataforma continental que en el talud y su distribución muestra una estrecha relación espacial y temporal con estructuras tectónicas como cabalgamientos y sus pliegues asociados, así como con fallas normales, siendo los diapiros sincrónicos con estas estructuras. En la literatura se ha propuesto un gran número de mecanismos y condiciones que deben darse en una región determinada para favorecer el desarrollo de los diapiros de lodo (*e.g.* Shnyukov *et al.*, 1971; Hedberg, 1980; Milkov, 2000). Sin embargo, en esta tesis solo se discutirán los procesos responsables de la fluidificación de las lutitas y el ascenso en forma de diapiros de lodo de los que se tienen evidencias.

- Aunque se disponga de datos de pocos sondeos en la plataforma continental y estos no alcancen horizontes muy profundos, los datos indican que la litología predominante son las lutitas, de manera que la existencia de lutitas plásticas bajo la superficie es altamente probable.

- En la plataforma continental se encuentra una potente secuencia sedimentaria de terrígenos del Paleoceno al Mioceno de aproximadamente 4,5 km a 5 km, en la subcuenca San Bernardo (Ruiz *et al.*, 2000), que alcanza desde más de 6 km a más de 8 km en el Cuaternario. El espesor de esta secuencia, mucho mayor que la del frente de deformación y la de la cuenca de Colombia, favorece el diapirismo de lodo.
- Las tasas medias de sedimentación durante el periodo del Plioceno-Cuaternario, cuando se desarrollaron los diapiros, fueron de 300 m/Ma en la cuenca de Colombia, 370 m/Ma en el frente de deformación del SFB y de 540 m/Ma en la plataforma continental del SFB (estimadas por compactación de sedimentos). La tasa de sedimentación en la plataforma continental durante el periodo de desarrollo de los diapiros es aproximadamente 1,5 veces mayor que en otras regiones. La carga sedimentaria durante el Plioceno y el Cuaternario dio lugar a un rápido enterramiento de las lutitas prepliocenas. Si estos sedimentos fueron poco compactados y sobrepresurizados, su compactación vertical habría causado fluidificación y un descenso de la densidad transformándose en una capa móvil de lodos.
- Los cabalgamientos y los pliegues relacionados con ellos, desarrollados durante el Plioceno y el Cuaternario, causaron un engrosamiento tectónico que dio lugar a una sobrecarga tectónica y, además, provocó una compactación extra de los sedimentos. Esta compactación tectónica vertical, junto con la compactación sedimentaria vertical, probablemente contribuyó a la fluidificación.
- La formación de cabalgamientos y pliegues produce una cierta cantidad de acortamiento paralelo a las capas relacionado con el ángulo entre flancos y el tipo de interacción cabalgamiento-pliegue (*e.g.*, Bulnes *et al.*, 2019). Esta contracción subhorizontal, también llamada contracción tectónica, habría contribuido a incrementar la sobrepresurización de los sedimentos lutíticos.
- Las altas tasas de acortamiento estimadas para el Plioceno-Cuaternario en el SFB, del orden de casi 6 mm/año, implican una rápida contracción subhorizontal que también contribuiría a la sobrepresurización.
- La alta presión litostática en las cuencas desarrolladas en los sinclinales adyacentes a los anticlinales, debido a la alta tasa de sedimentación de los estratos sintectónicos, causó una carga diferencial. Esto forzó al lodo a moverse hacia las zonas de charnela de los anticlinales donde la presión litostática era menor ya que hay menos sedimentos sintectónicos sobre ellos. El lodo probablemente se vio favorecido por las fallas formadas en las zonas de charnela por presión tectónica y/o hidráulica. La intrusión de algunos diapiros a lo largo del núcleo de los anticlinales relacionados con cabalgamientos indica que estos tienen unas geometrías que favorecen el patrón de ascenso del lodo.
- Los diapiros que no están relacionados con cabalgamientos formaron anticlinales al intuir en las capas superiores y se generaron cuencas de sinclinal en las que se depositaron sedimentos sintectónicos. La carga ejerció una presión que favoreció el ascenso del diapiro.

- Algunas fallas normales lístricas se desarrollaron como resultado del deslizamiento de rocas a lo largo de las paredes del diapiro, como se discutirá más adelante. Los sedimentos sintectónicos asociados a estas fallas normales, depositados sobre los bloques superiores de los *rollovers*, también produjeron un sobrepeso y favorecieron la continuidad del proceso de diapiroismo ya iniciado. En el caso de las fallas normales no relacionadas con diapiros, los sedimentos sintectónicos asociados a ellas también habrían permitido el crecimiento del diapiro.
- La presencia de reflectores que duplican el fondo marino (BSR), visibles en varias secciones sísmicas, indican la existencia de gas-hidratos. Es probable que los gas-hidratos redujeran la permeabilidad en los niveles superficiales y redujeran la expulsión de fluidos, favoreciendo la sobrepresión en los horizontes más profundos.

### 14.1.3 Fallas normales en la plataforma continental

La presencia de fallas normales en la plataforma continental ha sido anteriormente descrita en el área de estudio (*e.g.*, Flinch *et al.*, 2003; Mantilla Pimiento *et al.*, 2009), en otros prismas de acreción (*e.g.*, Nielsen *et al.*, 2004; Grando y McClay, 2007; Morley y Wonganan, 2008; Morley *et al.*, 2011; Maurin y Rangin, 2009) y en modelos teóricos de prismas (*e.g.*, Davis *et al.*, 1983; Plat, 1986). Estas fallas normales se localizan en la plataforma continental donde también se desarrollan los cabalgamientos, pliegues y diapiros de lodo. Su rumbo es subparalelo a las estructuras principales del SFB y su sentido de movimiento es similar al de los cabalgamientos.

Se han considerado tres posibles causas para el desarrollo de estas fallas normales:

- Las fallas normales están restringidas a la zona donde aparecen los diapiros de lodo. Estas fallas, tanto las que emanan del despegue basal como las más someras, se desarrollan después de la formación de los cabalgamientos y/o la movilización de los lodos que dan lugar a los diapiros. Esta relación espacial y temporal sugiere que el deslizamiento que se produce entre la roca encajante y el diapiro a medida que crece, en uno o en los dos flancos de este, podría ser una posible explicación para el desarrollo de muchas de las fallas normales. Así, el límite entre la roca encajante y el diapiro actuaría como una superficie de falla separando sedimentos con diferentes densidades, de tal manera que la roca encajante actuaría como bloque de falla superior y el diapiro como bloque de falla inferior. El mecanismo de formación de las fallas normales sería el deslizamiento por gravedad. Si esta hipótesis es correcta, las causas responsables de la formación de los diapiros también explicarían el desarrollo de fallas normales y su posición en el cinturón.
- Otra posible explicación para que el desarrollo de fallas normales esté restringido a la plataforma continental, podría ser la existencia de un área de extensión como consecuencia de las distintas velocidades de movimiento dentro de la placa de América del Sur. Mientras que la delgada secuencia sedimentaria de la parte externa del SFB permitiría un deslizamiento relativamente fácil sobre la placa que subduce, el mayor espesor de la secuencia en la parte interna dificultaría el deslizamiento

debido al peso. Como consecuencia, la parte trasera se deslizaría sobre la placa que subduce a una velocidad menor que la parte delantera. Las diferencias en la tasa de movimiento de estas dos regiones del cinturón podrían generar una extensión local en la plataforma continental acomodada por fallas normales, mientras que en la parte delantera la contracción es acomodada por cabalgamientos y pliegues relacionados a ellos. El desarrollo de fallas normales de la plataforma continental en las partes central y norte del cinturón y su posible ausencia en la parte sur podría explicarse en términos de diferencias en el espesor de la secuencia sedimentaria y en el espesor vertical de la cuña entre las partes delantera y trasera del SFB. Las mayores diferencias entre los espesores de las secuencias estratigráficas y también entre los espesores verticales de la cuña (resultado del espesor estratigráfico más el apilamiento de láminas de cabalgamiento) medidos en el frente de deformación y los medidos en el punto de rotura entre el talud y la plataforma se dan en las partes central y norte del SFB. Por el contrario, la similitud entre el espesor de la secuencia sedimentaria y el espesor vertical de la cuña en el frente de deformación y la plataforma en la parte sur del SFB no causarían diferencias significativas en la tasa de deslizamiento sobre la placa que subduce, y no se habría alcanzado el umbral de extensión necesario para el desarrollo de fallas normales.

- La última explicación para el desarrollo de fallas normales podría ser un colapso extensional causado por una pendiente batimétrica demasiado alta de tal manera que ya no se guardase un equilibrio en la cuña. De ser así, las fallas normales se formarían para disminuir su altura. Sin embargo, esta hipótesis no parece apropiada en este caso dado que no hay un apilamiento de muchos ni de grandes cabalgamientos que justificasen una batimetría inestable. En todo caso, la inestabilidad podría responder al desarrollo de un dúplex en la base del prisma, pero la calidad de la imagen sísmica en la parte más profunda de los perfiles sísmicos no permite verificar esta hipótesis.

De acuerdo con Moreno *et al.* (2009) la tectónica gravitacional podría ser responsable de la formación del SFB: las fallas normales en la plataforma continental están en la parte trasera mientras que los cabalgamientos y pliegues del talud continental son los cabalgamientos delanteros desarrollados en la parte frontal. De acuerdo con esta hipótesis, en la plataforma continental solo podrían desarrollarse fallas normales y otras estructuras extensionales, pero las fallas normales de la plataforma coexisten con cabalgamientos y pliegues relacionados con ellos, e incluso con fallas normales reactivadas como inversas en tiempos recientes. Por otra parte, parece que las fallas normales están íntimamente relacionadas con el desarrollo de diapiros de lodo y esto no sería consistente con la hipótesis de Moreno *et al.* (2009).

## **14.2. Principales características del SFB y de la cuenca de Colombia en sentido transversal**

El estilo estructural del SFB presenta variaciones significativas de noroeste a sureste, es decir, en dirección perpendicular al cinturón, en términos tanto de estructuras desarrolladas y sus características, como de batimetría y estratigrafía. Así, además de la

Estructura de la parte sumergida del Cinturón de Sinú y de la parte adyacente de la cuenca de Colombia (margen caribeño al NO de Colombia)

parte de la cuenca de Colombia adyacente al SFB, se pueden diferenciar tres regiones cuyas características principales se describen a continuación. Estas regiones son: a) el talud continental inferior, b) el talud continental superior, y c) la plataforma continental (figura 14.1).

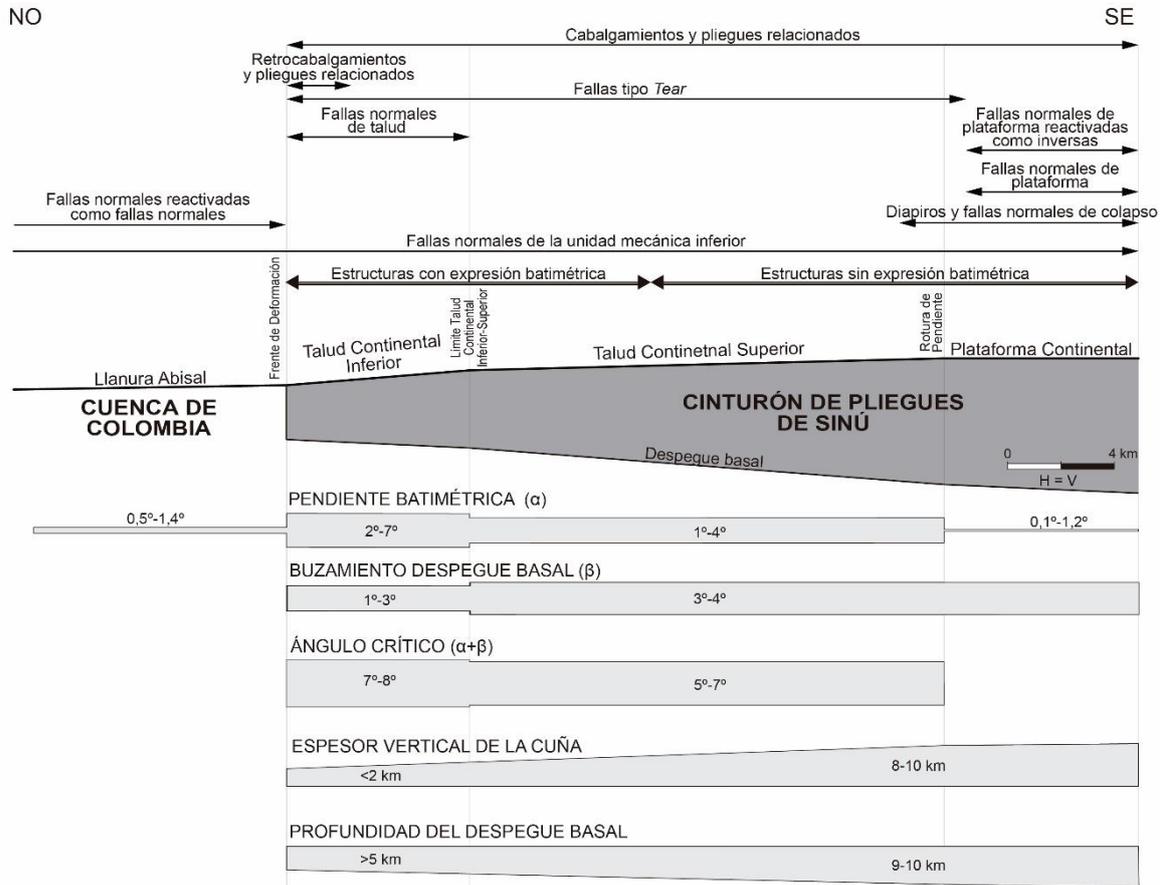


Figura 14.1.- Esquema sintético de la zonificación del SFB en dirección transversal representando las estructuras predominantes en cada zona y las características de los parámetros más significativos.

### 14.2.1. Cuenca de Colombia

La cuenca de Colombia se forma en la llanura abisal en frente del SFB del que está separada por el frente de deformación (figura 14.1). El fondo marino es de subhorizontal a ligeramente inclinado ( $0,3^{\circ}$ - $1,4^{\circ}$ ) al NO y muy regular ya que muy pocas estructuras desarrolladas en la cuenca muestran expresión batimétrica. Está constituida por una fina capa (de 0,5 a 3,5 km) de sedimentos del Cretácico y Cenozoicos, que se sitúan sobre rocas jurásicas, y cuyo espesor aumenta hacia el SFB. Las fallas normales originadas durante el Cretácico-Paleoceno, ligeramente oblicuas al cinturón y algunas de ellas afectando también a sedimentos del Eoceno, Oligoceno y parte alta del Mioceno, son las estructuras más comunes. Algunas de estas fallas situadas cerca del frente de deformación han sido reactivadas como fallas normales en tiempos recientes a la vez que se formaban otras nuevas. En general, la mayor parte de la cobertera de sedimentos cenozoicos está prácticamente indeformada. La subsidencia tectónica fue moderada desde Cretácico al

Paleoceno, lenta durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno, y moderada durante el Plioceno y Cuaternario. La subsidencia tectónica durante el Plioceno y Cuaternario disminuyó gradualmente a medida que se avanza hacia el frente de deformación del SFB.

#### 14.2.2. Talud continental inferior del SFB

La parte inferior del talud continental es la parte más externa del SFB. Un cambio en la pendiente batimétrica marca el cambio entre el talud continental inferior, más inclinado, y el talud continental superior, menos inclinado (figura 14.1). La superficie del fondo marino presenta una inclinación que varía entre  $2^\circ$  y  $7^\circ$  al NO. Esta superficie es irregular ya que la mayoría de las estructuras muestran expresión batimétrica dado que muchas de ellas son activas. Esta región está formada por la secuencia cenozoica más fina del todo el SFB, de más de 1 km de espesor que aumenta desde el frente de deformación hasta el límite talud continental superior-inferior. Los cabalgamientos, retrocabalgamientos, pliegues asociados a cabalgamientos, fallas de tipo *tear* y fallas normales de talud continental con cabalgamientos asociados, todos ellos desarrollados desde el Plioceno y hasta tiempos recientes, son las estructuras más representativas de esta región. El espaciado promedio entre cabalgamientos, medido usando la proyección vertical sobre el mapa de las terminaciones superiores de los cabalgamientos, es relativamente uniforme, mayor que en la parte superior del talud continental, pero menor que en la plataforma continental. Este espaciado varía de 3 km a casi 5 km y disminuye desde el frente de deformación hacia el límite talud continental superior-inferior. Tanto el buzamiento de los cabalgamientos como el desplazamiento son menores que en la parte superior del talud continental y aumentan desde el frente de deformación hacia el límite talud superior-inferior. El buzamiento del despegue basal, donde enraízan los cabalgamientos en profundidad formando un sistema imbricado, es menor que en la parte superior del talud y que en la rotura de pendiente entre el talud continental y la plataforma, variando entre más de  $1^\circ$  hasta más de  $3^\circ$  al SE. Tanto la profundidad del despegue basal (más de 5 km) como el espesor vertical de la cuña (más de 2 km) son menores que el resto del talud y que la plataforma y aumentan desde el frente de deformación hacia el límite talud continental superior-inferior. Las cuencas de tipo *piggy-back* sintectónicas relacionadas con los pliegues y cabalgamientos son menores y más estrechas que las del talud superior. Tanto el ángulo crítico como la tasa de presión de poro en el talud continental inferior son mayores que en el talud continental superior variando de casi  $7^\circ$  a más de  $8^\circ$  y de 0,65 a 0,73, respectivamente. La subsidencia tectónica fue moderada durante el Paleoceno, y lenta durante Eoceno, Oligoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario. Durante el Plioceno y el Cuaternario probablemente disminuyó progresivamente y pudo haber incluso una elevación a medida que se avanza desde el frente de deformación hasta el límite talud continental superior-inferior.

#### 14.2.3. Talud continental superior del SFB

La parte alta del talud continental corresponde a la zona intermedia del SFB. El punto de rotura de pendiente entre el talud y la plataforma, el cual supone un cambio en la

inclinación de la superficie batimétrica, separa la parte alta del talud, más inclinada, de la plataforma continental prácticamente horizontal (figura 14.1). La inclinación de superficie del fondo marino en la parte superior del talud es menor que la de la parte inferior y varía entre más de 1° hasta casi 4° al NO. La superficie del fondo marino muestra algunas irregularidades dado que algunas estructuras que se desarrollan cerca del límite con el talud continental inferior son emergentes, siendo activas en tiempos recientes. Esta región está formada por rocas cenozoicas cuyo espesor, de hasta 4 km, tiene un valor intermedio entre el de la secuencia en la parte inferior del talud y en la plataforma continental. El espesor de la secuencia aumenta desde el límite talud continental superior-inferior hacia la rotura de pendiente con la plataforma. Las estructuras más comunes reconocidas en esta región son cabalgamientos, pliegues relacionados con éstos y fallas de tipo *tear*, todas ellas desarrolladas a partir del Plioceno. La mayoría están enterradas por lo que se supone que son inactivas. El espaciado promedio entre cabalgamientos, medido usando la proyección vertical sobre el mapa de las terminaciones superiores de los cabalgamientos, es relativamente regular y es el menor valor de todas las regiones, con una variación entre más de 1 km y alrededor de 3 km disminuyendo desde el límite talud continental superior-inferior hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma. En general, tanto el buzamiento de los cabalgamientos como los desplazamientos son mayores que en la parte inferior del talud y aumentan hacia la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma. Los cabalgamientos enraízan en profundidad con un despegue basal formando un sistema imbricado de cabalgamientos, y el buzamiento de este despegue es el mismo que el de la plataforma continental y mayor que el de la parte inferior del talud variando entre más de 3° y menos de 4° hacia el SE. La profundidad del despegue y el espesor vertical de la cuña tienen valores intermedios entre los del talud inferior y los de la plataforma continental, sin alcanzar los 10 km, y aumentan hacia la rotura de pendiente con la plataforma continental. La profundidad de las cuencas de tipo *piggy-back* sintectónicas relacionadas con los pliegues y cabalgamientos es intermedia entre la de la parte inferior del talud y la de la plataforma continental. El ángulo crítico y la tasa de presión de poro son menores que en talud inferior y los valores están en un rango de más de 5° a algo más de 7° y de 0,51 a 0,65, respectivamente. La subsidencia tectónica fue moderada durante el Paleoceno y lenta durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno. Probablemente se produjo una cierta elevación durante el Plioceno y el Cuaternario aumentando progresivamente desde el límite talud continental superior-inferior hacia la rotura de pendiente de la plataforma continental.

#### 14.2.4. Plataforma continental del SFB

La plataforma continental es la zona más interna del SFB estudiada en este trabajo (figura 14.1). La superficie del fondo marino en esta región es desde subhorizontal a ligeramente inclinada al NO (0,1°-0,2°). Esta superficie es irregular ya que la mayoría de las estructuras no presentan expresión batimétrica lo que implica que son inactivas, excepto en el caso de algunos diapiros de lodo. La región está compuesta por una gruesa secuencia de rocas cenozoicas, con un espesor de 4 km a más de 5 km que aumenta desde la rotura de pendiente hacia el continente. Junto con algunos cabalgamientos, pliegues

relacionados con ellos y fallas de tipo *tear*, las estructuras más frecuentes son diapiros de lodo con fallas normales en su cresta y pliegues entre diapiros, así como fallas normales. Todas estas estructuras se desarrollaron a partir del Plioceno. Los cabalgamientos, pliegues relacionados y fallas de tipo *tear* están presentes principalmente cerca de la rotura de pendiente. Algunas fallas normales han sido reactivadas con movimiento inverso o como fallas normales en tiempos recientes. El espaciado promedio de los cabalgamientos, medido usando la proyección vertical sobre el mapa de las terminaciones superior de los cabalgamientos, es el mayor de todas las regiones, de forma que se produce un salto abrupto entre el espaciado promedio relativamente bajo en el talud continental y un alto espaciado en la plataforma continental. El despegue basal, de donde emanan los cabalgamientos, buza entre más de 3° hasta menos de 4° al SE. El buzamiento del despegue es igual al de la parte superior del talud continental y mayor que en la parte inferior del talud. La profundidad del despegue (desde casi 9 km hasta más de 10 km) y el espesor vertical de la cuña (desde algo más de 8 km hasta más de 10 km) tienen los valores más altos y aumentan desde la rotura de pendiente en dirección al continente. Las cuencas rellenas de sedimentos sintectónicos son las más profundas y las más anchas. La subsidencia tectónica fue moderada durante el Paleoceno, lenta durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno, y hubo una marcada elevación durante el Plioceno y Cuaternario.

### 14.3. Principales características del SFB en sentido longitudinal

A parte de las variaciones de estilo estructural de las zonas externas a las internas del cinturón, hay también variaciones a lo largo del cinturón, es decir, de suroeste a noreste. Dependiendo de las características de las estructuras desarrolladas, así como de la estratigrafía y las características batimétricas, el cinturón puede ser dividido en tres regiones principales: a) una región sur situada en el saliente menor y que está bajo la influencia de la falla de Uramita (SurFU), b) una región central que sería el SFB *sensu stricto* (SFB s.s.), y c) una región norte bajo la influencia del abanico del Magdalena/rampa oblicua Canoas (NorteMRC) (figura 14.2 y tabla 14.1). Los rasgos distintivos de cada región se describen a continuación.

#### 14.3.1. Saliente sur influenciado por la falla de Uramita

Esta región corresponde a la parte sur del SFB donde un entrante lo separa del SFB s.s. al norte y la falla de Uramita lo separa de la microplaca de Panamá al suroeste (figura 14.2 tabla 14.1). Esta zona del cinturón alcanza 100 km de anchura desde el frente de deformación hasta la Zona de Falla de Sinú, siendo más estrecha que en el SFB s.s. pero similar a la región NorteMRC. No presenta talud continental inferior y el talud continental superior tiene una longitud de entre 17 km y 33 km. La inclinación del talud continental varía entre más de 2,5° a casi 4°. La inclinación de la plataforma continental es de 0,1° al noroeste, mientras que la parte de la cuenca de Colombia que se encuentra delante de esta zona se inclina 1,4° hacia el noroeste.

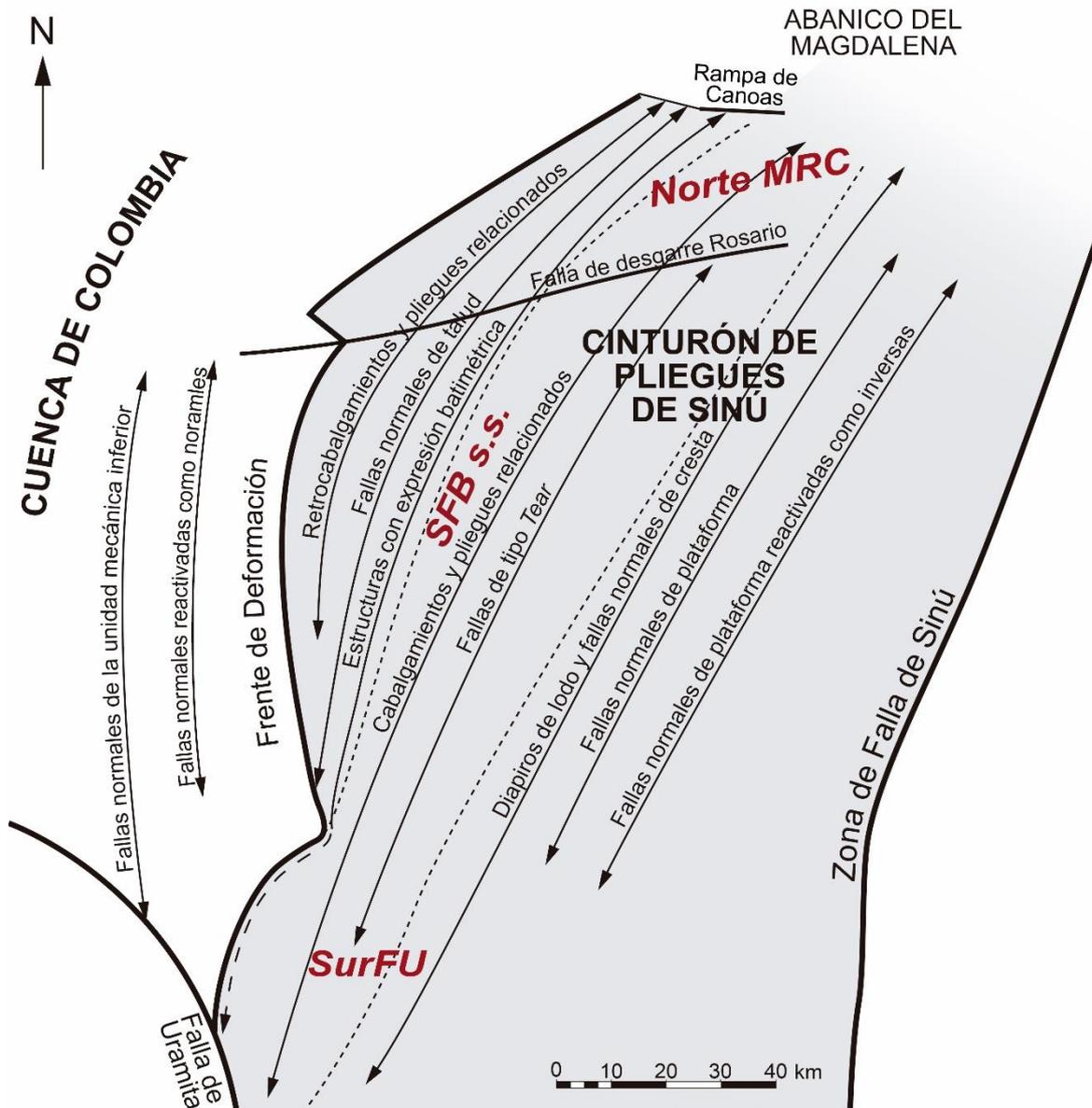


Figura 14.2.- Esquema sintético de la zonificación del SFB en dirección longitudinal en el que se representan las estructuras predominantes en cada zona diferenciando la región sur influenciada por la falla de Uramita (SurFU), la región central del Cinturón de Pliegues de Sinú sensu stricto (SFB s.s.) y una región norte influenciada por el abanico del Magdalena y la rampa de Canoas (NorteMRC).

La batimetría tanto del talud continental como de la plataforma es regular, excepto en el frente de deformación. El espesor vertical del prisma es de 6 km en el frente de deformación y de 8 km en la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma. El despegue basal presenta un buzamiento constante de  $3,7^\circ$  en esta región y tiene una profundidad de 7,6 km en el frente de deformación y de 8,7 km en la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma. Los sedimentos del Cretácico al Mioceno muestran un espesor ligeramente mayor de 4 km en el frente de deformación y de casi 6 km cerca de la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma, siendo la diferencia de espesores en los dos puntos de 2 km, que es un valor intermedio entre la diferencia medida en la región norte y la medida en el SFB s.s. La secuencia sedimentaria que rellena las cuencas de tipo

*piggy-back* es la más potente alcanzando más de 2 km. Los cabalgamientos y pliegues relacionados muestran un rumbo aproximado N-S. El espaciado promedio entre cabalgamientos, medido usando cortes geológicos y mapas, tanto en el frente de deformación como en la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma varía entre 3 km y 4 km. Tanto la variación en el espaciado como el número de cabalgamientos corresponden a los menores valores de todo el cinturón. En esta región los pliegues de rampa, como pliegues de flexión y pliegues de propagación de falla están bien desarrollados, y también se desarrollan pliegues de despegue en el frente de deformación y en el talud continental. Solo las estructuras situadas en el frente de deformación presentan expresión batimétrica. En esta región también se desarrollan fallas normales de talud continental y *toe thrusts* relacionados con ellas. También se reconocen fallas de tipo *tear*, con rumbos ONO-ESE, y algunos diapiros aislados con fallas normales de cresta y fallas normales de plataforma continental de pequeña longitud. El frente de deformación en el SurFU está compuesto por estructuras vergentes hacia la cuenca, como grandes pliegues despegados y algunos cabalgamientos de vergencia ONO, y no se forman retrocabalgamientos. El acortamiento medido en el talud continental y en la parte occidental de la plataforma continental es de  $13,82 \pm 0,71$  km, siendo el menor valor de todo el cinturón. El ángulo crítico para el talud continental superior es de  $7,2^\circ$  y el valor de la tasa de presión de poro es de aproximadamente 0,7.

#### 14.3.2. SFB s.s.

Esta región está en la parte central del cinturón y el límite que la separa del SurFU está formado por un entrante y grupo de fallas de tipo *tear*, mientras que el paso hacia la región NorteMRC es gradual (figura 14.2 y tabla 14.1). El SFB s.s. alcanza alrededor de 130 km de anchura desde el frente de deformación hasta la Zona de Falla de Sinú, siendo la parte más ancha del cinturón. La anchura del talud continental varía entre 57 km y 58 km. La relación entre la anchura en la parte inferior y la parte superior del talud es variable, llegando a ser incluso seis veces mayor en el talud superior (24-38 km) que en el talud inferior (6-26 km). La pendiente de la parte inferior del talud continental varía entre algo más de  $3^\circ$  hasta casi  $6^\circ$ , mientras que en la parte inferior del talud varía entre  $1,5^\circ$  y  $0,3^\circ$  siendo hasta cuatro veces menor. Esto hace que la variación de la pendiente entre la parte inferior y la parte superior del talud sea máxima en esta región. El fondo marino en la plataforma continental tiene una inclinación de entre  $0,1^\circ$  y  $0,3^\circ$  hacia el noroeste, y la de la cuenca de Colombia frente a esta región es de entre  $0,3^\circ$  y  $0,4^\circ$  hacia el noroeste. El fondo marino en el talud continental inferior y en la parte más baja del talud continental superior es irregular, mientras que en el resto del talud superior es regular. El espesor vertical de la cuña en el frente de deformación es de entre 3 km y 3,5 km y en la de rotura de pendiente con la plataforma continental de entre 8,5 km y 9,5 km, siendo la diferencia entre ambos la más pronunciada de todo el SFB. De la misma manera, la diferencia entre la profundidad del despegue en el frente de deformación (5,4-6,8 km) y en la rotura de pendiente de la plataforma (9,1-9,7 km) es máxima. El buzamiento del despegue basal en la parte inferior del talud continental, entre  $1,5^\circ$  y  $2,8^\circ$ , es el más bajo de todo el cinturón, pero aumenta a los valores más altos en la parte superior del talud, entre  $3,6^\circ$  y  $3,8^\circ$ . Es

espesor de sedimentos depositados desde el Cretácico al Mioceno varía entre algo más de 1 km hasta casi 6 km cerca de la rotura de pendiente de la plataforma, siendo la diferencia de espesor entre estos puntos la mayor de todo el cinturón. El espesor de sedimentos que rellenan las cuencas de tipo *piggy-back* varía entre 0,5 km a 1 km y es el menos potente de todo el SFB. El rumbo de los cabalgamientos y pliegues relacionados es NNE-SSO. El espaciado promedio de los cabalgamientos, medido a partir de mapas y cortes geológicos, es algo mayor de 4 km cerca del frente de deformación y varía entre 2 km y 3 km en la rotura de pendiente de la plataforma. La diferencia entre el espaciado promedio medido en el frente de deformación y en la rotura de pendiente de la plataforma es la máxima de todo el cinturón. Los pliegues de rampa, tanto pliegues de propagación de falla como pliegues de flexión, aparecen bien desarrollados. Éstos presentan expresión batimétrica desde el frente de deformación hasta la parte inferior del talud continental superior indicando que la cantidad de estructuras activas es intermedia. En esta región también se desarrollan fallas normales de talud superficiales debido al deslizamiento por gravedad y *toe thrusts*. Las fallas de tipo *tear* son abundantes con un rumbo aproximado NO-SE. También hay un gran número de diapiros de lodo, fallas normales de cresta relacionadas, y algunas fallas normales de plataforma continental de longitud intermedia. Algunas fallas normales de plataforma se han reactivado como fallas inversas o como fallas normales varias veces desde el Plioceno hasta el Cuaternario. El frente de deformación del SFB s.s. consiste en una zona triangular simétrica formada por retrocabalgamientos dirigidos hacia el SE que emanan del despegue basal y pliegues de rampa relacionados en la parte externa, y cabalgamientos dirigidos hacia el NO que también enraízan en el despegue basal y sus pliegues asociados en la parte interna. En algunas zonas del SFB s.s. el frente de deformación consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos con retrocabalgamientos esporádicos formando una zona triangular poco desarrollada. El acortamiento medido en el talud continental y la zona situada más al oeste de la plataforma varía entre  $15,66 \pm 0,38$  y  $23,90 \pm 0,53$  y es el valor más alto de todo el cinturón. El ángulo crítico en el talud continental inferior varía entre  $6,9^\circ$  y  $8,4^\circ$ , mientras que en el talud superior es de entre  $5,5^\circ$  y  $5,7^\circ$ . La diferencia entre los ángulos críticos en las dos partes del talud es máxima. Los valores de tasa de presión de poro en la parte inferior del talud son los más altos (0,7), y en la parte superior similares a los más bajos (0,5). La diferencia de valores entre las dos partes del talud es máxima.

### 14.3.3. Región norte influenciada por el abanico del Magdalena/rampa oblicua de Canoas

Esta región corresponde a la parte norte del SFB, cuyo límite al norte con el abanico de la Magdalena es la rampa oblicua de Canoas, y cuyo límite al sur con el SFB s.s. es difuso (figura 14.2 y tabla 14.1). El ancho de esta parte del cinturón, medido desde el frente de deformación hasta la Zona de Falla de Sinú es de unos 100 km, es decir, menor que el del SFB s.s. pero similar al de la región SurFU. La anchura de todo el talud continental oscila entre 47 km y 50 km, la del talud continental superior entre 33 km y 37 km, y la del talud continental inferior entre 13 km y 14 km, siendo la anchura del talud continental superior más de dos veces y media la del talud continental inferior. La inclinación del talud

continental inferior varía entre algo más de 5° y algo más de 7°, mientras la del talud continental superior es algo más de 2°. La inclinación del fondo marino en la plataforma continental es de 1,2° hacia el noroeste, mientras que el de la cuenca de Colombia frente a esta región es de 0,4° también hacia el noroeste. El fondo marino del talud continental superior e inferior es irregular, mientras que el de la plataforma continental es regular. El espesor vertical de la cuña es de aproximadamente 5 km en el frente de deformación y de 10 km en la rotura de pendiente de la plataforma. Así pues, el espesor vertical de la cuña en la rotura de pendiente de la plataforma es el doble que el del frente de deformación, que es un valor intermedio entre el del SFB s.s. y el del saliente SurFU. El despegue basal tiene un buzamiento constante de 3,3°. La profundidad del despegue en el frente de deformación es de 7,5 km y en rotura de pendiente de la plataforma es de 10,1 km. El espesor de la secuencia sedimentaria del Cretácico al Mioceno que conforma esta región es de casi 4,5 km en el frente de deformación y de casi 5 km en la rotura de pendiente de la plataforma, por lo tanto, la diferencia entre ambos espesores es de 0,5 km y es la más baja de todo el SFB. El espesor de los sedimentos que rellenan las cuencas de tipo *piggy-back* varía entre 1 km y 2 km y es intermedio entre los valores del SFB s.s. y del saliente sur. El rumbo de los cabalgamientos y pliegues relacionados es aproximadamente NE-SO. El espaciado promedio entre cabalgamientos medidos cerca del frente de deformación es de unos 4,5 km y en la rotura de pendiente de la plataforma es ligeramente superior a 3 km, ambos medidos en los cortes geológicos y mapas. La diferencia de 1,5 km entre el espaciado en el frente de deformación y en la rotura de pendiente de la plataforma, así como el número de cabalgamientos, son intermedios entre los valores medidos en el SFB s.s. y en la región SurFU. Los pliegues de rampa, como los pliegues de la flexión de falla y de propagación de la falla son las estructuras más comunes. La mayoría de estas estructuras desarrolladas en el talud continental, desde el frente de deformación hasta la rotura de pendiente de la plataforma, exhiben una expresión batimétrica que sugiere que muchas estructuras son activas en la actualidad. Esto estaría de acuerdo con el hecho de que, aparte de algunos terremotos de pequeña magnitud y poco profundos (menos de 30 km de profundidad) en la parte norte y central de la plataforma continental, así como en la cuenca de Colombia, el epicentro del terremoto de mayor magnitud y poco profundo dentro de la SFB se encuentra en la parte norte del frente de deformación según el catálogo de terremotos de 1610 a 2014 (Servicio Geológico Colombiano, 2018). En esta región se producen fallas normales de talud superficiales por gravedad y *toe thrusts* asociados a ellas, pero las fallas de tipo *tear* son casi inexistentes. Se producen algunos diapiros de lodo de tamaño intermedio, fallas normales de la cresta y pliegues, así como grandes fallas normales de plataforma continental. Algunas de estas fallas normales de plataforma muestran evidencias de reactivación como fallas inversas o como fallas normales varias veces durante el Plioceno y el Cuaternario. La mayoría de las estructuras terminan hacia el norte contra la rampa oblicua de Canoas. La parte más exterior del frente de deformación consiste en un cabalgamiento dirigido hacia el SE (retrocabalgamiento) que emana del despegue basal e incluye en su bloque superior un pliegue de rampa relacionado y un cabalgamiento que se ramifica con el retrocabalgamiento formando una estructura de tipo *pop-up* relacionado. La parte más interna del frente de deformación está formada por

cabalgamientos dirigidos hacia el NO y pliegues de rampa relacionados. Por lo tanto, el frente de deformación es una zona triangular asimétrica porque sólo hay un retrocabalgamiento que incluye una estructura de tipo *pop-up* en su bloque superior y presenta mayor buzamiento que los cabalgamientos. El acortamiento medido en el talud continental y en la parte más occidental de la rotura de pendiente de la plataforma es de  $18,99 \pm 0,4$  km, un valor intermedio entre los medidos en el SFB s.s. y en el saliente sur. Los ángulos críticos medidos en los taludes continentales inferiores y superiores son  $6,9^\circ$  y  $5,7^\circ$ , respectivamente, y la diferencia de  $1,2^\circ$  entre ellos es la más pequeña de todo el SFB. El valor de la tasa de presión de poro es de aproximadamente 0,5 en el talud continental superior y de aproximadamente 0,6 en el talud continental inferior; la diferencia de  $0,1^\circ$  entre ambos valores es la más pequeña de todo el SFB.

14. Discusión

	SALIENTE SUR INFLUENCIADO POR LA FALLA DE URAMITA		CINTURÓN DE PLIEGUES DE SINÚ s. s.		REGIÓN NORTE INFLUENCIADA POR ELABANICO DEL MAGDALENA/RAMPA OBLICUA CANOAS	
<b>ANCHURA DEL CINTURÓN</b>	TOTAL 100 km	Talud Continental Superior 17- 33 km	TOTAL 130 km	Talud Continental 24-38 km	TOTAL 100 km	Talud Continental 47-50 km
<b>ESPESOR (SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA)</b>	6 - 8 km	Frente de Deformación < 4 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 6 km Plioceno-Cuaternario < 2 km	1,5 - 7 km	Frente de Deformación 1 - 3 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 5-6 km Plioceno-Cuaternario 0,5 - 1 km	5,5 - 7 km	Frente de Deformación 4,5 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 5 km Plioceno-Cuaternario 1 - 2 km
<b>ORIENTACIÓN ESTRUCTURAS LONGITUDINALES</b>	N-S		NNE-SSO		NE-SO	
<b>ESPACIO PROMEDIO ENTRE CABALGAMIENTOS</b>	Frente de Deformación 3 - 4 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 3 - 4 km		Frente de Deformación 4 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 2 - 3 km		Frente de Deformación 4,5 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 3 km	
<b>ESTILO DE DEFORMACIÓN EN EL FRENTE DE DEFORMACIÓN</b>	Pliegues despegados		Zona triangular simétrica		Zona triangular	
<b>ACORTAMIENTO</b>	11,5 km		15 - 19 km		14,5 km	
<b>INCLINACIÓN DEL FONDO MARINO</b>	Cuenca de Colombia 1,4° Talud Continental Superior 2,5° - 4° Plataforma Continental > 0,1°		Cuenca de Colombia 0,3° - 0,4° Talud Continental Inferior 3° - 6° Talud Continental Superior 1,5° - 3° Plataforma Continental 0,1° - 0,3°		Cuenca de Colombia 5° - 7° Talud Continental Inferior 5° - 7° Talud Continental Superior 2° Plataforma Continental 2°	
<b>BUZAMIENTO DEL DESPEGUE BASAL</b>	Talud Continental Superior 3,8°		Talud Continental Inferior 1,5° - 2,8° Talud Continental Superior 3,6° - 3,8°		Talud Continental Inferior 3° Talud Continental Superior 3°	
<b>PROFUNDIDAD DEL DESPEGUE BASAL</b>	Frente de Deformación 7,6 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 8,7 km		Frente de Deformación 5,4 - 6,8 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 9,1 - 9,7 km		Frente de Deformación 7,5 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 10,1 km	
<b>ÁNGULO CRÍTICO</b>	Talud Continental Superior 7,2°		Talud Continental Inferior 6,9° - 8,4° Talud Continental Superior 5,5° - 5,7°		Talud Continental Inferior 6,9° Talud Continental Superior 5,7°	
<b>ESPESOR VERTICAL DEL PRISMA</b>	Frente de Deformación 6 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 8 km		Frente de Deformación 3 - 3,5 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 8,5 - 9,5 km		Frente de Deformación 5 km Rotura de Pendiente de la Plataforma 10 km	
<b>TASA DE PRESIÓN DE PORO</b>	Talud Continental Superior 0,5		Talud Continental Inferior 0,7 Talud Continental Superior 0,5		Talud Continental Inferior 0,6 Talud Continental Superior 0,5	

Tabla 14.1.- Tabla resumen de las principales características del SFB en sentido longitudinal diferenciando la región sur influenciada por la falla de Uramita, la región central del Cinturón de Pliegues de Sinú sensu stricto y una región norte influenciada por el abanico del Magdalena y la rampa de Canoas.

#### 14.4. Evolución geodinámica

Después de la sedimentación y/o intrusión de las rocas del Jurásico, el evento tectónico más antiguo registrado en la zona de estudio tuvo lugar durante el Jurásico (figura 14.3). Este evento habría consistido en el desarrollo de fallas normales. La parte superior de estas estructuras fue truncada por una discordancia erosiva, de modo que algunos paleorrelieves submarinos fueron onlapados por los sedimentos del Cretácico.

Durante el Cretácico se depositó una secuencia relativamente delgada de limolitas, con algunos horizontes de chert, en condiciones de agua profundas. Este ambiente sedimentario continuó durante el Paleoceno, cuando se depositó una gruesa secuencia de limolitas. Un evento tectónico de naturaleza extensional, iniciado durante el Cretácico y que continuó durante el Paleoceno, causó la formación de fallas normales y una moderada subsidencia tectónica (figura 14.3). La extensión localizada dio lugar al desarrollo de una región de fosa tectónica en cuyos *grabens* se depositaron potentes secuencias del Cretácico y el Paleoceno. En los bloques de fallas de los *horst* y *grabens* se formaron discordancias entre las rocas del Cretácico y el Paleoceno, y por encima de los sedimentos del Paleoceno.

La secuencia eocena, de espesor moderado, formada por limolitas de aguas profundas con algunas intercalaciones de chert, se superpuso a las secuencias estratigráficas subyacentes. Las condiciones de aguas profundas evolucionaron a un ambiente de prodelta y a la entrada de facies de grano más grueso en el sistema sedimentario, registrado por una secuencia oligocena de espesor moderado y una delgada secuencia miocena, ambas constituidas por lutitas y areniscas. La secuencia del Mioceno, así como las sucesivas, incluye numerosos montículos relacionados con turbiditas y complejos de transporte en masa. Las sucesiones del Eoceno, Oligoceno y Mioceno se vuelven más potentes hacia el sureste. Aunque el desarrollo de la fosa tectónica cretácico-paleocena se abortara, algunas fallas normales que se formaron durante ese periodo siguieron propagándose durante la sedimentación del Eoceno, el Oligoceno y el Mioceno, sin embargo, su actividad fue mucho menos intensa. Entre las sucesiones del Eoceno, Oligoceno y Mioceno se desarrollaron discontinuidades locales. Este periodo, en el que la tasa de hundimiento tectónico disminuyó sustancialmente y se produjeron fallas normales con desplazamiento relativamente bajo, se interpreta como resultado de una subsidencia térmica posterior al evento extensional.

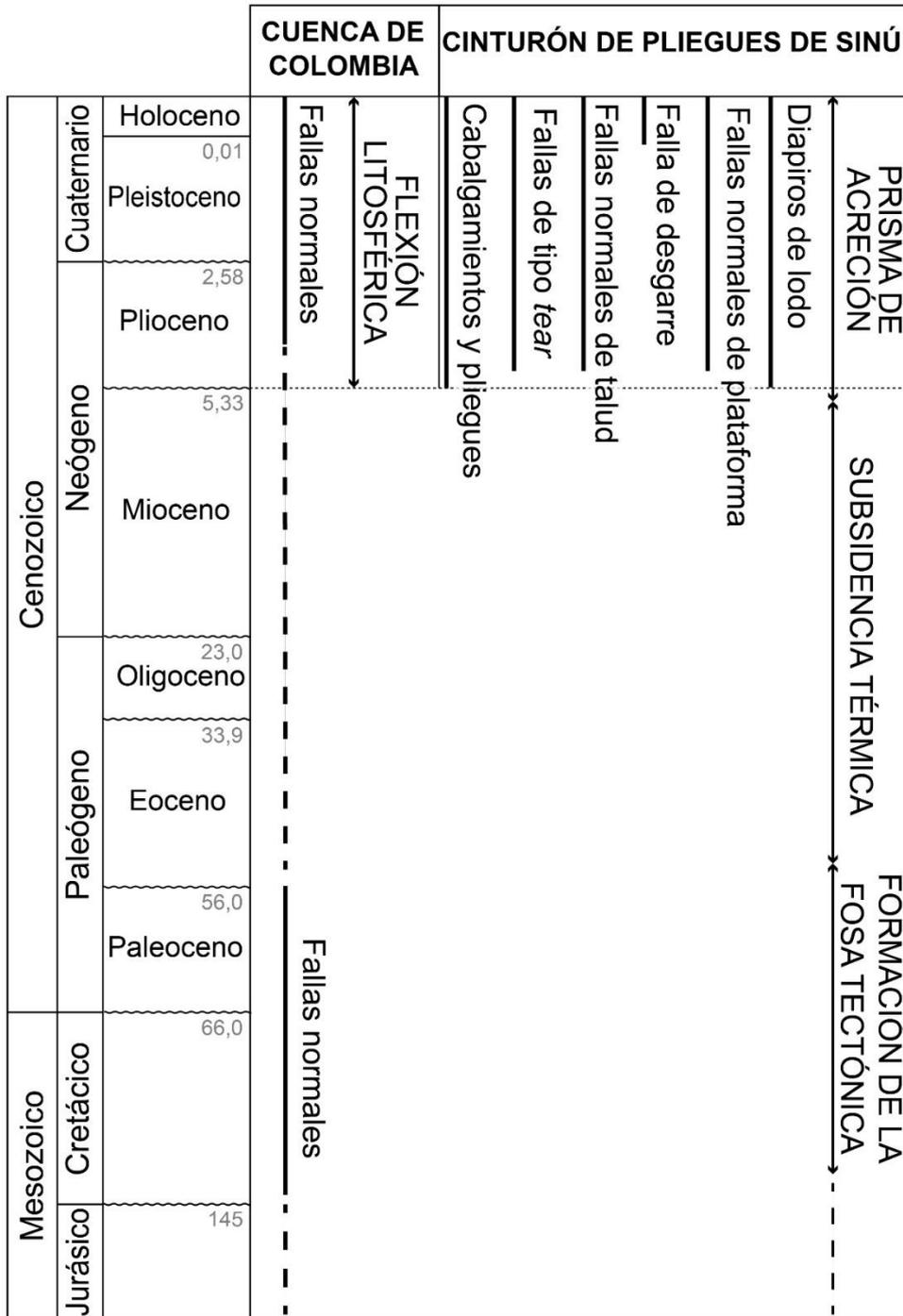


Figura 14.3.- Esquema de la evolución temporal de las estructuras del SFB y de la cuenca de Colombia desde el Mesozoico hasta la actualidad.

El movimiento hacia el este-sureste de la placa de afinidad oceánica del Caribe durante el Plioceno y el Cuaternario causó la subducción bajo la placa continental de América del Sur, dando lugar a un importante evento contraccional (figura 14.3). La manifestación más notable de parte de esta convergencia de placas fue la formación de la parte frontal del SCDB, que es el prisma de acreción del SFB y que se desarrolló sobre la cuenca de Colombia. Este prisma está formado por un sistema de cabalgamientos imbricados a gran escala, que emana de un despegue basal ubicado dentro de las lutitas del Paleoceno. Los

cabalgamientos y pliegues relacionados que constituyen este sistema siguieron una secuencia de emplazamiento hacia adelante (*piggy-back*), es decir, la deformación se propagó desde las partes internas del cinturón (este-sureste) a las zonas externas (oeste-noroeste). Sin embargo, algunas estructuras actuaron fuera de secuencia con respecto a la secuencia general de emplazamiento hacia adelante. A medida que los cabalgamientos se propagaban hacia la cuenca, las fallas de tipo *tear* situadas en la parte externa del cinturón, aproximadamente normales al frente de deformación, actuaban como límites laterales segmentando el cinturón en diferentes sectores como resultado de cambios laterales como acortamiento diferencial, diferente número de cabalgamientos, etc. A su vez, algunas fallas normales superficiales, inducidas por gravedad, se desarrollaron en las charnelas y los flancos delanteros de algunos anticlinales relacionados con los cabalgamientos, causando un deslizamiento de los sedimentos más recientes pendiente abajo a lo largo de la superficie batimétrica del SFB. Algunas de estas fallas normales dieron paso a un sistema de cabalgamientos imbricado formando *toe thrusts*. Las capas de arcilla más profundas fueron sobrepresurizadas en la parte interna del cinturón, al ser sometidas a una compactación tanto vertical como horizontal, convirtiéndose en lodos. La carga diferencial debida a la alta sedimentación sobre los sinclinales desencadenó un diapirismo de lodo que dio lugar al desarrollo de diapiros con fallas normales de menor escala en sus crestas, algunas de las cuales alcanzaron la superficie del fondo marino. Estos diapiros de lodo se emplazaron en los núcleos de los anticlinales relacionados con los cabalgamientos y provocaron la formación de anticlinales no relacionados con fallas. El contraste de competencia entre los lodos que formaron los diapiros y las rocas encajantes causó el desarrollo de fallas normales lítricas a lo largo del contacto entre ambos tipos de rocas desde mediados del Plioceno hasta la actualidad, de modo que los estratos de crecimiento depositados en los *rollovers* de los bloques superiores de fallas normales habrían favorecido la continuidad del diapirismo de lodo. Alternativamente, la parte anterior del cinturón se deslizó sobre la placa tectónica subducida a una tasa de movimiento menor que la tasa de movimiento de la región frontal. La diferente tasa de movimiento entre estas dos regiones del cinturón dio lugar a una extensión local en la plataforma continental acomodada por fallas normales en forma de *semigrabens* y anticlinales con geometría de *rollover* relacionados con las fallas normales lítricas. También es posible que algunas fallas normales lítricas se generaran como resultado de un desequilibrio del prisma para disminuir la altura de la superficie batimétrica y disminuir el ángulo crítico. A medida que el SFB avanzaba y el diapirismo de lodo seguía activo, algunas de estas fallas normales se reactivaban como fallas inversas durante algunos períodos, permanecían inactivas durante otros períodos y se reactivaban de nuevo como fallas normales.

Los sedimentos del Plioceno y del Cuaternario se depositaron a medida que las estructuras se desarrollaban dentro del SFB. El ambiente sedimentario del Mioceno continuó durante el Plioceno y el Cuaternario en la cuenca de Colombia, pero fue reemplazado en el SFB por condiciones marinas poco profundas y de transición. Mientras estos sedimentos fueron relativamente continuos en la cuenca de Colombia, en la parte externa del SFB se depositaron en cuencas de *piggy-back* separadas por anticlinales relacionados con cabalgamientos y en la parte interna del cinturón se depositaron en cuencas bordeadas por

fallas normales, algunas de ellas reactivadas como inversas, cabalgamientos y diapiros. Debido al carácter sintectónico de los sedimentos plioceno-cuaternarios se formaron varias discontinuidades, acompañadas por truncaciones, *onlaps*, *offlaps* e inestabilidades como deslizamientos.

El avance del frente de deformación del SFB sobre la cuenca de Colombia no fue uniforme en dirección longitudinal, lo que dio lugar a un cinturón arqueado, convexo hacia la cuenca, y un entrante y saliente menores en su parte sur debido al efecto concomitante de varios procesos. El abundante aporte de sedimentos del río Magdalena dio lugar a la formación de un abanico submarino, que ralentizó el desarrollo de estructuras más al norte del SFB e indujo la formación de la rampa oblicua de Canoas. El paso del cinturón sobre una región con un alto de basamento en la cuenca de Colombia, ligeramente oblicuo al frente de deformación del SFB, frenó el avance hacia la cuenca del borde sur del SFB. Mientras tanto, la parte central del SFB avanzó más fácilmente que los extremos y acomodó una mayor cantidad de acortamiento que los bordes. Sólo la estructura principal del saliente del sur fue activa en tiempos recientes, mientras que el número de estructuras activas situadas en la zona externa del cinturón aumenta hacia el norte (figura 5.13). El hecho de que el frente de deformación avanzara más hacia la cuenca en las partes central y norte del cinturón podría sugerir que la placa tectónica caribeña giró ligeramente en sentido horario mientras subducía.

La falla de desgarre dextro de Rosario que se desarrolló en la parte norte del área de estudio en tiempos recientes acentúa la forma arqueada del cinturón (figura 10.1). Esta falla probablemente fue el resultado de la acomodación de la deformación en una región transpresiva ubicada entre un régimen principalmente contraccional hacia el sur (el SFB) y un régimen de desgarre más al norte en el norte de Colombia y Venezuela.

El peso ejercido por la cuña del SFB en la cuenca de Colombia causó un incremento en la subsidencia tectónica desde el Plioceno hasta el presente. Además, fue responsable de una suave flexión de la litosfera de la placa subducida y del desarrollo de algunas fallas normales nuevas, así como de la reactivación normal de las fallas normales antiguas del Cretácico-Paleoceno. El movimiento a lo largo de estas fallas normales, localizadas en el arco exterior de la flexión de la litosfera en la porción de la cuenca de Colombia justo frente al SFB, tuvo lugar mientras los cabalgamientos y retrocabalgamientos con sus pliegues asociados, así como las fallas de tipo *tear*, eran activos en el frente de deformación del SFB. A medida que el frente de deformación del SFB avanzaba mar adentro y se acercaba a estas fallas normales, las fallas normales más cercanas al frente de deformación cesaban su actividad, de modo que sólo las más alejadas permanecían activas. En el frente de deformación SFB, la subsidencia de la placa tectónica subducida se compensó con el levantamiento producido por el desarrollo de las estructuras del cinturón. Así, la subsidencia tectónica registrada en el frente de deformación fue casi nula. Por el contrario, hacia el interior del cinturón no hubo subsidencia tectónica sino un claro levantamiento tectónico como resultado de su propio desarrollo.

Así pues, el crecimiento de la cuña SFB en términos de levantamiento y desplazamiento horizontal fue controlado por diferentes tipos de estructuras contraccionales,

extensionales, de desgarre y diapíricas, algunas de ellas reactivadas en diferentes períodos, y también por la sedimentación sintectónica en cuencas de tipo *piggy-back* y la erosión coetánea, y todas ellas contribuyeron a mantener el ángulo crítico. La dinámica de la cuña provocó un aumento del ángulo crítico en el talud continental inferior con respecto al talud continental superior, así como una posible caída en la tasa de presión de poro en el talud continental superior con respecto al talud continental inferior.

## 15. CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

El Cinturón de Pliegues de Sinú es la parte más occidental de un prisma de acreción llamado Cinturón Deformado del Caribe Sur. En el área de estudio, este cinturón inició su desarrollo a principios del Plioceno, debido a la subducción en dirección este-sureste de la placa tectónica del Caribe bajo la placa de América del Sur, y continúa activo hoy en día a un ritmo de varios milímetros por año. El SFB se desarrolla sobre la cuenca de Colombia, que registró un evento extensional en el Cretácico-Paleoceno con una considerable subsidencia tectónica, seguida de un evento de subsidencia térmica de edad Eoceno-Mioceno, y un evento de una alta subsidencia tectónica acompañada por la formación de fallas normales durante la suave flexión de la litosfera causada por el desarrollo del SFB. El SFB presenta una serie de variaciones tanto longitudinales como transversales en términos de estratigrafía, estructura y morfología, que han permitido diferenciar tres regiones en dirección transversal al cinturón: el talud continental inferior, el talud continental superior y la plataforma continental, y tres regiones a lo largo del cinturón: saliente sur influenciado por la falla de Uramita, SFB s.s. y región norte influenciada por el Abanico de Magdalena/Rampa Oblicua de Canoas. La arquitectura de la parte externa del cinturón (talud continental) consiste en cabalgamientos y pliegues relacionados que forman cuencas de tipo *piggy-back* entre anticlinales rellenas de sedimentos sincontracciones y varias fallas de desgarre, mientras que, aparte de cabalgamientos y pliegues asociados, en la parte interna del cinturón (plataforma continental) también están bien desarrollados los diapiros de lodo y las cuencas delimitadas por fallas normales. El vector de transporte tectónico obtenido del análisis de las estructuras longitudinales y transversales tiene una dirección comprendida entre N110E y N120E, que forma un ángulo de aproximadamente 65° a 75° con el rumbo de las estructuras principales en la zona norte del SFB, y que está de acuerdo con la hipótesis de que la parte norte del cinturón podría corresponder a una zona de transición entre un régimen puramente compresivo en el noroeste de Colombia y un régimen de desgarre en el norte de Colombia y Venezuela. El acortamiento producido en la placa superior de la placa, de entre 13,8 km y 23,9 km, supone entre un 13% y un 45% de la convergencia total, con lo que se ha estimado el deslizamiento sobre el despegue basal entre 29 km y 92 km. La forma arqueada del cinturón, debido a la presencia de estructuras de rumbo aproximadamente N-S en el sur y rumbo NO-SE en el norte, se explica como el resultado de causas inherentes a la evolución del cinturón, como variaciones en el acortamiento o el desarrollo de las fallas de tipo *tear*, y de causas externas, como la influencia del abanico del Magdalena, la rampa de Canoas y la falla de Rosario en el norte y una región con un alto de basamento en el sur. La cantidad de estructuras activas actuales varía gradualmente desde el saliente casi inactivo en la parte sur del cinturón hasta el talud continental superior e inferior extremadamente activo en la parte norte, lo que sugiere una posible ligera rotación en el sentido horario de la placa subducida del Caribe. La parte norte del SFB es una región transicional entre el SFB casi puramente contraccional y el régimen de desgarre en el norte de Colombia y Venezuela, parcialmente acomodada por la falla de

desgarre dextro de Rosario. El SFB puede considerarse un prisma relativamente homogéneo cuyo ángulo crítico cambia de valores bajos en el talud continental superior, donde la tasa de presión de poro es menor, a valores más altos de ambos parámetros en el talud continental inferior.

La caracterización de los diferentes tipos de estructuras desarrolladas dentro del SFB, el establecimiento de una zonificación estructural tanto a lo largo como a lo ancho de del cinturón y la determinación de la evolución del cinturón desde el Mesozoico hasta la actualidad es importante desde el punto de vista puramente científico, pero también desde el punto de vista de la industria porque puede ser una herramienta valiosa para mejorar la exploración y explotación de los hidrocarburos en su región. Además, la historia estructural del SFB que se presenta en esta tesis puede servir de análogo para otras regiones submarinas desarrolladas en entornos tectónicos similares pero cuyos datos disponibles son escasos o de menor calidad.

La interpretación geológica de una red de datos sísmicos con la ayuda de registros de pozos, la construcción de un mapa estructural basado en la interpretación geológica de mapas batimétricos de alta resolución y la interpretación sísmica, la determinación del vector de transporte tectónico y la cantidad de acortamiento utilizando diferentes tipos de estructuras, el análisis del ángulo crítico en diferentes transversales a través a lo largo y a lo ancho del cinturón y el análisis de *backstripping*, ha demostrado ser una estrategia eficiente para comprender el origen y la evolución de la SFB y de la parte de la cuenca de Colombia adyacente.

Este trabajo es una aproximación al conocimiento de la estructura del SFB y las regiones adyacentes, sin embargo, aún queda mucho por hacer, como por ejemplo el análisis detallado de las características y la evolución de las estructuras individuales ubicadas en diferentes regiones a lo largo y a lo ancho del SFB, utilizando sedimentos pre, sin y posttectónicos. Esto contribuiría a una mejor comprensión de la geometría, la cinemática y la mecánica a escala de las estructuras individuales, pero también a escala del cinturón, si los datos obtenidos de cada estructura se integran para desentrañar la forma en que las características estructurales del cinturón, su ángulo crítico y su evolución temporal variaron con el tiempo.

## REFERENCIAS

- Acosta, J., Lonergan L. y Coward, M.P., 2004. Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 17, 181-194.
- Aguilera, R., 2011. Sinú and San Jacinto Basins. Medellín, Colombia. ANH-University EAFIT. Department of Geology.
- Aleman, A., 1983. Geology and hydrocarbon evolution of the Northwest Colombia. Report of Central Exploration Technology Center. Gulf Oil Exploration and Production Company, 66 p.
- Alfaro, E. y Holz, M., 2014a. Stratigraphic relationships between the Colombian, Sinú offshore and Sinú-San Jacinto basins based on seismic stratigraphy. *Brazilian Journal of Geology*, 44(4), 607-625.
- Alfaro, E. y Holz, M., 2014b. Seismic geomorphological analysis of deepwater gravity-driven deposits on a slope system of the southern Colombian Caribbean margin. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 294-311.
- Alfaro, E. y Holz, M., 2014c. Review of the chronostratigraphic charts in the Sinú-San Jacinto basin based on new seismic stratigraphic interpretations. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 139-169.
- Anderson, T.H. y Schmidt, V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941-966.
- Apotria, T.G., 1995. Thrust sheet rotation and out-of-plane strains associated with oblique ramps: an example from the Wyoming salient, WSA. *Journal of Structural Geology*, 17(5), 647-666.
- Ardila, L.E. y Diaz, L., 2015. Terrane accretion and transpression created new exploration frontiers in Northwestern South America. En: C. Bartolini y P. Mann (Eds.). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*, American Association Petroleum Geologists Memoir, 108, 217-246.
- Aristizábal, C.O., Ferrari, A.L. y Silva, C.G., 2009. Control neotectónico del diapirismo de lodo en la región de Cartagena, Colombia. *Ingeniería Investigación y Desarrollo*, 8(1), 42-50.
- Audemard, F.A., 2009. Key issues on the post-Mesozoic southern Caribbean Plate boundary. En: K.H. James, M.A. Lorente y J.L. Pindell (Eds.). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, Geological Society of London, Special Publications, 328, 569-586.
- Bermúdez, H.D., Alvarán, M., Grajales, Y.A., Restrepo, I.C., Rosero, J.S., Guzmán, C., Ruiz, E.C., Navarrete, R.E., Jaramillo, C. y Osorno, J.F., 2009. Estratigrafía y evolución geológica de la secuencia sedimentaria del Cinturón Plegado de San Jacinto. *XII Congreso Colombiano de Geología*, Paipa-Bocayá, 1-27.
- Bernal-Olaya, R., Mann, P. y Escalona, A., 2015a. Tectonostratigraphic Evolution of the Lower Magdalena Basin, Colombia: An example of an Under- to Overfilled Forearc Basin.

- En: C. Bartolini y P. Mann (Eds.). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*, American Association Petroleum Geologists Memoir, 108, 345-398.
- Bernal-Olaya, R., Sanchez, J., Mann, P. y Murphy, M., 2015b. Along-strike crustal thickness variations of the subducting Caribbean Plate produces two distinctive styles of thrusting in the offshore South Caribbean Deformed Belt, Colombia. En: C. Bartolini y P. Mann (Eds.). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*, American Association Petroleum Geologists Memoir, 108, 295-322.
- Biju-Duval, B., Mascle, A., Montadert, L. y Wannerson, J., 1978. Seismic investigations in the Colombia, Venezuela, and Grenada basins, and on the Barbados Ridge for future IPOD drilling. *Geologie en Minjbouw*, 57, 105-116.
- Boschman, L.M., Van Hinsbergen, D.J.J., Torsvic, T.H., Spakman, W. y Pindell, J.L., 2014. Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic. *Earth-Science Reviews*, 138, 102-136.
- Bowland, C.L. y Rosencrantz, E., 1988. Upper crustal structure of the western Colombia basin, Caribbean Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 534-546.
- Boyer, S.E., 1995. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. *American Journal of Science*, 295, 1220-1254.
- Breen, N.A., 1989. Structural effect of Magdalena fan deposition on the northern Colombia convergent margin. *Geology*, 17(1), 34-37.
- Briceño, L.A. y Vernet, G., 1992. Manifestaciones del diapirismo arcilloso en el margen colombiano del caribe. *Earth Sciences Research Journal*, 1, 21-30.
- Bulnes, M., Poblet, J., Uzqueda, H y Rodríguez, I., 2019. Mechanical stratigraphy influence on fault-related folds development: Insights from the Cantabrian Zone (NW Iberian Peninsula). *Journal of Structural Geology*, 118, 87-103.
- Burke, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, 16, 201-230.
- Butler, R.W.H., 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4, 239-235.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure and applied geophysics*, 116(4), 615-626.
- Cadena, A.F., 2012. *Middle Miocene-Holocene stratigraphic evolution of the Magdalena submarine fan: implications of deepwater architectural elements distribution in a tectonically active basin, offshore Colombia*. MSc Thesis, Universidad de Oklahoma, 168 p.
- Cadena, A.F., Romero, G. y Slatt, R., 2015. Application of stratigraphic grade concepts to understand basin-fill processes and deposits in an active margin setting, Magdalena submarine fan and associated fold-and-thrust belts, offshore Colombia. En: C. Bartolini y P. Mann (Eds.). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*, American Association Petroleum Geologists Memoir, 108, 323-344.
- Case, J.E. y Holcombe, T.L., 1980. Geologic-Tectonic Map of the Caribbean Region. U.S Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1100, scale 1:2,500,000.
- Case, J.E., Shagam, R. y Giegengack, R.F., 1990. Geology of the northern Andes; an overview. En: G. Dengo y J.E. Case (Eds.). *The Geology of North América, Volume H: The Caribbean Region*, Geological Society of America, 177-200.

- Castonguay, S. y Price, R.A., 1995. Tectonic heredity and tectonic wedging along an oblique hanging wall ramp: The southern termination of the Misty thrust sheet, southern Canadian Rocky Mountains. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), 1304-1316.
- Cediel, F., 2019. Phanerozoic Orogens of Northwestern South America: Cordilleran-Type Orogens. Taphrogenic. En F. Cediel y R.P. Shaw (Eds.). *Geology and tectonics of the Northwestern corner of South America, the Pacific-Caribbean-Andean junction*, Springer, Frontiers in Earth Sciences series, 3-95.
- Cediel, F. y Cáceres, C., 2000. Geological Map of Colombia, Third Edition: Geotec Ltd., Bogotá, digital format with legend and tectonostratigraphic chart.
- Cediel, F., Shaw, R.P. y Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. En: C. Bartolini, R.T. Buffler y J., Blickwede (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 815-848.
- Cerón, J.F., Kellogg, J.N. y Ojeda, G.Y., 2007. Basement configuration of the northwestern South America-Caribbean margin from recent geophysical data. *Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3(3), 25-49.
- Coffin, M.F. y Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32, 1-36.
- Cooper, M.A., 1983. The calculation of bulk strain in oblique and inclined balanced sections. *Journal of Structural Geology*, 5(2), 161-165.
- Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J. y Taboada, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Eastern Cordillera, Llanos Basin and Middle Magdalena Valley, Colombia. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 1421-1443.
- Corredor, F., Villamil, T. y Shaw, J.H., 2005. Imbricate fault-related folding, South Caribbean Basin, Colombia. En: J.H. Shaw, C. Connors y J. Suppe (Eds.). *Seismic interpretation of contractional fault-related folds, An AAPG seismic atlas*, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 53, 126-130.
- Currie, J.B., Patnode, H.W. y Trump, R.P., 1962. Development of folds in sedimentary strata. *Geological Society of America Bulletin*, 73(6), 655-673.
- Dahlen, F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 18(1), 55-99.
- Davis, D., Suppe, J. y Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrusts belts in accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B2), 1153-1172.
- Davis, D. y Engelder, T., 1985. The role of salt in fold/thrust belts. *Tectonophysics*, 119, 67-88.
- Davis, D. y Huene, R.V., 1987. Inferences on sediment strength and fault friction from structures at the Aleutian Trench. *Geology*, 15, 517-522.
- Dengo, C.A. y Covey, M.C., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia; implications for trap styles and regional tectonics. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 1315-1337.
- Diebold, J.B., Stoffa, P.L., Buhl, P. y Truchan, M., 1981. Venezuela Basin crustal structure. *Journal of Geophysical Research*, 86(B9), 7901-7923.

- Donnelly, T., Beets, D., Carr, M., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellekens, H., Smith, A., Wadge, G. y Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: G. Dengo y J. Case (Eds.). *The Geology of North América, Volume H: The Caribbean Region*, Geological Society of America, 339-374.
- Duque-Caro, H., 1969. Facies sedimentarias del norte de Colombia relacionadas a la paleoecología y la tectónica. Servicio Geológico de Colombia, Informe n° 1550.
- Duque-Caro, H., 1978. Geotectónica y evolución de la región noroccidental colombiana. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, Ingeominas, Boletín Geológico, 23(3), 1-65.
- Duque-Caro, H., 1979. Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. En: J.S. Watkins, L. Montadert y P.W. Dickerson (Eds.). *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 29, 239-351.
- Duque-Caro, H., 1984. Structural style, diapirism and accretionary episodes of Sinú-San Jacinto Terrane, South Western Caribbean border. En: W. Bonini, R.B. Hargraves y R. Shagam (Eds.). *The Caribbean-South American Plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America Memoir, 162, 303-316.
- Duque-Caro, H., 1990. Neogene stratigraphy, paleocenography and paleobiogeography in northwest South America and the evolution of the Panama seaway. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 77, 203-234.
- Duque-Caro, H., Guzmán, G. y Hernández, R., 1996. Mapa geológico de la plancha 38 Carmen de Bolívar. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, Ingeominas, 45 p.
- Duncan, R.A. y Hargraves, R.B., 1984. Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. En: W. Bonini, R.B. Hargraves y R. Shagam (Eds.). *The Caribbean-South American Plate boundary and regional tectonics*, Geological Society of America Memoir, 162, 81-93.
- Edgar, N.T., Ewing, J.I. y Hennion, J., 1971. Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55(5), 833-870.
- Eldholm, O., Theide, J. y Taylor, E., 1987. Proc. Ocean. Drill. Prog., Init. Repts., 104, 783 p.
- Escalante, G., 1990. The geology of southern Central America and western Colombia. En G. Dengo y J.E. Case (Eds.). *The Geology of North América, Volume H: The Caribbean Region*, Geological Society of America, 201-230.
- Escalona, A. y Mann, P., 2011. Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean -South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1), 8-39.
- Estrada, F., Ercilla, G. y Alonso, B., 2005. Quantitative study of a Magdalena submarine channel (Caribbean Sea): Implications for sedimentary dynamics. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 623-635.
- Etayo, F., Renzoni, G. y Barrero, D., 1969. Contornos sucesivos del mar Cretácico en Colombia. *Memoria 1<sup>er</sup> Congreso Colombiano de Geología*, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 217-252.

- Etayo, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinosa, A., Gonzales, H., Orego, A., Zambrano, F., Duque, H., Vargas, R., Nuñez, A., Alvarez, J., Ropaín, C., Ballesteros, I., Cardozo, E., Forero, H., Galvis, N., Ramírez, C. y Sarmiento, L., 1983. Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. *Publicaciones Especiales Ingeominas*, 14, 1-235.
- Ewing, J., Antoine, J. y Ewing, M., 1960. Geophysical measurement in the Western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 65(12), 4087-4126.
- Fabre, A., 1983. La subsidencia de la cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretácico y el Terciario, segunda parte: esquema de evolución tectónica. *Geología Norandina*, 8, 21-21.
- Fagereng, Å., 2011. Wedge geometry, mechanical strength, and interseismic coupling of the Hikurangi subduction thrust, New Zealand. *Tectonophysics*, 507, 26-30.
- Fillon, C., Huismans, R.S. y Van der Beek, P. 2013. Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology*, 41(1), 83-86.
- Flinch, J. 2003. Structural evolution of the Sinú-Lower Magdalena area (Northern Colombia). En: C. Bartolini, R.T. Buffler y J. Blickwede (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 776-796.
- Flinch, J., Amaral, J., Doulcet, A., Mouly, B., Osorio, C. y Pince, J.M., 2003a. Structure of the offshore Sinú Accretionary Wedge. Northern Colombia. *VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia*, p.76-83.
- Flinch, J., Amaral, J., Doulcet, A., Mouly, B., Osorio, C. y Pince, J.M., 2003b. Onshore-offshore structure of the northern Colombia accretionary complex. *AAPG International Conference*, Barcelona, 5 p.
- Flinch, J., y Castillo, V., 2015. Record and constraints of the eastward advance of the Caribbean plate in northern South America. En: C. Bartolini y P. Mann, (Eds.). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*, American Association Petroleum Geologists Memoir, 108, 1-10.
- Fox, P.J. y Heezen, B.C., 1975. Geology of the Caribbean Crust. En: A.E.M. Nairn y F.G. Stehli (Eds.). *The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Springer, Boston, MA, 421-466.
- Freeland, G.L. y Dietz, R.S., 1971. Plate tectonic evolution of the Caribbean-Gulf of Mexico region. *Nature*, 232, 20-23.
- Freymueller, J.T., Kellogg, J.N. y Vega, V., 1993. Plate motions in the North Andean Region. *Journal of Geophysical Research*, 98, 21853-21863.
- Frisch, W., Meschede, M. y Sick, M., 1992. Origin of the Central American ophiolites, Evidence from paleomagnetic results. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1301-1314.
- Frizon de Lamotte, D. y Guezou, J-C., 1995. Distinguishing lateral folds in thrust-systems; examples from Corbières (France) and Betic Cordilleras (SE Spain). *Journal of Structural Geology*, 17(2), 299-244.
- Galindo, P., 2016. *Transtension and transpression in an oblique subduction setting: Evolution of the Bahia Basin, Colombian Caribbean margin*. PhD Thesis, Imperial College de Londres, 270 p.

- García, A.M., Guzmán, W. y Ramírez, C., 2009. *Análisis petrográfico y diagenético a partir de núcleos de perforación de las rocas sedimentarias de la cuenca de Sinú-San Jacinto y el área especial de Sinú de la ANH en el departamento de Sucre*. B.S. Thesis. Universidad de Caldas, 384 p.
- García-González, M., Bernal-Olaya, R., Fuentes-Lorenzo, J.L. y García-Ceballos, A.M., 2019. Mud diapirs and mud volcanoes associated with gas hydrates system in the Sinu Fold Belt of Colombia, South Western Caribbean and its significant in the petroleum system. *AAPG Asia Pacific Region Geosciences Technology Workshop, Gas Hydrates-From Potential Geohazard to Carbon-Efficient Fuel*, Auckland, New Zealand.
- García-Sáez, J. y Pérez-Estaún, A., 2008. Miocene to recent tectonic elevation in Eastern Dominican Republic. *18th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo. Abstracts.
- García, A.M., Guzmán, W. y Ramírez, C., 2009. *Análisis petrográfico y diagenético a partir de perforación de las rocas sedimentarias de la cuenca Sinú-San Jacinto y el área especial de Sinú de la ANH en el departamento de Sucre*. B.S. Thesis, Universidad de Caldas, 384 p.
- Gómez, E., 2001. *Structural style and evolution of the Cuisa fault system, Guajira, Colombia*. MSc. Thesis, Universidad de Houston, 153 p.
- Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, A. y Diederix, H., 2015. Plancha 5-03 del Atlas Geológico de Colombia 2015. Escala 1:500000. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.
- Ghosh, N., Hall, S. y Casey, J., 1984. Sea floor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin: the Caribbean-South American Plate boundary. En: W. Bonini, R.B. Hargraves y R. Shagam (Eds.). *The Caribbean-South American Plate boundary and regional tectonics*, Geological Society of America Memoir, 162, 65-80.
- Grando, G. y McClay, K., 2007. Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sedimentary Geology*, 196(1), 157-179.
- Gutscher, M., Kukowski, N., Malavieille, J. y Lallemand, S.E., 1998. Episodic imbricate thrusting and underthrusting: analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research*, 103, 10161–10176.
- Guzmán, O.G., 2003. Mapa geológico de Sinú – San Jacinto y borde oeste del valle inferior del Magdalena. Bogotá, Ingeominas, Université de Liège-Belgique. 1 mapa. Escala 1: 300.000.
- Guzmán, O.G., 2007. *Stratigraphy and sedimentary environment and implications in the Plato Basin and the San Jacinto Belt Northwestern Colombia*. PhD Thesis, Universidad de Liege, 275 p.
- Guzmán, O.G., Gómez L.E. y Serrano, S.B.E., 2004. Geología de los cinturones del Sinú, San Jacinto y borde occidental del valle inferior del Magdalena, caribe colombiano, y mapa geológico de Sinú-San Jacinto y borde oeste valle inferior del Magdalena. Escala 1:300.000. Bogotá D.C.: Instituto de Investigación Geocientífica Minero-Ambiental y Nuclear et Université de Liège - Belgique, Ministerio de Minas y Energía, Ingeominas.
- Hardy, S. y Poblet, J., 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22, 371-374.
- Hedberg, H.D., 1980. Methane generation and petroleum migration. En: W. Roberts y R. Cordel (Eds.). *Problems of the petroleum migration*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 10, 179-206.

- Hess, H.H., 1962. History of ocean basins. En: Princeton University (Ed.). *Petrologic studies: A volume to honor A.F. Buddington*, 599-620.
- Hey, R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1404-1420.
- Higgs, R., 2009. Caribbean-South America oblique collision model revised. En: K.H. James, M.A. Lorente y J.L. Pindell (Eds.). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, Geological Society of London, Special Publications, 328, 613-657.
- Hoshino, K., Koide, H., Inami, K., Iwamura, S. y Mitsui, S., 1972. Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressures. Geological Survey of Japan. Report 244, 220 p.
- Hottman, C.E., Smith, J.H. y Purcell, W.R., 1979. Relationship among earth stresses, pore pressure, and drilling problems, offshore Gulf of Alaska. *Journal Petroleum Technology*, 31, 1477-1484.
- Houtz, R.Z y Ludwig, W.J., 1977. Structure of the Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiles sonobuoy measurements. *Journal of Geophysical Research*, 82, 4861-6867.
- Hubbert, M.K. y Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70(2), 115-166.
- IOC, IHO and BODC, 2003. *gebco08\_hillshade*. Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans, British Oceanographic Data Centre, Liverpool, U.K.
- James, K.H., 2009. Evolution of Middle America and the in situ Caribbean Plate model. En: K.H. James, M.A. Lorente y J.L. Pindell (Eds.). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, Geological Society of London, Special Publications, 328, 127-138.
- Kellogg, J.N. y Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. En: P. Mann (Ed.). *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America*, Geological Society of America, Special Paper, 295, 75-90.
- Kennan, L. y Pindell, J.L., 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. En: K. James, M. A. Lorente y J. Pindell (Eds.). *The geology and evolution of the region between North and South América*, Geological Society of London, Special Publications, 328(1), 1-55.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G.F. y Saunders, A.D., 1998. The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, 292(3-4), 173-188.
- Kimura, G., Kitamura, Y., Hashimoto, Y., Yamaguchi, A., Shibata, T., Ujiie, K. y Okamoto, S., 2007. Transition of accretionary wedge structures around the updip limit of the seismogenic subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3-4), 471-484.
- Koge, H., Fujiwara, T., Kodaira, S., Sasaki, T., Kameda, J., Kitamura, Y., Hamahashi, M., Fukuchi, R., Yamaguchi, A., Hamada, Y., Ashi, J. y Kimura, G., 2014. Friction properties of the plate boundary megathrust beneath the frontal wedge near the Japan Trench: an inference from topographic variation. *Earth, Planetary and Space*, 66, 153-163.

- Kolla, V., Buffler, R.T. y Ladd, J.W., 1984. Seismic stratigraphy and sedimentation of the Magdalena Fan, southern Colombian Basin, Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68(3), 316-332.
- Kong, F., 2018. Colombia Sinu Offshore Basin: Tectonic Evolution, Depositional Models, and Impact of the Panama Arc-South America Collision. *American Association of Petroleum Geologists Hedberg Conference*, Sigüenza, 57-60.
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Hunn, K., von Rad, U., Husen, S. y Flueh, E., 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. *Marine Geology*, 173(1-4), 1-19.
- Ladd, J.W. y Truchan, M., 1983. Compressional features across the Caribbean Margin of Columbia. En: A.W. Bally (Ed.). *Seismic Expression of Structural Style*, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 163-166.
- Ladd, J.W., Truchan, M., Talwani, M., Stoffa, P.L., Buhl, P., Houtz, R., Maufiret, A. y Westbrook, G., 1984. Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean. En: W. Bonini, R.B. Hargraves y R. Shagam (Eds.). *The Caribbean-South American Plate boundary and regional tectonics*, Geological Society of America Memoir, 162, 153-159.
- Lallemand, S.E., Schnurle, P. y Malavieille, J., 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: possible causes of tectonic erosion and/or frontal accretions. *Journal of Geophysical research*, 99(B6), 12033-12055.
- Larsen, H.C, Saunders, A.D. y Clift, P.D., 1994. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Initial report, 152, 977 p.
- Laverde, F., 2000. The Caribbean Basin of Colombia, a composite Cenozoic Accretionary Wedge with Under-Explored Hydrocarbon Potential. *Memorias del VII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, Caracas, 394-410.
- Lehner, P., Doust, H., Bakker, G., Allenbach, P. y Gueneau., J., 1983. Active margins – Caribbean margin of South America, Profiles C-1422, C-1412, and C-1413. En: A.W. Bally (Ed.). *Seismic Expression of Structural Styles, Vol. 3: Tectonics of Compressional Provinces/Strike Slip Tectonics*, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 15(3), 111-128.
- Leslie, S. y Mann, P., 2016. Giant submarine landslides on the Colombian margin and risk in the Caribbean Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 382-394.
- Liu, H., McClay, K.R. y Powell, D. (1992) Physical models of thrust wedges. En: K.R. McClay (Ed.). *Thrust Tectonics*, Chapman y Hall, London, 71-81.
- Lu, R.S. y McMillen, K.J., 1982. Multichannel seismic survey of the Colombia Basin and adjacent margins. En: J.S. Watkins y C.L. Drake (Eds.). *Studies in Continental Margin Geology*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 34, 395-410.
- Ludwig, W.J., Houtz, R.E. y Ewing, J.I., 1975. Profiler-sonobuoy measurements in Colombia and Venezuela Basins, Caribbean Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59, 115-123.
- Lugo, J. y Mann, P., 1995. Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo basin, Venezuela. En: A.J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (Eds.). *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, 699-725.

- Malavieille, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, 129-138.
- Malfait, B.T. y Dinkelman, M.G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 251-272.
- Mandal, N., Chattopadhyay, A. y Bose, S., 1997. Imbricate thrust spacing: experimental and theoretical analyses. En: S. Sengupta (Ed.). *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-scales*, Springer, Dordrecht, 143-165.
- Mann, P., 1999. Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to present. *Sedimentary Basins of the World*, 4, 3-31.
- Mann, P., Schubert, C. y Burke, K., 1990. Review of Caribbean neotectonics. En: G. Dengo y J.E. Case (Eds.): *The Geology of North America, Volume H: The Caribbean Region*, Geological Society of America, 307-338.
- Mann, P., Kroenler, M., Escalona, A., Magnani, B. y Christeson, G., 2007. Subduction along the South Caribbean Deformed Belt: age of initiation and backthrust origin. *American Geophysical Union*, Fall Meeting 2007, abstract id. T11D-02
- Mantilla-Pimiento, A., 2007. *Crustal structure of the Southwestern Colombian Caribbean Margin*. PhD Thesis, Universidad de Jena, 121 p.
- Mantilla-Pimiento, A., Jentzsch, G., Kley, J. y Alfonso-Pava, C., 2009. Configuration of the Colombian Caribbean Margin: Constraints from 2D seismic reflection and potential fields interpretation. En: S. Lallemand y F. Funicello (Eds.). *Subduction zone geodynamics*, Springer-Verlag, Berlin, 61-104.
- Marone, C. y Scholz, C.H., 1997. Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge. *Journal of Structural Geology*, 11, 799-814.
- Marshak, S. y Wilkerson, M.S., 1992. Effect of overburden thickness on thrust belt geometry and development. *Tectonics*, 11(3) 561-566.
- Martínez, J.A., Castillo, J. y Ortiz-Karpf, A., 2012. Evolución tectono-estratigráfica del Abanico del Magdalena, Caribe Colombiano. *XI Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (ACGGP).
- Martínez, J.A., Castillo, J., Ortiz-Karpf, A., Vega, V., Rendon, L. y Mosquera, J.C., 2015. Deep water untested oil-play in the Magdalena Fan, Caribbean Colombian Basin. En: C. Bartolini y P. Mann (Eds.). *Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 108, 729-748.
- Mattson, P.H., 1984. Caribbean structural breaks and plate movements. En: W. Bonini, R.B. Hargraves y R. Shagam (Eds.). *The Caribbean-South American Plate boundary and regional tectonics*, Geological Society of America Memoir, 162, 131-152.
- Mauffret, A. y Leroy, S., 1997. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean Igneous province. *Tectonophysics*, 283, 96-99.
- Maurin, T. y Rangin, C., 2009. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: Recent and fast Growth of the outer wedge. *Tectonics*, 28(2), 1-21.
- Meschede, M. y Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, 296, 269-291.

- Milkov., A.V., 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*, 167(1-2), 29-42.
- Minster, J.B. y Jordan, T.H., 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11), 5331-5354.
- Montes, C., Bayona, G., Cardona, A., Buchs, D.M., Silva, C.A., Morón, S., Hoyos, N., Ramírez, D.A., Jaramillo, C.A. y Valencia, V., 2012. Arc-continent collision and orocline formation: Closing of the Central American seaway. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(4), 1-25.
- Montgomery, H., Pessagno, E.A.Jr. y Muñoz, L., 1992. Jurassic (Tihonian) Radiolaria from La Desirade (Lesser Antilles): Preliminary paleontological and tectonic implications. *Tectonics*, 11(6), 1426-1432.
- Mooney, W.D., 1980. An east Pacific-Caribbean ridge during the Jurassic and Cretaceous and the evolution of Western Colombia, in the Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the Central North Atlantic. *Symposium, Louisiana Geological Survey*, Department of Geology, Louisiana State University, 55-74.
- Moore, J.C. y Von Huene, R., 1980. Abnormal pore pressure and hole instability in forearc regions: A preliminary report. Report Ocean Margin Drilling Project, Menlo Park, California, 29 p.
- Moore, G.F., Shipley, T.H., Stoffa, P.L., Karig, D.E., Taira, A., Kuramoto, S., Tokuyama, H. y Suyehiro, K., 1990. Structure of the Nankai through accretionary zone from multichannel seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research*, 9, 8753-8765.
- Mora, A., Ibáñez-Mejía, M., Oncken, O., De Freitas, M., Vélez, V., Mesa, A. y Serna, L., 2017). Structure and age of the lower Magdalena Valley basement, northern Colombia: New reflection-seismic and U-Pb-Hf insights into the termination of the Central Andes against the Caribbean Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 74, 1-26.
- Moreno, O., Guerrero, C., Rey, A., Gómez, P., Audemard, F. y Fiume, G., 2009. Modelo alternativo para el desarrollo del frente deformado costafuera del Caribe colombiano. *X Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Cartagena, 1-6.
- Morley, C.K., Tingay, M., Hillis, R. y King, R., 2008. Relationship between structural style, overpressures, and modern stress, Baram Delta Province, northwest Borneo. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B9), B09410.
- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M. y Backe, B., 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 41-91.
- Morrow, C.A., Shi, L.Q. y Byerlee, J.D., 1981. Permeability and strength of San Andreas Fault gouge. *Geophysical Research Letters*, 8, 325-328.
- Müller, R.D., Royer, J.Y., Cande, S.C., Roest, W.R. y Maschenkov, S., 1999. New Constraints on the Late Cretaceous / Tertiary Plate Tectonic Evolution of the Caribbean. En: P. Mann (Ed.). *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, Elsevier B.V., Amsterdam, 4, 33-59.
- Mulugeta, G., 1988. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 10(8), 847-859.

- Nicol, A. y Beavan, J., 2003., Shortening of an overriding plate and its implications for slip on a subduction thrust, central Hikurangi Margin, New Zealand. *Tectonics*, 22, 1070-1083.
- Nielsen, C., Chamot-Rooke, N., Rangin, C. y el grupo ANDAMAN Cruise, 2004. From partial to full strain-partitioning along the Indo-Burmese hyper-oblique subduction. *Marine Geology*, 209, 303-327.
- Ortiz-Karppf, A., Hodgson, D., Jackson, C.A.L. y McCaffrey, W.D., 2016. Mass-transport complexes as markers of deep-water fold-and-thrust belt evolution: Insights from the Southern Magdalena Fan, Offshore Colombia. *Basin Research*, 30(1), 65-88.
- Parson, B. y Sclater, J.G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, 91, 7193-7204.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J.L. y Haxby, W.F., 1988. A plate kinematic framework for models of Caribbean evolution. Mesozoic and Cenozoic Plate reconstruction. *Tectonophysics*, 155, 121-138.
- Pindell, J. L. y Barret, S. F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. En: G. Dengo y J. Case (Eds.). *The Geology of North América, Volume H: The Caribbean Region*, Geological Society of America, 405-432.
- Pindell, J.L. y Kennan, L., 2007. Cenozoic kinematics and dynamics of oblique collision between two convergent plate margins: the Caribbean-South America collision in eastern Venezuela, Trinidad, and Barbados. En: L. Kennan, J.L. Pindell y N.C. Rosen (Eds.). *The Paleogene of the Gulf of Mexico and Caribbean Basins: Processes, Events and Petroleum Systems*, Transactions of the 27<sup>th</sup> GCSSEPM Annual Bob F. Perkins Research Conference, Houston, 458-553.
- Pindell, J.L. y Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. En: K. James, M.A. Lorente y J. Pindell (Eds.). *The geology and evolution of the region between North and South America*, Geological Society of London, Special Publications, 328(1), 1-55.
- Planke, S. y Eldholm, O., 1994. Seismic response and construction of seaward dipping wedges of flood basalts-Voring volcanic margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99, 9263-9278.
- Platt, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1037-1053.
- Pujol, J., Chen, Q., Chiu, J.M., Smalley, Jr., Vlasity, J., Vlasity, D., Johnston, A., Bollwerk, J., Steiner, G., Isacks, B., Regnier, M., Chatelain, J.L., Bondoux, F., Castaño, J. y Puebla, N., 1989. 3-D and S-wave velocity structure of the Andean foreland in San Juan, Argentina, from local earthquakes. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 70(43), 1213.
- Ramírez, J.E., 1969. Los diapiros del mar Caribe Colombiano. *Actas I Congreso Colombiano de Geología*, Bogotá, 31-39.
- Ramírez, V., 2007. *Stratigraphic framework and petroleum systems modeling, Guajira Basin, northern Colombia*. MSc Thesis, Universidad de Alabama, 169 p.
- Ramírez, V., Vargas, L.E., Rubio, C., Nino, H. y Mantilla, O., 2015. Petroleum Systems of the Guajira Basin, Northern Colombia. En: C. Bartolini y P. Mann (Eds.). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 108, 399-430.

- Reuber, K., Pindell, J., Goswami, A., Campbell, C., Bliss, A. y Horn, B.W., 2019. Character of the Caribbean Crust Revealed: Initial Observations of New and Reprocessed Seismic Data. *GeoGulf Transactions*, 69(1), 407-414.
- Reyes, G., Guzmán, G., Barbosa, G. y Zapata, G., 2001. Geología de las Planchas 23 Cartagena y 29 - 30 Arjona Escala 1:100.000. Memoria Explicativa, Ingeominas.
- Roberts, D.G., Backman, J., Morton, A.C., Murray, J.W. y Keene, J.B., 1984. Evolution of volcanic rifted margins: synthesis of Leg 81 results on the west margin of Rockall Plateau, Int. Rept. Deep Sea drill. Proj., 81, 883-911, U.S. Govt Printing Office, Washington, D.C.
- Rolón, L.F., Lorenzo, J.M., Lowrie, A. y Barrero, D., 2001. Thrust, kinematics and hydrocarbon migratio in the Middle Magdalena Basin, Colombia (S.A.). *21<sup>st</sup> Annual GCS-SEPM Conference*, Houston.
- Romero-Otero, G.A., 2009. *Deepwater sedimentary processes in an active margin, Magdalena submarine fan, Offshore Colombia*. PhD Thesis, Universidad de Oklahoma, 280 p.
- Rossello, E. y Cossey, S., 2012. What is the evidence for subduction in the Caribbean margin of Colombia? 11th Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, cp-330-00008.
- Ruiz, C., Davis, N., Bentham, P., Price, A. y Carvajal, D., 2000. Structure and tectonic evolution of the South Caribbean Basin, Sourthern Offshore Colombia: a progressive accretionary prism. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (ACGGP) (Eds.). *VII Simposio Bolivariano-Exploracion de las Cuencas Subandinas*, Caracas, 334-355.
- Saffer, D.M. y Bekins, B.A., 2006. An evaluation of factors influencing pore pressure in accretionary complexes: implication for taper angle and wedge mechanics. *Journal of Geophysical Research*, 111 (4), B04101.
- Sánchez, J., Mann, P., Carvajal-Arenas, L.C. y Bernal-Olaya, R., 2019. Regional transect across the western Caribbean Sea based on integration of geologic, seismic reflection, gravity, and magnetic data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 103(2), 303-343.
- Schamel, S., 1989. Middle and Upper Magdalena basins, Colombia. En K.T Biddle (Ed.). *Active Margin Basins*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 52, 283-302.
- Schlüter, H.U., Gaedicke, C., Roeser, H.A., Schreckenberger, B., Meyer, H., y Reichert, C., Djajadihardja, Y. y Prexl, A., 2002. Tectonic features of the Sumatra-western Java forearc of Indonesia. *Tectonics*, 21(5), 1047-1061.
- Schott, B. y Koyi, H.A., 2001. Estimating basal friction in accretionary wedges from the geometry and spacing of frontal faults. *Earth and Planetary Letters*, 194, 221-227.
- Sclater, J.G., Jaupart, C. y Galson, D., 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18, 269-312.
- Selzer, C., Buitter, S.J.H. y Pfiffner, O.A., 2008. Numerical modelling of frontal and basal accretion at collisional margins. *Tectonics*, 27, TC3001, doi: 10.1029/2007TC002169.

- Shepard, F.P., Dill, R.F. y Heezen, B.C., 1968. Diapiric intrusions in foreset slope sediments off Magdalena delta, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 2197-2207.
- Shi, Y. y Wang, C., 1985. High pore pressure generation in sediments in front of the Barbados ridge complex. *Geophysical Research Letters*, 12, 773-776.
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffler, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J., Ladd, J.W. y Worzel, J.L., 1979. Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2204-2213.
- Shnyukov, Y.F., Numenko, P.I., Lebedev, Y.S., Usenko, V.P., Gordiyevich, V.A., Yukhanov, Y.S. y Shchiritsa, A.S., 1971. Mud volcanism and ore formation. Noukova domka, Kiev.
- Sigurdsson, H., Leckie, R.M., Acton, G.D., *et al.*, 1997. Proc. ODP, Initial Reports, 165: Site 999, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 131-230.
- Simpson, G.D., 2010. Formation of accretionary prisms influenced by sediment subduction and supplied by sediments from adjacent continents. *Geology*, 38(2), 131-134.
- Stein, C.A. y Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric ages. *Nature*, 159, 123-129.
- Stephan, J.F., Blanchet, R. y Mercier De Lepinay, B., 1986. Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia, Venezuela, Hispaniola, Puerto Rico) interpreted as subductions induced by the east west shortening of the Pericaribbean continental frame. En: F.C. Wezel (Ed.). *The Origin of Arcs*, Elsevier, New York, 35-51.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Sciences*, 283, 684-721.
- Suppe, J., 2007. Absolute fault and crustal strength from wedge tapers. *Geology*, 35(12), 1127-1130.
- Suppe, J., Connors, C.D. y Zhang, Y., 2004. Shear fault-bend folding. En: K.R. McClay (Ed.). *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 303-323.
- Sykes, L.R., McCann, W.R. y Kafka, A.L., 1982. Motion of Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research*, 87, 10656-10676.
- Tavani, S., Storti, F. y Salvini, F., 2006. Double-edge fault-propagation folding: geometry and kinematics. *Journal of Structural Geology*, 28(1), 19-35.
- Thomas, W.A., 1990. Controls on locations of transverse zones in thrust belts. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3), 277-744.
- Toto, E. y Kellogg, J.N., 1992. Structure of the Sinú-San Jacinto fold belt - an active accretionary prism in northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 211-222.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J. y Mora, H., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of American Earth Sciences*, 15, 157-171.

- Twiss, R.J. y Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, Nueva York, 532 p.
- Uzkeda, H., Bulnes, M., Poblet, J., y Zamora, G., 2020. Kinematic and mechanic evolution of the Andes buried front at the Boomerang Hills hydrocarbon province (Bolivia): control exerted by the pre-Andean history. *Marine and Petroleum Geology*, 116, 104229.
- Vargas, C.A. y Mann, P., 2013. Tearing and Breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-Indenter with Northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 2025-2046.
- Vence, E.M., 2008. *Subsurface structure, stratigraphy, and regional tectonic controls of Guajira margin of northern Colombia*. MSc Thesis, Universidad de Texas, 128 p.
- Vernette, G., 1986. *La plateforme continentale de Caraïbe de Colombie (du débouché du Magdalena au Golfe de Morrosquillo): importance du diapirisme argilleux sur la Morphologie et la sédimentation*. PhD Thesis, Universidad de Bordeaux, 387 p.
- Vernette, G., Mauffret, A., Bobier, C., Briceno, L. y Gayet, J., 1992. Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian Margin. *Tectonophysics*, 202, 335-349.
- Vinnels, J.S., Butler, R.W.H., McCaffrey, W.D. y Paton, D.A., 2010. Depositional processes across the Sinú Accretionary Prism, offshore Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 29, 794-809.
- Vitali, C., Mauffret, A., Kenyon, N. y Renard, V., 1985. Panamanian and Columbian deformed belts: an integrated study using Gloria and seabeam transits and seismic profiles. En: A. Mascle, B. Biju-Duval, B. Blanchet y J.F. Stephan (Eds.). *Geodynamique des Caraïbes*, Paris, 451-460.
- Westbrook, G.K. y Smith, M.J., 1983. Long décollements and mud volcanoes: evidence from the Barbados Ridge Complex for the role of high pore-fluid pressure in the development of an accretionary complex. *Geology*, 11, 279-283.
- Wilkerson, M.S., Marshak, S. y Bosworth, W., 1992. Computerized tomographic analysis of displacement trajectories and three-dimensional fold geometry above oblique thrust ramps. *Geology*, 20, 439-442.
- Wilkerson, M.S., Apotria, T. y Farid, T., 2002. Interpreting the geologic map expressions of contractional fault-related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradients. *Journal of Structural Geology*, 24(4), 593-607.
- Willet, S., Beaumont C. y Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21, 371–374.
- Wiltschko, D.V. y Groshong Jr., R.H., 2012. Why did Chamberlin go wrong? Context and contribution of Chamberlin (1910). *Journal of Structural Geology*, 41, 7-23.
- Wong, T.F., David, C. y Zhu, W.L., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. *Journal of Geophysical Research*, 102, 3009-3025.
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J.S., Patiño, A., Valencia, V., León, S., Mejía, D., Pardo-Trujillo, A. y Castañeda, J.P., 2019. Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research*, 66, 207-226.

Zhou, J., Xu, F., Wei, C.H., Li, G., Yu, F. y Tong, H., 2007. Shortening of analogue models with contractive substrata: insights into the origin of purely landward vergent thrusting wedge along the Cascadia subduction zone and the deformation evolution of Himalayan-Tibetan orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 313-327.

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.- Mapa de la placa del Caribe y parte de las placas adyacentes (modificado de Case y Holcombe,1980 y de Cediel <i>et al.</i> , 2003). El mapa base procede de los servicios de mapas del SIG: GEBCO Atlas Digital.....	5
Figura 1.2.- Mapa del norte de América del Sur, sur de América Central y parte del mar Caribe próximo a esta zona con la representación de los elementos geológicos, morfológicos y geográficos más importantes. Se indica el límite de la zona de estudio con trazo discontinuo amarillo.....	6
Figura 1.3.- Estructura general del prisma de acreción en sección desde el frente de deformación del SFB hasta la Zona de Falla de Romeral (modificado de Mantilla-Pimiento, 2007). .....	7
Figura 2.1.- Placas, límites tectónicos y cuencas principales de la región del Caribe (límites de placa modificado de Case y Holcombe, 1980) y reinos tectónicos del extremo noroeste de América del Sur (modificado de Cediel, 2019). .....	14
Figura 2.2.- Modelo de migración, colisión y subducción de la placa del Caribe desde el Cretácico temprano hasta la actualidad (modificado de Pindell y Kennan, 2009). .....	17
Figura 3.1.- Localización de los sondeos, área cubierta por las líneas sísmicas migradas en tiempo y líneas sísmicas convertidas a profundidad.....	22
Figura 3.2.- Datos batimétricos utilizados en esta tesis: (a) mapa de batimetría de alta resolución (Vinnels <i>et al.</i> , 2010); (b) imagen de satélite de los servicios del SIG; y (c) superficie batimétrica creada a partir de los datos de las líneas sísmicas.....	24
Figura 3.3.- Localización de los perfiles correspondientes a las líneas sísmicas convertidas a profundidad y dirección perpendicular a las estructuras principales (flecha roja) en cada una de las zonas (separadas por colores). El mapa base es el mapa estructural del SFB construido en esta tesis (figura 5.1). .....	26
Figura 4.1.- Columna estratigráfica idealizada publicada por Alfaro y Holz (2014c).....	27
Figura 4.2.- Variación del espesor de sedimentos desde la zona sur a la zona norte y desde la cuenca de Colombia a la plataforma continental basada en las interpretaciones de los cuatro perfiles convertidos a profundidad transversales al SFB.....	28
Figura 4.3.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo paralela al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, correspondiente a la zona central de la cuenca de Colombia. Ver situación en la figura 4.14.....	29
Figura 4.4.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, correspondiente a la zona sur de la cuenca de Colombia. A la derecha y a la izquierda de la imagen se ven los sedimentos de la parte inferior del Paleoceno onlapando sobre la discordancia que los separa de los sedimentos del Cretácico. Ver situación en la figura 4.14.....	30

Figura 4.5.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, correspondiente a la zona centro-sur del SFB y parte adyacente de la cuenca de Colombia. Ver situación en la figura 4.14.....	31
Figura 4.6.- Mapa de las zonas central y norte del área estudiada donde se representa la extensión y el “espesor” (en tiempo) del Cartagena MTC. Ver situación en la figura 4.14. ....	32
Figura 4.7.- Porciones de líneas sísmica migradas en tiempo, (a y c) sin interpretar y (b y d) interpretadas, de ambientes deposicionales fluviales mostrando (a y b) canales recientes en la zona norte y (c y d) canales enterrados en la zona centro localizados en la parte superior del talud continental. Ver situación en la figura 4.14. ....	33
Figura 4.8.- Interpretación geológica de varios complejos de transporte en masa localizados en diferentes zonas: (a) en la cuenca de Colombia, (b) en el frente de deformación y (c) en cuencas ubicadas en el talud continental del SFB. Ver situación en la figura 4.14.....	34
Figura 4.9.- Columna sismoestratigráfica. Los espesores de las distintas unidades son proporcionales a los espesores medidos en la plataforma continental en los cuatro perfiles convertidos a profundidad. Los ambientes deposicionales han sido tomados de Alfaro y Holz (2014c) y corresponden al SFB. Las imágenes de la estratigrafía sísmica se han obtenido de una línea sísmica convertida a profundidad, sin exageración vertical, situada en la cuenca de Colombia. ....	35
Figura 4.10.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver como la base de la unidad Eoceno fosiliza las fallas normales del Cretácico-Paleoceno. Ver situación en la figura 4.14. ....	36
Figura 4.11.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo paralela al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver como las fallas normales del Cretácico-Paleoceno afectan también a materiales más recientes. Ver situación en la figura 4.14. ...	37
Figura 4.12.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo, (a) sin interpretar y (b) interpretada, y porción de línea sísmica convertida a profundidad, (c) sin interpretar y (d) interpretada, perpendiculares a las estructuras principales del SFB donde se observan relaciones de toplap, offlap y onlap dentro de Plioceno. Ver situación en la figura 4.14. ...	39
Figura 4.13.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se pueden ver fallas normales sobre domos y parte de una cuenca lateral rellena por sedimentos sintectónicos. Ver situación en la figura 4.14. ....	40
Figura 4.14.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo. ....	41
Figura 5.1.-Mapa estructural de la zona estudiada mostrando las trazas de cabalgamientos, pliegues de la plataforma continental, diapiros de lodo, fallas normales y fallas de desgarre interpretados en los perfiles sísmicos (mapa de base modificado de Vinnels <i>et al.</i> , 2010). ....	43

Figura 5.2.- Perfiles que muestran el fondo marino y el despegue basal del SFB, desde la cuenca de Colombia hasta la parte proximal del cinturón, correspondientes a las cuatro líneas convertidas a profundidad perpendiculares a las estructuras longitudinales. Ver situación en la figura 5.22. ....	44
Figura 5.3.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver la geometría de los cabalgamientos presentes el talud continental de la zona central del SFB. Ver situación en la figura 5.22. ....	45
Figura 5.4.- (a) Mapa del SFB con la ubicación de 5 líneas transversales situadas a lo largo del cinturón en las cuales se han tomado las medidas de espaciado entre cabalgamientos representados en la figura (b); y (b) gráficas en las que se proyecta la distancia horizontal <i>versus</i> el espaciado entre cabalgamientos del talud continental y se representa una función de regresión lineal que ilustra el espaciado promedio de los cabalgamientos. ....	47
Figura 5.5.- Porciones de líneas sísmicas migradas en tiempo, perpendiculares a las trazas de las estructuras longitudinales principales, mostrando los diferentes estilos estructurales del frente de deformación (a) en el noreste, (b) centro y (c) sur del SFB. Ver situación en la figura 5.22. ....	48
Figura 5.6.- Gráfica donde se muestra la variación, tanto longitudinal como transversal, del buzamiento del despegue basal. ....	49
Figura 5.7.- Gráfica donde se muestra la variación, tanto longitudinal como transversal, de la profundidad del despegue basal. ....	49
Figura 5.8.- Detalle del mapa estructural en el límite norte de la zona de estudio con la posición de las porciones de líneas sísmicas interpretadas en la figura 5.9 y las estructuras de la zona norte (EZN-1-4) que intervienen en las descripciones de este apartado. Ver situación en la figura 5.22. ....	51
Figura 5.9.- Porción de líneas sísmicas, migradas en tiempo, perpendiculares y oblicuas a las estructuras longitudinales, donde se muestra la variación lateral de las estructuras. Ver situación en la figura 5.8. ....	52
Figura 5.10.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver la geometría de los anticlinales de pequeñas dimensiones. Ver situación en la figura 5.22. ....	56
Figura 5.11.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede ver la geometría de los anticlinales de la zona sur del SFB. Ver situación en la figura 5.22. ....	56
Figura 5.12.- (a) Interpretación de una porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular a las trazas de las estructuras longitudinales en la zona central y (b) gráfica que muestra el tiempo de actividad de las estructuras ilustradas en la figura (a). Ver situación en la figura 5.22. ....	59

Figura 5.13- Mapa de la zona de estudio señalando la zona donde las estructuras son, en general, emergentes y, por lo tanto, su actividad ha sido reciente (mapa batimétrico de base modificado de Vinnels <i>et al.</i> , 2010).....	60
Figura 5.14.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se puede el mayor buzamiento de los cabalgamientos más antiguos hacia el sureste. Ver situación en la figura 5.22. ....	61
Figura 5.15.- Porciones de líneas sísmicas migradas en tiempo paralelas al cinturón donde se pueden ver dos secciones de una misma falla de tipo <i>tear</i> : (a) más distal y (b) más proximal. Ver situación en la figura 5.22. ....	62
Figura 5.16.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se reconocen fallas normales presentes en los niveles menos profundos la parte inferior del talud continental de la zona norte. Ver situación en la figura 5.22. ....	64
Figura 5.17.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se reconocen diapiros de lodo y fallas normales de colapso en las zonas de cresta de los diapiros. Ver situación en la figura 5.22. ....	66
Figura 5.18.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se pueden ver los dos tipos de fallas normales de la plataforma continental. Ver situación en la figura 5.22. ....	68
Figura 5.19.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo perpendicular al cinturón donde se pueden ver las distintas fases de extensión-compresión relacionadas con la actividad de fallas normales en la plataforma continental de la zona norte del SFB. Detalle de la figura 5.22.....	69
Figura 5.20.- Mapa de profundidad del fondo marino de la zona norte del SFB con la posición de la falla de desgarre de Rosario. Ver situación en la figura 5.22. ....	71
Figura 5.21.- Porción de línea sísmica migrada en tiempo paralela al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se identifica la falla de desgarre de Rosario en sección y las estructuras presentes en los dos bloques de la falla. Ver situación en la figura 5.22. ....	72
Figura 5.22.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo. ....	73
Figura 6.1.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad paralela al cinturón, (a) sin interpretar y (b) interpretada, donde se diferencian la cobertera cenozoica y el basamento mesozoico de la cuenca de Colombia. Se indica la intersección de las líneas convertidas a profundidad perpendiculares al SFB. Ver situación en la figura 6.6. ....	74
Figura 6.2.- Porción de dos líneas sísmicas a través de la cuenca de Colombia migradas en tiempo, (a) oblicua y (b) paralela al cinturón, donde se pueden ver fallas normales afectando tanto al basamento como a la cobertera. Ver situación en la figura 6.6. ....	75

Figura 6.3.- Mapa de la zona de estudio mostrando la situación de las fallas normales y fallas normales reactivadas en la cuenca de Colombia adyacente al SFB. Ver situación en la figura 6.6. ....	76
Figura 6.4.- Porción de línea sísmica convertida a profundidad paralela al cinturón donde se puede ver el alto de basamento interpretado en la cuenca de Colombia por delante del frente de deformación de la zona centro-sur. Ver situación en la figura 6.6. ....	79
Figura 6.5.- Mapa de la zona de estudio donde se muestran las isolíneas de TWT de la profundidad del basamento y al que se ha superpuesto la traza de las fallas normales de basamento de edad cretácico-paleocena y las reactivadas durante el Cenozoico. Ver situación en la figura 6.6. ....	80
Figura 6.6.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo. ....	82
Figura 7.2.- Línea sísmica convertida a profundidad correspondiente a la Transversal Sur (a) sin interpretar y (b) interpretada. Ver situación en la figura 7.7. ....	86
Figura 7.3.- Variación lateral de las estructuras de la Zona Sur: (a) posición de cinco perfiles migrados en tiempo representativos de la zona sur perpendiculares al SFB y (b) interpretación de los perfiles. El perfil Sur-3 corresponde a la Transversal Sur ilustrada en la figura 7.2. ....	88
Figura 7.4.- Línea sísmica convertida a profundidad correspondiente a la Transversal Centro-Sur (a) sin interpretar y (b) interpretada. Ver situación en la figura 7.7. ....	92
Figura 7.5.- Línea sísmica convertida a profundidad correspondiente a la Transversal Centro-Norte (a) sin interpretar y (b) interpretada. Ver situación en la figura 7.7. ....	96
Figura 7.6.- Línea sísmica convertida a profundidad correspondiente a la Transversal Norte (a) sin interpretar y (b) interpretada. Ver situación en la figura 7.7. ....	99
Figura 7.7.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo. ....	100
Figura 8.1.- Mapa del SFB mostrando las direcciones del vector de transporte tectónico obtenidas por diferentes métodos analizando estructuras longitudinales (cabalgamientos, diapiros y fallas normales de plataforma) y transversales (fallas de tipo <i>tear</i> , falla de desgarre y rampa lateral). ....	103
Figura 9.1.- Comparación entre la longitud final medida entre la pin y la loose line, y las longitudes iniciales de los horizontes plegados y fallados precontraccionales del SFB..	106
Figura 10.1.- Mapa esquemático del SFB en el que se representan los principales elementos responsables de su forma arqueada: las variaciones en el acortamiento, el desarrollo de las fallas de tipo <i>tear</i> , la influencia del abanico del Magdalena, la rampa de Canoas y la falla de Rosario en el norte, y una región con un alto de basamento en el sur .....	110
Figura 11.1.- (a) Mapa batimétrico generado a partir de las interpretaciones de fondo marino de todas las líneas sísmicas ilustrando la posición de once perfiles perpendiculares a las trazas de las estructuras longitudinales principales y (b) fondo marino de los once	

perfiles (CC: Cuenca de Colombia; SFB: Cinturón de Pliegues de Sinú; LLA: Llanura Abisal; TCI: Talud Continental Inferior; TCS: Talud Continental Superior; RP: Rotura de Pendiente entre el talud y la plataforma; PC: Plataforma Continental). ..... 112

Figura 11.2.- Mapa de variación de irregularidad de la batimetría desde el frente de deformación del SFB hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental construido mediante interpolación de los valores de  $R^2$  obtenidos en los once perfiles del fondo marino ilustrados en la figura 11.1. .... 113

Figura 11.3.- Gráficas donde se muestra la variación, tanto longitudinal como transversal, de: (a) la anchura de la parte irregular del talud continental, (b) número de cabalgamientos y pliegues relacionados con expresión batimétrica y (c) irregularidad de la batimetría en las áreas con estructuras emergidas y con estructuras enterradas. Las medidas se han realizado sobre los once perfiles construidos perpendiculares al cinturón ilustrados en la figura 11.1. .... 114

Figura 11.4.- Mapa de variación del espesor vertical de la cuña desde el frente de deformación del SFB hasta la rotura de pendiente entre el talud y la plataforma continental construido mediante interpolación de los valores de espesor vertical de la cuña obtenidos en los cuatro perfiles sísmicos convertidos a profundidad. .... 115

Figura 12.1.- Sección esquemática de un prisma de acreción indicando el ángulo de la envolvente topográfica,  $\alpha$ , y el ángulo del despegue basal,  $\beta$ , que intervienen en el cálculo del ángulo crítico. .... 117

Figura 12.2.- Perfiles de las líneas sísmicas convertidas a profundidad indicando la posición de la cuenca, del frente de deformación, del talud continental (superior e inferior) y de la plataforma continental, así como del despegue basal. El perfil centro-sur está construido a partir de tres perfiles y la línea gris representa el perfil convertido a profundidad original. .... 119

Figura 12.3.- Proyección de los ángulos de (a) la pendiente topográfica, (b) el buzamiento del despegue basal y (c) el ángulo crítico en los cuatro perfiles convertidos a profundidad. Se distingue la zona baja del talud continental, la zona alta del talud continental y el promedio de las dos zonas. .... 121

Figura 12.4.- Gráfica en la que se proyectan los valores de buzamiento del despegue basal y de la pendiente batimétrica (a) en el talud continental superior (TCS) (naranja) e inferior (TCI) (azul) y (b) en el talud inferior (TCI) del SFB. Se representa la relación lineal y se indican los valores los parámetros de resistencia de la cuña ( $W$ ) y resistencia del despegue ( $F$ ) siguiendo el método de Suppe (2007). .... 127

Figura 12.5.- Comparación gráfica de las medidas del ángulo crítico en los cuatro perfiles (a) en el talud continental inferior (TCI) y (b) en el talud continental superior (TCS), con los resultados teóricos para los que el valor de  $W$  y de  $F$  es similar en la parte inferior y superior del talud, respectivamente (tabla 12.2). .... 128

Figura 12.6.- Variación de la tasa de presión de poro en el prisma desde el talud continental inferior (TCI) (azul) hasta el talud continental superior (TCS) (naranja), asumiendo valores

constantes de la tasa de presión de poro en la base y el coeficiente de fricción en la cuña y en la base..... 129

Figura 12.7.- Mapa de variación de la tasa de presión de poro en el talud continental del SFB construido a partir de la interpolación de los valores obtenidos gráficamente en la figura 12.6. .... 131

Figura 12.8.- Mapa de variación de ángulo crítico en el talud continental del SFB construido a partir de la interpolación de los valores medidos en los cuatro perfiles sísmicos convertidos a profundidad..... 131

Figura 13.1.- Curvas de subsidencia tectónica de la cuenca de Colombia derivadas de (a) una columna estratigráfica completa y (b) una columna estratigráfica situada en un *graben* donde no está presentes todas las unidades..... 136

Figura 13.2.- Curvas de subsidencia tectónica correspondientes a la cuenca de Colombia, el frente de deformación y la plataforma continental. .... 137

Figura 13.3.- Mapa de la zona estudiada mostrando la posición de las figuras ilustradas en este capítulo. .... 138

Figura 14.1.- Esquema sintético de la zonificación del SFB en dirección transversal representando las estructuras predominantes en cada zona y las características de los parámetros más significativos..... 143

Figura 14.2.- Esquema sintético de la zonificación del SFB en dirección longitudinal en el que se representan las estructuras predominantes en cada zona diferenciando la región sur influenciada por la falla de Uramita (SurFU), la región central del Cinturón de Pliegues de Sinú *sensu stricto* (SFB s.s.) y una región norte influenciada por el abanico del Magdalena y la rampa de Canoas (NorteMRC). .... 147

Figura 14.3.- Esquema de la evolución temporal de las estructuras del SFB y de la cuenca de Colombia desde el Mesozoico hasta la actualidad. .... 154

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 12.1.- Tabla resumen de las medidas de los ángulos de la pendiente topográfica, el buzamiento del despegue basal y el ángulo crítico en los cuatro perfiles convertidos a profundidad, separando el talud en inferior y superior, y considerando un talud promedio. .... 120

Tabla 12.2.- Tabla de valores del ángulo crítico teórico, calculados matemáticamente, para la pendiente promedio de todo el talud continental, la parte inferior y parte superior del talud. Se muestran los valores posibles (regular) y válidos (negrita) y las combinaciones de parámetros coincidentes en la parte inferior y la parte superior del talud (recuadro amarillo). El valor  $d_{max}$  representa la diferencia máxima asumida entre el valor medido y el valor teórico del ángulo crítico. .... 125

Tabla 14.1.- Tabla resumen de las principales características del SFB en sentido longitudinal diferenciando la región sur influenciada por la falla de Uramita, la región

central del Cinturón de Pliegues de Sinú *sensu stricto* y una región norte influenciada por el abanico del Magdalena y la rampa de Canoas. .... 153