



ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**“ANÁLISIS TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA BORBÓN-
ESMERALDAS: NOROESTE DE ECUADOR”**

PROYECTO DE GRADO

Previa a la obtención del Título de:

INGENIERO EN GEOLOGÍA

Presentado por:

DIEGO JOSÉ DELGADO PICO

NANCY KATHERINE LUCAS FLORES

GUAYAQUIL-ECUADOR

2018

DEDICATORIA

A mi madre, Beatriz, la inspiración en mi vida.

A mi numerosa y peculiar familia, mi más grande tesoro.

A Pacho, mi leal amigo de otra especie.

Diego José Delgado Pico

DEDICATORIA

A mi hermosa madre, Nancy Beatriz,
por su amor y apoyo incondicional.

A Luis Andrés, por todas las sonrisas
y por hacerme sentir parte importante
de su vida.

A mis queridos amigos y colegas, de
todas partes del Ecuador, quienes
confían en mis capacidades y siempre
me han inspirado a ser mejor.

Nancy Katherine Lucas Flores

AGRADECIMIENTO

A Carlos Aizprúa, David Altamirano,
Galo Montenegro y Carlos Martillo por
sus invaluable aportes al desarrollo
de este proyecto.

Diego José Delgado Pico

Nancy Katherine Lucas Flores

TRIBUNAL DEL PROYECTO

M. Sc. Daniel Garcés León
DIRECTOR DE MATERIA INTEGRADORA

M. Sc. David Altamirano Morán
TUTOR DEL PROYECTO

Ph. D. Eddy Sanclemente Ordóñez
MIEMBRO EVALUADOR

Ing. Galo Montenegro Santos
MIEMBRO EVALUADOR

DECLARACIÓN EXPRESA

“La responsabilidad del contenido de este Proyecto de Grado, nos corresponde exclusivamente; y el patrimonio intelectual de la misma, a la Escuela Superior Politécnica del Litoral”

(Reglamento de Exámenes y Títulos Profesionales de la
ESPOL)

Diego José Delgado Pico

Nancy Katherine Lucas Flores

RESUMEN

Las cuencas de antearco preservan diversos fenómenos geológicos que surgen de las interacciones dinámicas a lo largo de los límites de placas convergentes. Gracias a trabajos previos, existen esquemas de clasificación; no obstante, la gran variabilidad presente en este tipo de cuenca ha imposibilitado la comprensión total de sus mecanismos de formación.

Este estudio se centra en la cuenca Borbón-Esmeraldas y presenta la interpretación de líneas sísmicas 2D onshore. Durante el análisis, se consideraron criterios de estratigrafía sísmica secuencial y la arquitectura de las estructuras que ocurren en márgenes convergentes. Los resultados validan estructuras documentadas por otros autores y evidencian un estilo estructural tipo wrench en la zona de estudio. Además, se encontraron diferencias notables entre las cuencas analizadas, lo cual permite asignar a la cuenca Borbón el carácter de cuenca de antearco; mientras que, la cuenca Esmeraldas correspondería a una cuenca de pendiente. Ambas cuencas estarían siendo controladas por una zona de falla principal que habría iniciado su actividad durante el Paleógeno.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	II
AGRADECIMIENTO	IV
TRIBUNAL DEL PROYECTO	V
DECLARACIÓN EXPRESA	VI
RESUMEN	VII
ÍNDICE GENERAL.....	VIII
ABREVIATURAS	XII
SIMBOLOGÍA	XIII
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XIV
ÍNDICE DE TABLAS	XIX
CAPÍTULO 1	20
INTRODUCCIÓN	20
1.1. Preámbulo	21
1.2. Planteamiento del problema	22
1.3. Objetivos.....	23

1.3.1. Objetivo general	23
1.3.2. Objetivos específicos	23
1.4. Zona de estudio	23
CAPÍTULO 2.....	25
MARCO GEOLÓGICO.....	25
2.1. Geodinámica.....	26
2.2. Bloque Norandino	29
2.3. Cuenca Borbón – Esmeraldas	30
2.3.1. Entorno Estructural.....	30
2.3.2. Estratigrafía	31
2.4. Relación Tumaco – Borbón	40
2.4.1. Evolución de los altos externos.....	40
CAPÍTULO 3.....	43
DATOS Y MÉTODOS	43
3.1. Datos	44
3.2. Metodología	46
3.2.1. Preparación de los datos.....	46
3.2.2. Interpretación sísmica	46
3.2.3. Generación de mapas isópacos.....	49

CAPÍTULO 4.....	52
RESULTADOS.....	52
4.1. Unidades sísmicas.....	53
4.2. Correlación entre unidades sísmicas y registro del pozo Borbón-1 .	59
4.3. Superficies interpretadas en la sísmica	60
4.4. Mapa estructural del basamento acústico.....	63
4.5. Interpretación y análisis estructural	64
4.6. Mapas isópacos	81
CAPÍTULO 5.....	85
DISCUSIÓN	85
5.1. Comparación con estructuras documentadas.....	86
5.2. Caracterización de la cuenca Borbón-Esmeraldas	90
5.2.1. Estilo estructural.....	90
5.2.2. Evidencias de la convergencia oblicua.....	92
5.2.3. Cuenca Borbón: Cuenca transpresional.....	93
5.3. Evolución de la cuenca Borbón-Esmeraldas	95
5.3.1. Historia de depositación	95
5.3.2. Principales estados de formación.....	97
5.4. El rol de la cuenca Borbón-Esmeraldas en el marco regional	101

CAPÍTULO 6.....	107
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	107
CONCLUSIONES	108
RECOMENDACIONES.....	109
ANEXOS	
BIBLIOGRAFÍA	

ABREVIATURAS

CCPP	Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná
F	Falla
FB	Falla Buenaventura
FCA	Falla Cauca-Almaguer
FE	Falla Esmeraldas
FJQ	Falla Jama-Quinindé
FM	Falla Manglares
Fm	Formación
fs	Facie sísmica
GFZ	Zona de fractura de Grijalva
Mb	Miembro
NAB	Bloque Norandino
PCT	Fosa de Perú-Chile
PSDM	Pre-Stack Depth Migration
RT	Resistividad
SP	Potencial espontáneo
TWT	Two-way-time
U	Unidad sísmica
ZFP	Zona de falla principal

SIMBOLOGÍA

km	Kilómetros
m	Metros
Ma	Millones de años
ms	Milisegundos
s	Segundos
twts	Two-way-time seconds

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	24
Figura 2. 1 Marco geodinámico del Ecuador.....	27
Figura 2. 2 Entorno tectónico de la esquina noroccidental de Sudamérica..	28
Figura 2. 3 Secciones regionales restauradas de la cuenca de antearco Borbón a (a) ~40 Ma, (b) ~10,5 Ma y (c) actualidad.	42
Figura 3. 1 Mapa de ubicación de los datos disponibles en la zona de estudio.	44
Figura 3. 2 Curva generalizada de relación tiempo-profundidad para la cuenca Tumaco, Colombia, en base a los datos adquiridos por los pozos exploratorios Remolino Grande-1, Changüi-1 y Majagua-1.....	51
Figura 4. 1 Línea sísmica 649. A) sección no interpretada; B) sección que muestra las facies sísmicas; C) sección interpretada que muestra las superficies de discontinuidad, las unidades sísmicas y las terminaciones estratales.	54
Figura 4. 2 A) Correlación entre unidades sísmicas y registro del pozo Borbón-1; B) Resultado de la correlación; C) Tabla cronoestratigráfica de las formaciones encontradas por el pozo Borbón-1 (Ordóñez et al., 2006).....	61

Figura 4. 3 Correlación de electrofacies entre los pozos Camarones-1, Borbón-1 y Telembí-1.	62
Figura 4. 4 Mapa estructural del basamento acústico. Las líneas segmentadas indican cambios bruscos de pendiente. Las líneas de contornos están espaciadas cada 100 unidades. (Anexo A).....	64
Figura 4. 5 Mapa de ubicación de las fallas interpretadas. En celeste, se indican los perfiles sísmicos elaborados para caracterizar las estructuras. Las fallas han sido enumeradas de sur a norte y de oeste a este.....	65
Figura 4. 6 Línea sísmica 617. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de las estructuras de la ZFP que se extienden hacia el oeste. (Anexo B).....	67
Figura 4. 7 Línea sísmica 629. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Centro: Acercamiento I del eje de la ZFP. Abajo: Acercamiento II de las fallas normales asociadas a la ZFP. (Anexo B).....	69
Figura 4. 8 Línea sísmica 1022. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de las fallas F11, F12 y F13, y fallas secundarias. (Anexo B)	70

Figura 4. 9 Línea sísmica 1026. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de las fallas F16, F17 y F18, y fallas secundarias. (Anexo B)	72
Figura 4. 10 Línea sísmica 1026. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de las fallas F19, F28 y F30, y fallas secundarias. (Anexo B)	74
Figura 4. 11 Línea sísmica 1022. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de la falla F20 y su cambio de estilo de deformación. (Anexo B).....	75
Figura 4. 12 Línea sísmica 1032. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Centro: Acercamiento I de las fallas F10 y F15, y fallas secundarias. Abajo: Acercamiento II de las fallas F21 y F22, y fallas secundarias. (Anexo B).....	78
Figura 4. 13 Línea sísmica 617. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Centro: Acercamiento I de las fallas F1 y F2. Abajo: Acercamiento II de las fallas F3, F4 y F5. (Anexo B) .	80

Figura 4. 14 Mapas isópacos A) Eoceno-Cretácico; B) Oligoceno-Eoceno; C) Mioceno medio-Oligoceno. (Anexo C)	84
Figura 5. 1 Extracto del Mapa geológico de la margen costera ecuatoriana, correspondiente a la zona de estudio. Las flechas azul y roja indican las fallas Tanigüe (F11) y Canandé (F10), respectivamente.	87
Figura 5. 2 Extracto del Mapa de fallas y pliegues cuaternarias de Ecuador y regiones oceánicas adyacentes, correspondiente a la zona de estudio. Las flechas amarilla y verde indican las secciones de las fallas Esmeraldas (2a, 2b) y Canandé (3a, 3b, 3c).	88
Figura 5. 3 Interpretación de una estructura en flor negativa en la línea sísmica SIS-24, la cual se haya transversal al cañón de Esmeraldas y paralela a la línea 617 mostrada en el capítulo 4.	89
Figura 5. 4 Modelos esquemáticos de estilos de deformación en cuencas de antearco.....	93
Figura 5. 5 Esquema evolutivo de la cuenca Borbón-Esmeraldas durante el A) Eoceno; B) Oligoceno; C) Mioceno temprano-medio.....	100
Figura 5. 6 Esquema de las principales clases de fallas strike-slip y su respectivo marco tectónico. En la parte superior derecha se indica la ubicación de fallas strike-slip relacionadas a la fosa.....	101
Figura 5. 7 Mapa regional de las estructuras principales. Fallas según Alvarado et al. (2016), Cediél et al. (2003), Deniaud (2000) y López (2009).	

Cuencas sedimentarias según López (2009) y Rosanía (1989). Altos estructurales según López (2009), Luzieux et al. (2006) y Martillo (2016).. 103

Figura 5. 8 Configuraciones tectónicas de las fallas strike-slip relacionadas a márgenes activos y su relación con la formación de cuencas sedimentarias.

..... 104

Figura 5. 9 Mapa de fallas principales y secundarias, en el marco regional de la zona de estudio. Las fallas Buenaventura y Jama-Quinindé han sido ubicadas según Cediel et al., 2003. 106

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Topes y bases de cada una de las formaciones de la cuenca Borbón-Esmeraldas.	39
Tabla II. Datos de coordenadas de los pozos exploratorios.	45
Tabla III. Facies sísmicas identificadas en la línea 649. Interpretaciones previas de facies sísmicas similares fueron usadas para proponer procesos de acumulación: (1) Rey et al., 2008; (2) Sangree & Widmier, 1977; (3) Proust et al., 2016.	55

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Preámbulo

Las cuencas de tipo antearco son cuencas sedimentarias situadas en el espacio existente entre un arco volcánico y un alto externo definido como “trench slope break” (Dickinson, 1973) o “outer-arc high” (Karig, 1974). Entre los principales factores que controlan la configuración de este tipo de cuenca destacan la evolución del alto externo, el balance entre el espacio de acomodación y el suministro de sedimentos, y la segmentación de la cuenca relacionada a movimientos laterales “strike-slip”. En contraste, la tectónica de placas sería considerado un factor secundario en el desarrollo de las cuencas de antearco y, por consiguiente, tendría poca influencia en la evolución de éstas (Takano et al., 2013).

Sin embargo, las principales cuencas de antearco de Ecuador estarían estrechamente ligadas a la evolución tectónica del bloque Norandino, desde su acreción en el Cretácico tardío-Paleoceno (Reynaud et al., 1999; Spikings et al., 2001; Jaillard et al., 2004, 2008, 2009) y su posterior desarrollo bajo un marco de convergencia oblicua de dirección N30°-40° durante el Paleógeno hasta una convergencia casi perpendicular de dirección N83°E (Nocquet et al., 2016), que empezó hace 23 Ma con la apertura de la dorsal Cocos-Nazca (Hey, 1977; Audemard & Audemard, 2002).

1.2. Planteamiento del problema

Aunque existen publicaciones notables (Dickinson y Seely, 1979; Dickinson, 1995), los mecanismos de formación de las cuencas de antearco no han sido completamente comprendidos. Los esquemas de clasificación actuales han sido propuestos en base a la morfología, la naturaleza del basamento y el grado de relleno de la cuenca, es decir, no consideran las relaciones dinámicas que existen entre la formación de la cuenca de antearco y los procesos en la zona de subducción. Por esta razón, las cuencas de antearco de Ecuador, al encontrarse condicionadas por un margen convergente activo, suponen un área de estudio de alto interés científico para analizar el impacto de la tectónica en el desarrollo de las cuencas de antearco.

Algunos autores sugieren que la cuenca Borbón al noroeste de Ecuador corresponde a la continuación estratigráfica de la cuenca Tumaco, ubicada al suroeste de Colombia (Evans y Whittaker, 1982; Escovar et al., 1992; Marcaillou y Collot, 2008). Ambas cuencas son controladas por la segmentación generada a partir del desarrollo de los altos externos de Río Verde en la cuenca Borbón-Esmeraldas y Remolinogrande-Gorgona en la cuenca Tumaco (López et al., 2009). No obstante, la génesis precisa de estas estructuras asociadas al proceso de subducción sigue siendo controvertida.

Por lo tanto, se busca responder a la siguiente pregunta: ¿Qué elementos han controlado la evolución estructural y sedimentaria de la cuenca Borbón-Esmeraldas de Ecuador?

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Analizar los elementos estructurales y estratigráficos que tuvieron influencia en la evolución de la cuenca Borbón-Esmeraldas.

1.3.2. Objetivos específicos

- a) Establecer el estilo estructural dominante en la zona de estudio.
- b) Proponer reconstrucciones paleogeográficas de los principales estados de formación de la cuenca.
- c) Definir el rol de la cuenca en el marco regional.

1.4. Zona de estudio

La cuenca Borbón-Esmeraldas está ubicada en el margen continental del norte de Ecuador y sur de Colombia, aproximadamente entre las latitudes 1°25'N - 0°35'S y las longitudes 81°00'W - 78°30'W (Figura 1.1).

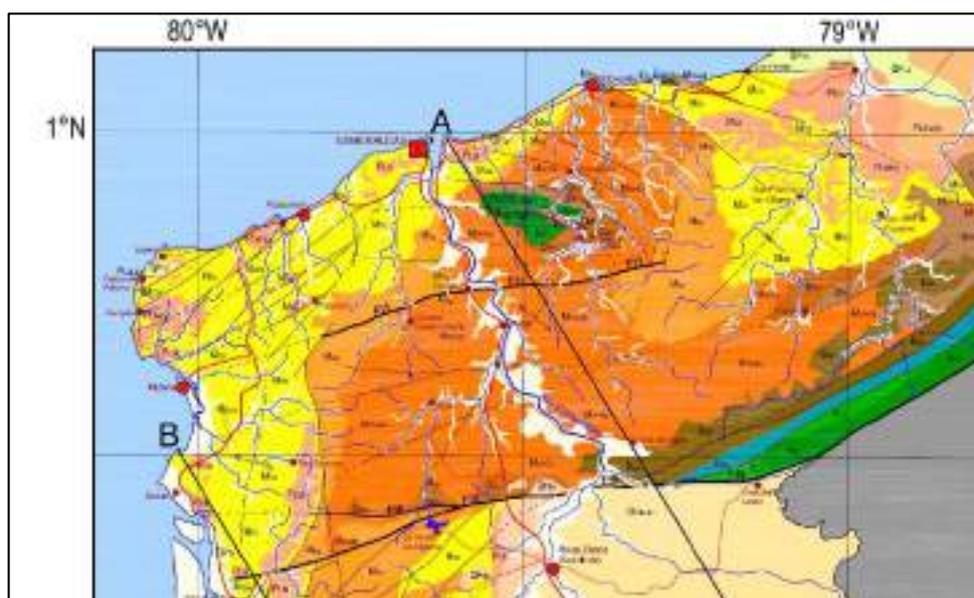


Figura 1. 1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.

Fuente: Reyes, P., Michaud, F., 2012.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1. Geodinámica

La esquina noroccidental de Sudamérica presenta una evolución geodinámica compleja debido a la interacción entre las placas de Nazca, Sudamericana, del Caribe y el bloque Norandino (NAB).

Durante el Neógeno, la interacción entre la placa de Nazca y el punto caliente de Galápagos originó dos dorsales asísmicas, la cordillera de Cocos con tendencia NE y la cordillera de Carnegie con tendencia E (Pennington, 1981; Sallarès & Charvis, 2003). Adicionalmente, existe la hipótesis de que la cordillera de Malpelo corresponde a la continuación de la cordillera de Cocos; y que, su ubicación actual es el resultado del movimiento dextral de desplazamiento de rumbo a lo largo de la zona de fractura de Panamá (Lonsdale & Klitford, 1978). Estas cordilleras submarinas presentan topografía irregular, con variaciones importantes en la batimetría y una corteza oceánica que puede llegar a superar 19 km en su sección de mayor espesor (Sallarès et al., 2005; Gailler et al., 2007).

En este contexto, el margen ecuatoriano es considerado como una región de intensa deformación de la corteza, relacionada a la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana a una velocidad de 6-7 cm/año (DeMets et al., 1990; Freymueller et al., 1993; Trenkamp et al., 2002) con tendencia N83°E (Nocquet et al., 2016). Como consecuencia de esta colisión, se

produce el escape tectónico de un segmento de la placa superior, el NAB; este fenómeno está sujeto a condiciones de oblicuidad de la convergencia, acoplamiento interplacas y competencia de la placa superior (Witt et al., 2006).

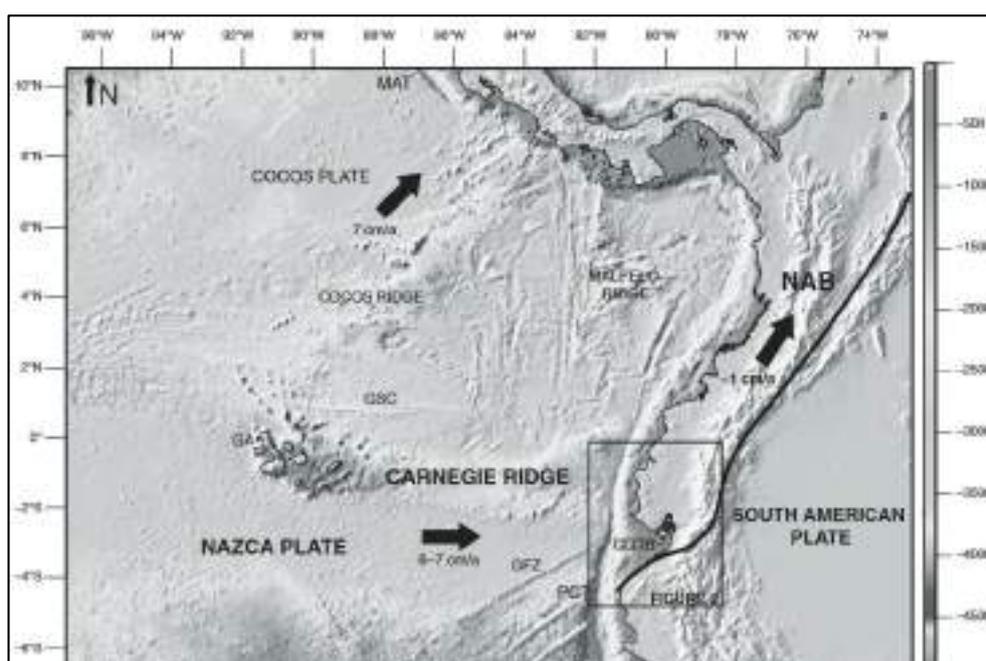


Figura 2. 1 Marco geodinámico del Ecuador.

Fuente: Witt, C., Bourgois, J., 2010.

Otra consecuencia de la subducción oblicua es la cordillera de los Andes, que es considerada como el rasgo fisiográfico más sobresaliente de Ecuador continental, ya que atraviesa el país de norte a sur, generando cinco regiones tectono-estratigráficas: región Costa, cordillera Occidental, valle Interandino, cordillera Oriental y cuenca Oriente (Benítez, 1995).

Además, la región Costa de Ecuador se encuentra sobre un segmento de corteza oceánica, conocido como la formación Piñón, el cual se encuentra sobreyacido por grauwackas, depósitos de ceniza y flujos basálticos de los arcos volcánicos de San Lorenzo y Cayo (Jaillard et al., 1997), y por las cuencas de antearco Borbón-Esmeraldas, Manabí, Progreso y Golfo de Guayaquil-Tumbes (Deniaud, 2000; Jaillard et al., 2000; Witt et al., 2006).

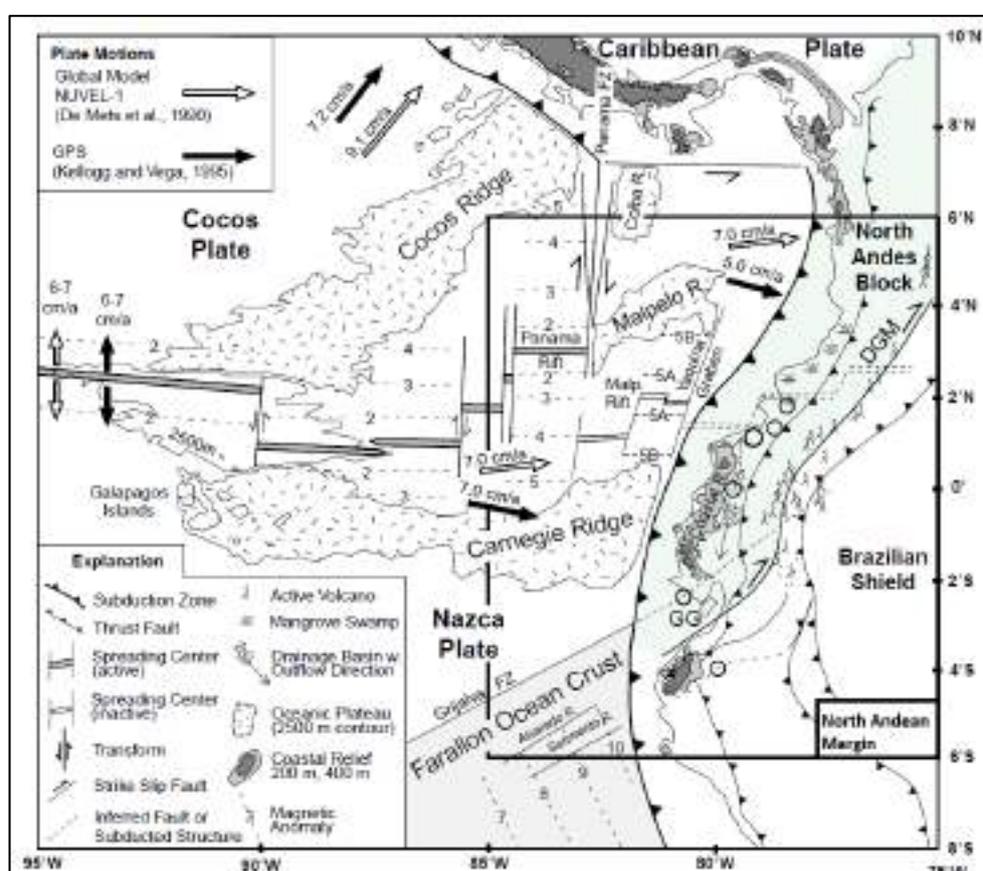


Figura 2. 2 Entorno tectónico de la esquina noroccidental de Sudamérica.

Fuente: Gutscher et al., 1999.

2.2. Bloque Norandino

La subducción de la placa oceánica Farallón, que empezó hace ~190 Ma, tuvo importante influencia en la deformación litosférica de la esquina noroccidental de Sudamérica (Audemard & Audemard, 2002; Pindell & Kennan, 2009). Luego, durante los periodos compresivos del Cretácico tardío-Paleoceno, empieza a generarse la acreción de los terrenos oceánicos que constituyen el basamento del margen continental ecuatoriano (Reynaud et al., 1999; Spikings et al., 2001; Jaillard et al., 2004, 2008, 2009) hasta la fase de orogenia principal hace 23 Ma (Hey, 1977; Audemard & Audemard, 2002). Durante la última etapa de evolución de los Andes, se produce el escape tectónico del bloque Norandino, evento que empezó en el Mio-Plioceno (Pennington, 1981; Costa et al., 2009; Egbue & Kellogg, 2010; Nocquet et al., 2014).

En el bloque Norandino se produce un sistema transpresivo regional, el cual ha sido documentado a través de medidas de desplazamiento geodésicas (Pennington, 1981; Kellogg & Bonini, 1982; Trenkamp et al., 2002). Con base en estas medidas se sabe que el NAB se está moviendo hacia el NE con respecto al escudo brasileño (Ego et al., 1995), a lo largo del sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (Alvarado et al., 2016) y a una velocidad de ~1 cm/año (Trenkamp et al., 2002).

2.3. Cuenca Borbón – Esmeraldas

2.3.1. Entorno Estructural

La cuenca Borbón-Esmeraldas es parte del “geosinclinal de Bolívar” (Nygren, 1950), se encuentra limitada al norte por la falla Manglares en Colombia, al este por el flanco oeste de la cordillera Occidental, al sur por la falla Jama-Quinindé y al oeste por el alto estructural de Río Verde (Case et al., 1973; Baldock, 1982; Cediel et al., 2003).

Las altas velocidades de la corteza superior y los valores de densidad del basamento de la cuenca eran consistentes con rocas oceánicas (Case et al., 1973; Mooney et al., 1979). El pozo exploratorio Camarones-1 confirmó dicha hipótesis (Evans & Whittaker, 1982). Actualmente, el basamento se encuentra cubierto por una secuencia sedimentaria de 5 a ~10 km de espesor y de edad Eoceno tardío-Cuaternario (Evans & Whittaker, 1982; Case et al., 1973; Nygren, 1950). Cabe destacar que, durante la acumulación de sedimentos, tuvo lugar una fuerte fase de levantamiento en las cordilleras Occidental y Oriental (Spikings et al., 2001).

2.3.2. Estratigrafía

Formación Piñón

Edad: Aptiano a Albiano y/o de Campaniano a Maastrichtiano (Goossens & Rose, 1973)

La Fm Piñón constituye el basamento de la costa ecuatoriana y está conformada por rocas volcánicas extrusivas. Su composición es similar a la de las toleítas de las dorsales midoceánicas, interpretándose como rocas de piso oceánico (Feininger, 1977; Goossens, Rose, & Flores, 1977; Goossens & Rose, 1973; Juteau, Megard, Raharison, & Whitechurch, 1977; Wallrabe-Adams, 1990).

En la parte sur de la costa del Ecuador la Fm Piñón está sobreyacida por la Fm Cayo (Bristow & Hoffstetter, 1977), la cual se encuentra erosionada hacia la parte norte debido a un evento anterior al Eoceno Medio (Evans & Arguello, 1977). Aproximadamente 30 m de la Fm Piñón afloran en el alto de Río Verde, cerca de la población de Businga (Evans & Whittaker, 1982). La Fm Piñón comprende principalmente basaltos en almohadillas, de color negro y apariencia cerosa; además, presenta harzburgitas intercaladas con brechas, aglomerados, argilitas tobáceas, limolitas y areniscas (Ordóñez et al., 2006).

Formación Santiago

Edad: Eoceno Medio – Eoceno Tardío (Ordóñez et al., 2006)

Según Montenegro & Berrones (2002), la Fm Santiago aflora localmente en el río Santiago, donde alcanza unos 500m de potencia; sobreyace a la Fm Piñón en discordancia angular, mientras que suprayace a la Fm Zapallo de manera gradual y concordante. Litológicamente está predominada por areniscas finas y medias de color gris, con cemento calcáreo; consta también de lutitas duras y pizarrosas, que presentan capas de areniscas gruesas hacia el tope de la secuencia. Ordóñez et al. (2006) asignan un paleoambiente correspondiente a marino de plataforma continental.

En el pozo Telembí-1 se encontró un intervalo calcáreo entre los 1276 y 1375 m de profundidad, que Canfield (1966) diferencia de la Fm Zapallo (Tabla I) y lo describe como Fm Santiago.

Formación Zapallo

Edad: Eoceno Tardío (Ordóñez et al., 2006)

La Fm Zapallo sobreyace a la Fm Piñón de forma discordante lo que sugiere que sea el equivalente lateral de la Fm Santiago

(Bristow & Hoffstetter, 1977). Representa la base de una serie de tipo flysch que se deposita en transgresión sobre relieve cretácico (Ordóñez et al., 2006).

La Fm Zapallo aflora cerca de la población de Businga, con al menos 400 m de espesor. Está constituida por lodolitas silicificadas de color gris-verde y con bioturbación, con estratos finos de tobas y areniscas. (Evans & Whittaker, 1982). Se formó en un paleoambiente marino de aguas cálidas, de plataforma externa a talud superior (Ordóñez et al., 2006).

Miembro Punta Ostiones

Edad: Eoceno (Evans & Whittaker, 1982)

El miembro Punta Ostiones es una unidad discontinua que ocurre en la base de la Fm Zapallo. Se encuentra expuesto en su localidad tipo en alrededor de 50 m de biomicritas y porcelanitas silíceas de color café y gris, intercaladas con finas capas de areniscas calcáreas y margas de color verde. Cerca de la población de Businga afloran 40 m de esta unidad (Evans & Whittaker, 1982). En los reportes de los pozos Camarones-1, Borbón-1 y Telembí-1, se lo describe como parte de la Fm Zapallo, sin hacer distinción de su tope o su base (Tabla I).

Formación Playa Rica

Edad: *Oligoceno (Montenegro & Berrones, 2002)*

La Fm Playa Rica descansa discordante sobre la Fm Santiago y concordante sobre la Fm Zapallo. En general la distinción en el campo entre las formaciones Zapallo y Playa Rica es difícil debido a que la litología es bastante similar, pudiéndose diferenciar únicamente por su fauna (Canfield, 1966; Montenegro & Berrones, 2002).

Está constituida por lutitas ligeramente calcáreas de color gris-verde oscuro a negro, bien endurecidas, con intercalaciones de areniscas arcillosas de grano fino a grueso, de color gris claro. En el río Santiago, el espesor de la Fm Playa Rica está en el orden de los 600 m (Montenegro & Berrones, 2002).

Formación Pambil

Edad: *Oligoceno Medio - Oligoceno Tardío (Ordóñez et al., 2006)*

La Fm Pambil se encuentra suprayacida en concordancia por la Fm Playa Rica, y sobreyacida en discordancia por la Fm Viche o la Fm Angostura, calculándose un espesor máximo de 750 m (Bristow & Hoffstetter, 1977).

La formación consiste de lodolitas siltosas bioturbadas y areniscas de grano fino, de color crema, gris o verde, a menudo con vetas de yeso, e interestratificaciones delgadas de areniscas grisáceas (Evans & Whittaker, 1982; Ordóñez et al., 2006); corresponde a un paleoambiente marino de plataforma central a externa (Ordóñez et al., 2006).

Formación Viche

Edad: Mioceno Medio (Ordóñez et al., 2006)

La Fm Viche sobreyace en discordancia a la Fm Pambil en la Cuenca Borbón, siendo difícil distinguirlas en el campo (Bristow & Hoffstetter, 1977). Gubler & Ortynski (1966) consideran que la Fm Viche es más bien una facies lateral de la Fm Pambil.

Se trata de arcillas pardas, a veces siltosas, con nódulos y bancos lenticulares de calizas y algunos bancos arenosos. La microfauna es abundante y visible en el campo. En el flanco sur del alto de Río Verde afloran 900 m de la formación; también aflora en el flanco norte de dicho alto y en las riberas del río Esmeraldas (Ordóñez et al., 2006).

Formación Angostura

Edad: Mioceno Tardío (Ordóñez et al., 2006)

La Fm Angostura tiene su facies típica en la cuenca de Borbón en el río Santiago, y consiste en un conglomerado basal seguido por sedimentos arenosos y siltsos de aspecto masivo. La formación se vuelve más fina y más uniforme hacia el oeste donde contiene intercalaciones lodolíticas. Hacia el norte descansa en discordancia sobre las formaciones Viche, Pambil o Playa Rica (Bristow & Hoffstetter, 1977).

La formación pasa transicionalmente a la Fm Onzole en algunas zonas de la cuenca. El espesor de la formación es generalmente cerca de 250 m, pero cerca del río Esmeraldas tiene solamente unos 40 m de espesor. Se originó en un ambiente marino de plataforma interna (Ordóñez et al., 2006).

Formación Onzole

Edad: Mioceno Tardío para el Miembro Inferior y Plioceno Temprano para el Miembro Superior (Ordóñez et al., 2006)

La Fm Onzole yace concordante sobre la Fm Angostura y está dividida en dos unidades, inferior y superior, las que se

encuentran separadas por las areniscas del Miembro Súa (Evans y Whittaker, 1982).

El Miembro Onzole Inferior comprende entre 300 a 800 m de espesor de lodolitas limosas uniformes, con lentes y raros estratos de areniscas pobremente gradadas. (Ordóñez et al., 2006). El Miembro Onzole Superior está expuesto en la vecindad de Punta Gorda cerca de Esmeraldas, y está compuesto principalmente de turbiditas pelíticas de grano fino, con bioturbación restringida al tope de los estratos (Aalto & Miller, 1999).

Miembro Súa

Edad: Mioceno (Evans & Whittaker, 1982)

El Miembro Súa consiste en cerca de 250 m de areniscas grauváquicas bien estratificadas, las cuales se afinan hacia el este, a cerca de 10 m en el río Esmeraldas. Las areniscas son de color naranja a gris amarillento y de grano grueso a fino con lentes de guijas e intercalaciones de limolitas (Montenegro, 2001).

Formación Borbón

Edad: *Plioceno – Pleistoceno (Ramírez, 2013)*

La Fm Borbón sobreyace de forma concordante a la Fm Onzole (Reyes & Michaud, 2012), y está constituida por dos miembros:

Miembro clástico, que comprende areniscas finas a medias, de color gris azulado y ocasionalmente marrón amarillento, intercaladas con macrofósiles calcáreos (Ramírez, 2013).

Miembro volcánico, que incluye tobas y arcillas con intercalaciones de areniscas tobáceas de color gris verdoso (Ramírez, 2013).

Tabla I. Topes y bases de cada una de las formaciones de la cuenca Borbón-Esmeraldas.

Formación	Profundidad (metros)					
	Camarones-1		Borbón-1		Telembí-1	
	Tope	Base	Tope	Base	Tope	Base
Fm Borbón	<i>Ausente</i>		(?)	640	<i>Ausente</i>	
Onzole Superior	0	212	640	(?)	0	(?)
Miembro Súa	212	412	<i>Ausente</i>		<i>Ausente</i>	
Onzole Inferior	412	(?)	(?)	1021	(?)	217
Fm Angostura	(?)	(?)	1021	1309	217	317
Fm Viche	612	949	1309	2269	<i>Ausente</i>	
Fm Pambil	(?)	1100	2269	2461	317	802
Fm Playa Rica	<i>Ausente</i>		2461	2879	802	1172
Fm Zapallo	1100	1312	2879	3056	1172	1375
Fm Piñón	1312	(?)	3056	(?)	1375	(?)

Fuente: Bristow, C. R., Hoffstetter, R., 1977; Canfield, R. W., 1966; Evans, C. D. R., Whittaker, J. E., 1982.

2.4. Relación Tumaco – Borbón

Las interpretaciones cronoestratigráficas y estructurales de las cuencas Tumaco y Borbón han sido propuestas considerando los datos de la geología de campo, el análisis de perfiles sísmicos de reflexión y la descripción de pozos exploratorios (Bueno Salazar & Govea, 1974; Evans & Whittaker, 1982; Bueno Salazar, 1989; Escovar et al., 1992; Jaillard et al., 1997; Deniaud, 2000; Jaillard et al., 2000).

2.4.1. Evolución de los altos externos

La historia de la cuenca de antearco Tumaco-Borbón se plantea en términos de acreción tectónica, lo que resulta en un levantamiento progresivo de la cordillera Occidental y de los altos externos de Remolino-Río Verde.

Con base en un modelo geométrico que considera el relieve estructural del tope de basamento obtenido a partir de perfiles sísmicos de reflexión, PSDM de sísmica de refracción, la integración de perfiles sísmicos de reflexión de alto ángulo (Agudelo, 2005) y modelos de gravimetría regional (Case et al., 1973; Meissnar et al., 1977), se establece que los altos externos Remolino-Río Verde podrían ser el resultado de dúplex de la corteza (López et al., 2009).

El análisis de la estratigrafía secuencial en la zona de antearco Tumaco-Borbón evidencia el desarrollo de tres megasecuencias, a través de las cuales se construye la historia de levantamiento de los altos externos Remolino-Río Verde.

Según los resultados del estudio (López et al., 2009), la última etapa de la megasecuencia basal (>40 Ma) estaría relacionada a la convergencia oblicua de la placa Farallón y al incremento del acoplamiento interplaca, lo cual sometió el margen a transpresión.

Durante el desarrollo de la segunda megasecuencia (~40-10,5 Ma), tuvo lugar un incremento en la convergencia normal debido a que la placa Farallón se encontraba en proceso de fragmentación y el fuerte acoplamiento interplaca sometió el margen a compresión. Al final de la segunda megasecuencia, se produjo el incremento en las tasas de convergencia de la placa subductora, lo cual provocó la hidratación parcial de la cuña del manto, originando disminución en el acoplamiento interplaca y concentrando la subsidencia en las áreas de antearco con corteza fina.

Finalmente, durante el desarrollo de la tercera megasecuencia (10,5- ~0 Ma), los bajos valores en las tasas de convergencia de

la placa Farallón fragmentada, contribuyeron en la disminución del buzamiento del 'slab' de la placa subductora, sometiendo el margen a compresión y pando de la corteza. Además, la disminución del buzamiento del 'slab' provocó la deshidratación parcial de la cuña del manto, alterando a la placa superior y facilitando la formación de dúplex de la corteza cerca del contacto interplaca.

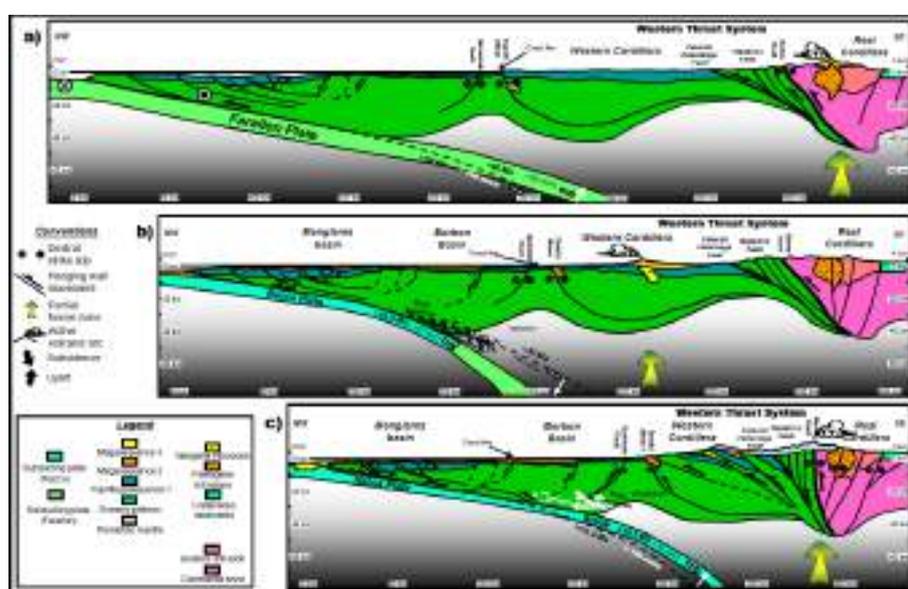


Figura 2. 3 Secciones regionales restauradas de la cuenca de antearco Borbón a (a) ~40 Ma, (b) ~10,5 Ma y (c) actualidad.

Fuente: López et al., 2009.

CAPÍTULO 3

DATOS Y MÉTODOS

3.1. Datos

El presente trabajo cuenta con un conjunto de datos (Figura 3.1) constituido por 20 líneas de sísmica 2D y los pozos exploratorios Camarones-1, Borbón-1 y Telembí-1.



Figura 3. 1 Mapa de ubicación de los datos disponibles en la zona de estudio.

Los pozos exploratorios se obtuvieron a partir de trabajos previos realizados en la zona de estudio (Montenegro, 2001; Montenegro & Berrones, 2002). Las curvas de registros que se encuentran disponibles son: potencial espontáneo (SP) y resistividad (RT).

Además, los datos de coordenadas, profundidad y elevación (KB) de cada uno de los pozos fueron originalmente suministrados por PETROPRODUCCIÓN a SINOPEC (Sinopec International Petroleum Service Ecuador S.A.) bajo contrato de prestación de servicios para el trabajo de “Interpretación e integración de información del subsuelo en la Región Litoral Ecuatoriana”. En su reporte final, SINOPEC presenta las coordenadas en proyección UTM y transformadas del datum PSAD56 a WGS84.

Tabla II. Datos de coordenadas de los pozos exploratorios.

Pozo	WGS84_X	WGS84_Y	Profundidad (pies)	Elevación (pies)
Borbón-1	720311	10119784	10452	98
Camarones-1	614544	10088782	5117	-
Telembí-1	725102	10095574	4620	92,5

Fuente: SINOPEC, 2010.

Cabe destacar que, ninguno de los pozos es intersecado por líneas sísmicas, lo cual dificulta la tarea de definir la sucesión estratigráfica en la zona de estudio. Sin embargo, el pozo Borbón-1 fue proyectado al CDP 350 de la línea más cercana, con una distancia de proyección de 4980 m; este proceso también fue realizado por SINOPEC y el resultado de este es la línea sísmica ‘LV_0002_migration_agc’, la cual es parte de los datos del presente trabajo.

3.2. Metodología

3.2.1. Preparación de los datos

Las líneas sísmicas fueron previamente migradas, es decir que los eventos geológicos del subsuelo se repositionaron en tiempo o profundidad respecto a la adquisición original, con la finalidad de reducir los errores producidos por la presencia de estructuras (Yilmaz & Doherty, 2000). En este caso, las imágenes sísmicas se encuentran migradas a tiempo doble de viaje (TWT).

Por otro lado, las curvas de registros de potencial espontáneo (SP) y resistividad (RT) de los pozos exploratorios, fueron vectorizadas y exportadas en formato LAS mediante el Software Didger versión 5.0 debido a la ausencia de datos digitales.

Tanto los perfiles sísmicos como los registros de pozos han sido importados a Petrel E&P Software Platform versión 2015, en donde se realizará la segunda fase de la metodología. La sísmica fue cargada en formato SEG-Y; mientras que, para los registros se usó el formato LAS.

3.2.2. Interpretación sísmica

La interpretación sísmica consiste en inferir el comportamiento de las capas en el subsuelo. El registro sísmico contiene dos

elementos básicos que serán considerados en el presente estudio, el tiempo de arribo de las ondas y la forma de la reflexión. Esta información permite evaluar los reflectores acústicos y actúa como evidencia de cualquier interpretación.

Los reflectores acústicos en los perfiles de reflexión sísmica son la expresión de los contrastes de impedancia entre capas sedimentarias, y a lo largo de estructuras tales como discordancias y fallas.

- ***Identificación de superficies de discontinuidad***

Se utilizaron los conceptos propuestos por Mitchum et al., (1977) y Vail (1987) para justificar las superficies sísmicas identificadas en los perfiles. Este proceso se realizó inicialmente en los perfiles más cercanos al pozo Borbón-1, antes de extenderse al resto de perfiles disponibles.

- ***Descripción de unidades sísmicas***

Las superficies de discontinuidad son identificadas a escala regional y corresponden a los límites de las unidades sísmicas principales. Con el fin de relacionar factores geológicos con la forma de la reflexión, esta componente incluye el análisis de los

reflectores en virtud de los criterios de amplitud, continuidad, frecuencia y configuración interna.

- ***Seismic well tie***

Luego de definir las principales unidades sísmicas e identificar las superficies de discontinuidad, fue necesario relacionarlas con las formaciones geológicas descritas en los pozos.

En general, este proceso se lleva a cabo mediante la herramienta Seismic well tie, generando un sismograma sintético a partir del registro sísmico; no obstante, los pozos disponibles no cuentan con dicho registro, por lo que la correlación se realizó a través del comportamiento de las curvas SP y RT.

- ***Interpretación estructural***

La forma más directa y confiable para definir un estilo estructural es determinar los tipos de falla (inversa, normal o de rumbo) que ocurren en la zona de estudio, identificando las perturbaciones en los reflectores.

La observación del desplazamiento de las unidades en perfiles sísmicos es suficiente para identificar fallas normales e inversas, pero no es posible observar los movimientos hacia dentro y fuera

del plano del perfil, por lo tanto, las fallas de rumbo requieren un análisis más elaborado.

Es natural encontrar fallas cuyo desplazamiento tenga componentes verticales y laterales. Es por esto que se elaboraron múltiples perfiles sísmicos y un mapa estructural para aumentar la confianza en la interpretación.

Tomando como referencia los conceptos recopilados por Harding (1985), Harding (1990), Harding & Lowell (1979) y Harding, Vierbuchen & Christie-Blick (1985), el análisis estructural se llevó a cabo en los siguientes pasos:

- I. Interpretación mediante perfiles sísmicos y mapas
- II. Análisis de los posibles estilos estructurales
- III. Validación de la interpretación con criterios que puedan refutar la propuesta del estilo seleccionado

3.2.3. Generación de mapas isópacos

Para construir los mapas isópacos, primero se interpretaron los horizontes correspondientes a las principales discontinuidades; con estos horizontes se generaron superficies en tiempo, que luego se convirtieron a profundidad. Entre cada una de estas

superficies se calcularon los espesores mediante el software de trabajo, obteniendo así los mapas isópacos finales.

Para la conversión se utilizó una relación tiempo-profundidad (Figura 3.2) establecida por López (2009) para la cuenca Tumaco, debido a su proximidad con la zona de estudio y a la posibilidad de que sea la continuación estratigráfica de la cuenca Borbón-Esmeraldas (Evans & Whittaker, 1982; Escovar et al., 1992; Marcaillou & Collot, 2008).

La relación tiempo-profundidad está representada por la ecuación:

$$D = -0,0938t^2 - 1,266t + 0,0472$$

Donde, D es la profundidad dada en kilómetros y t es el tiempo doble de viaje dado en segundos.

Esto fue necesario ya que, como se explicó anteriormente, no se contó con datos de pozo que permitan establecer una relación tiempo-profundidad propia para la zona de estudio.

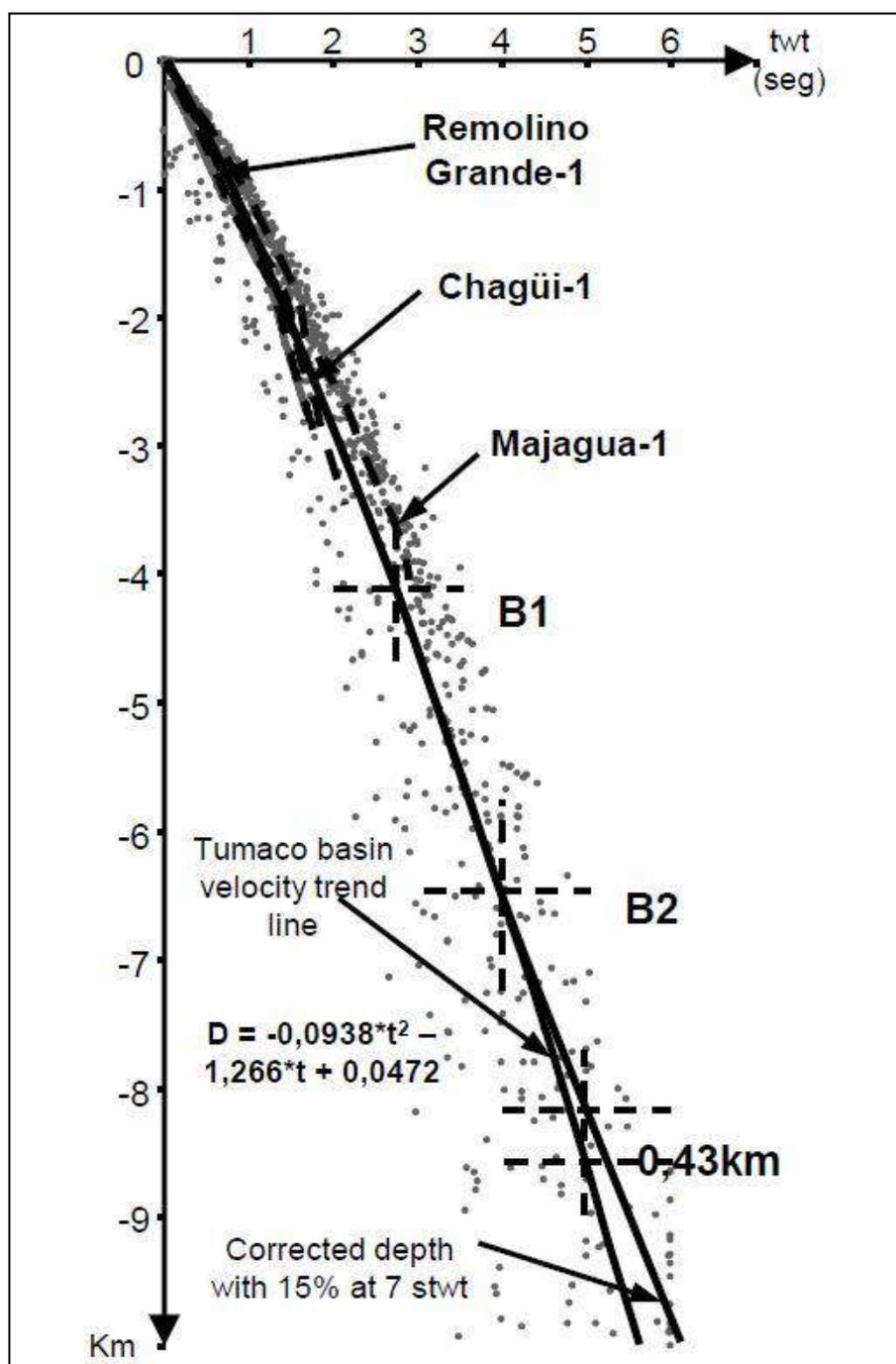


Figura 3. 2 Curva generalizada de relación tiempo-profundidad para la cuenca Tumaco, Colombia, en base a los datos adquiridos por los pozos exploratorios Remolino Grande-1, Chagüi-1 y Majagua-1.

Fuente: López, E., 2009.

CAPÍTULO 4

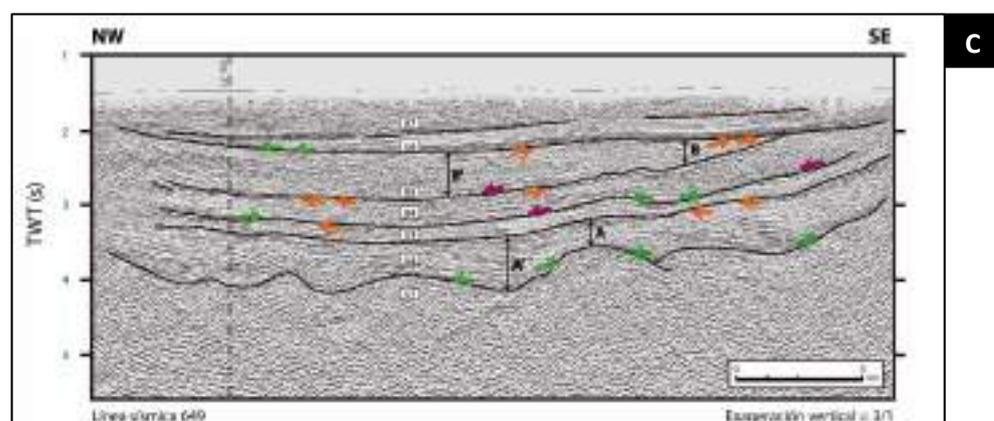
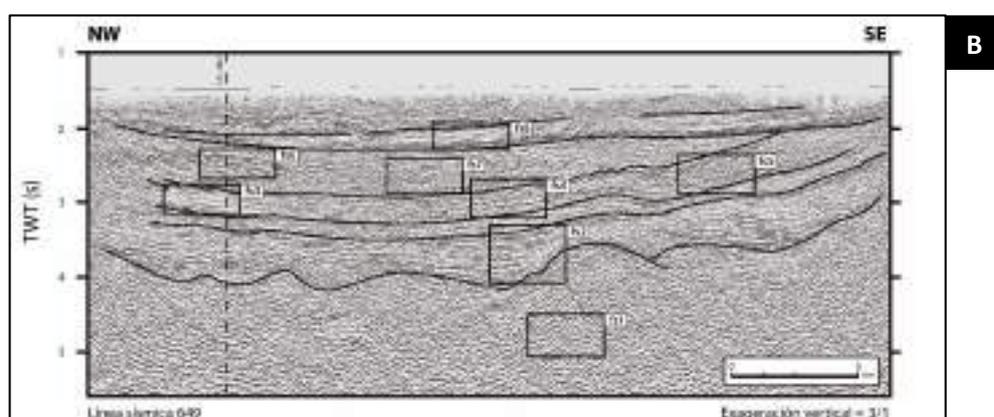
RESULTADOS

4.1. Unidades sísmicas

La determinación de las unidades sísmicas se efectuó a lo largo de la línea 649 que se encuentra cercana al pozo Borbón-1 (Figura 3.1), a partir de la cual se identificaron 8 facies sísmicas. Esta sección incluye los criterios considerados para la identificación de cada una de las facies y provee una interpretación para sus características principales en términos de ambientes depositacionales (Tabla III).

Las variaciones verticales de facies permiten definir asociaciones de facies, las mismas que ayudan a definir los ambientes de acumulación. Cambios abruptos entre asociaciones de facies posibilitan reconocer superficies de discontinuidad, definiendo límites en las características de acumulación.

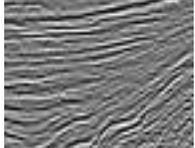
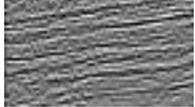
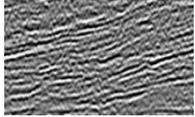
Mediante el análisis de asociaciones de facies se establecieron dos dominios principales para la cuenca Borbón-Esmeraldas: el segmento compuesto por rocas volcánicas que corresponde al basamento acústico (U1), y el segundo compuesto por las unidades de la cubierta sedimentaria (U2-U7).



Símbolos	
—	Superficie de discontinuidad
↕	Espesor
Terminaciones estratigráficas	
→ (green)	Overlap
→ (purple)	Downlap
→ (red)	Truncación

Figura 4. 1 Línea sísmica 649. A) sección no interpretada; B) sección que muestra las facies sísmicas; C) sección interpretada que muestra las superficies de discontinuidad, las unidades sísmicas y las terminaciones estratigráficas.

Tabla III. Facies sísmicas identificadas en la línea 649. Interpretaciones previas de facies sísmicas similares fueron usadas para proponer procesos de acumulación: (1) Rey et al., 2008; (2) Sangree & Widmier, 1977; (3) Proust et al., 2016.

FACIES SÍSMICAS		CRITERIOS					
		Amplitud	Continuidad	Frecuencia	Configuración interna	Contactos	Interpretación de la génesis de facies sísmicas similares
fs1		Alta	Muy baja	Media	Caótica	Superior: truncación Inferior: downlap	Basaltos masivos de origen submarino generados a partir de erupciones fisurales (1)
fs2		Media a alta	Alta	Media a alta	Divergente	Superior: concordante Inferior: onlap	Depósitos de corriente turbidítica de velocidad relativamente baja en un marco de pendiente (2)
fs3		Muy baja	Baja	Media a baja	Subparalela	Superior: concordante Inferior: concordante	Sedimentos depositados por corrientes fluviales y asociados a procesos de transporte marino marginales (2)
fs4		Media a alta	Alta	Media	Paralela	Superior: concordante Inferior: concordante	Sedimentos de aguas poco profundas depositados principalmente por procesos de transporte de las olas (2)
fs5		Media a alta	Media a baja	Media	Hummocky	Superior: concordante Inferior: concordante	Arenas gruesas en canales de la zona subtidal (3)
fs6		Muy alta	Media	Alta	Progradacional oblicua	Superior: truncación Inferior: downlap	Complejo de sedimentos usualmente depositados en entorno deltaico al margen de la plataforma (2)
fs7		Media	Baja	Media a baja	Caótica	Superior: concordante Inferior: concordante	Sedimentos transportados por gravedad y corrientes turbidíticas de alta energía (2)
fs8		Baja	Alta	Media	Paralela	Superior: concordante Inferior: concordante	Sedimentos marinos depositados en la plataforma por corrientes turbidíticas de baja energía y por el transporte de las olas (2)

Basamento acústico (U1)

El segmento exhibe principalmente la facie sísmica fs1, la cual puede ser interpretada como un conjunto de basaltos masivos de origen submarino generados a partir de erupciones fisurales en base a rocas expuesta en superficie de la misma unidad geológica (Rey et al., 2008). Los reflectores sísmicos muestran alta amplitud, muy baja continuidad y frecuencia media, con configuraciones internas caóticas con difracciones de alto ángulo.

Unidad 2 (U2)

La unidad yace en discordancia sobre el basamento acústico. Además, presenta cambios continuos de espesor a distancias menores de 5 km (A → A') (Figura 4.1C). El análisis de facies indica que esta unidad contiene a la facie sísmica fs2 al tope, que podría interpretarse como depósitos de corriente turbidítica. Los reflectores sísmicos correspondientes a esta facie muestran una amplitud media a alta, con una alta continuidad y frecuencia media a alta en una configuración interna divergente. Conjuntamente, a la base de la unidad se observan reflectores de alta amplitud, baja continuidad y frecuencia media en una configuración caótica, que podrían interpretarse como sedimentos transportados por corrientes turbidíticas.

Unidad 3 (U3)

Es la unidad de menor potencia, en relación con las otras unidades de la cubierta sedimentaria. El análisis de facies indica que esta unidad contiene a las facies sísmicas fs3 y fs4, que podrían interpretarse como sedimentos depositados por corrientes fluviales y como sedimentos de aguas poco profundas. Los reflectores sísmicos correspondientes a la facie fs3 muestran muy baja amplitud, baja continuidad y frecuencia media a baja en una configuración interna subparalela; mientras que, los reflectores sísmicos correspondientes a la facie fs4 muestran media a alta amplitud, alta continuidad y frecuencia media en una configuración interna paralela.

Unidad 4 (U4)

Según el análisis de facies, la unidad 4 presenta similitudes respecto a la unidad 3. Ambas contienen a las facies sísmicas fs3 y fs4; no obstante, hacia el sureste, la unidad 4 también contiene a la facie sísmica fs5, que podría interpretarse como arenas gruesas en canales de la zona subtidal (Proust et al., 2016). Los reflectores sísmicos correspondientes a esta facie muestran media a alta amplitud, media a baja continuidad y frecuencia media en una configuración interna hummocky.

Unidad 5 (U5)

La unidad presenta un aumento en el espacio de acomodación hacia el noroeste ($B \rightarrow B'$); y además, hacia el tope se identifica una discordancia angular regional (Figura 4.1C). El análisis de facies indica que esta unidad contiene a las facies sísmicas fs6 y fs7. Los reflectores sísmicos correspondientes a la facie fs6 muestran muy alta amplitud, continuidad media y frecuencia alta en una configuración interna progradacional oblicua, que podrían interpretarse como un complejo de sedimentos usualmente depositados en entorno deltaico al margen de la plataforma, esto incluye a la planicie deltaica, frente de delta y procesos de prodelta (Sangree & Widmier, 1977). Así mismo, los reflectores sísmicos correspondientes a la facie fs7 muestran amplitud media, baja continuidad y frecuencia media en una configuración interna caótica, que podrían interpretarse como sedimentos transportados por gravedad y corrientes turbidíticas de alta energía en un marco de pendiente, según Sangree & Widmier (1977).

Unidad 6 (U6)

Es la primera unidad depositada encima de la discordancia angular regional. El análisis de facies indica que esta unidad contiene principalmente a la facie sísmica fs8, que podría interpretarse como sedimentos marinos depositados en la plataforma por corrientes

turbidíticas de baja energía y por el transporte de las olas (Sangree & Widmier, 1977). Los reflectores sísmicos correspondientes a esta facie muestran baja amplitud, alta continuidad y frecuencia media en una configuración interna paralela. Conjuntamente, a la base de la unidad se observan reflectores de alta amplitud, alta continuidad y frecuencia media en una configuración interna paralela, que podrían interpretarse como sedimentos de aguas poco profundas depositados principalmente por procesos de transporte de las olas (Sangree & Widmier, 1977).

Unidad 7 (U7)

Corresponde al conjunto de todos los sedimentos depositados sobre la unidad 6. Presenta similitudes respecto a la unidad 5 aunque no se realizó un análisis detallado de facies sísmicas para esta unidad debido a su poca extensión lateral en la zona de estudio.

4.2. Correlación entre unidades sísmicas y registro del pozo Borbón-1

Debido a que ninguno de los pozos en la zona de estudio contiene las curvas de registro sónico o checkshot, fue imposible generar sismogramas sintéticos. En su lugar, se realizó una correlación manual entre las unidades sísmicas y el registro del pozo Borbón-1, considerando las tendencias de las curvas de potencial espontáneo (SP) y resistividad (RT) con relación a las características reflectoras de

las diferentes unidades sísmicas. Adicionalmente, gracias a la información disponible que incluye la descripción del núcleo de perforación, se conocen los valores de profundidad para cada una de las formaciones encontradas por el pozo Borbón-1 (Tabla I). Los resultados de esta correlación permitieron datar las 6 superficies de discontinuidad propuestas en este estudio (Figura 4.2).

4.3. Superficies interpretadas en la sísmica

Los criterios utilizados para la selección de las distintas superficies a interpretar fueron: a) la edad asignada al horizonte sísmico (el mismo que corresponde al tope de una unidad sísmica) y b) la relevancia del evento estratigráfico registrado en la sísmica (por ej. una discordancia angular regional). Estos criterios permiten que los mapas isópacos generados a partir de la interpretación de horizontes sísmicos relevantes logren representar los estados evolutivos más importantes de la cuenca Borbón-Esmeraldas; es así como 4 horizontes fueron seleccionados, los mismos que se enlistan a continuación:

- Tope U1: Cretácico
- Tope U2: Eoceno
- Tope U4: Oligoceno
- Tope U5: Mioceno medio

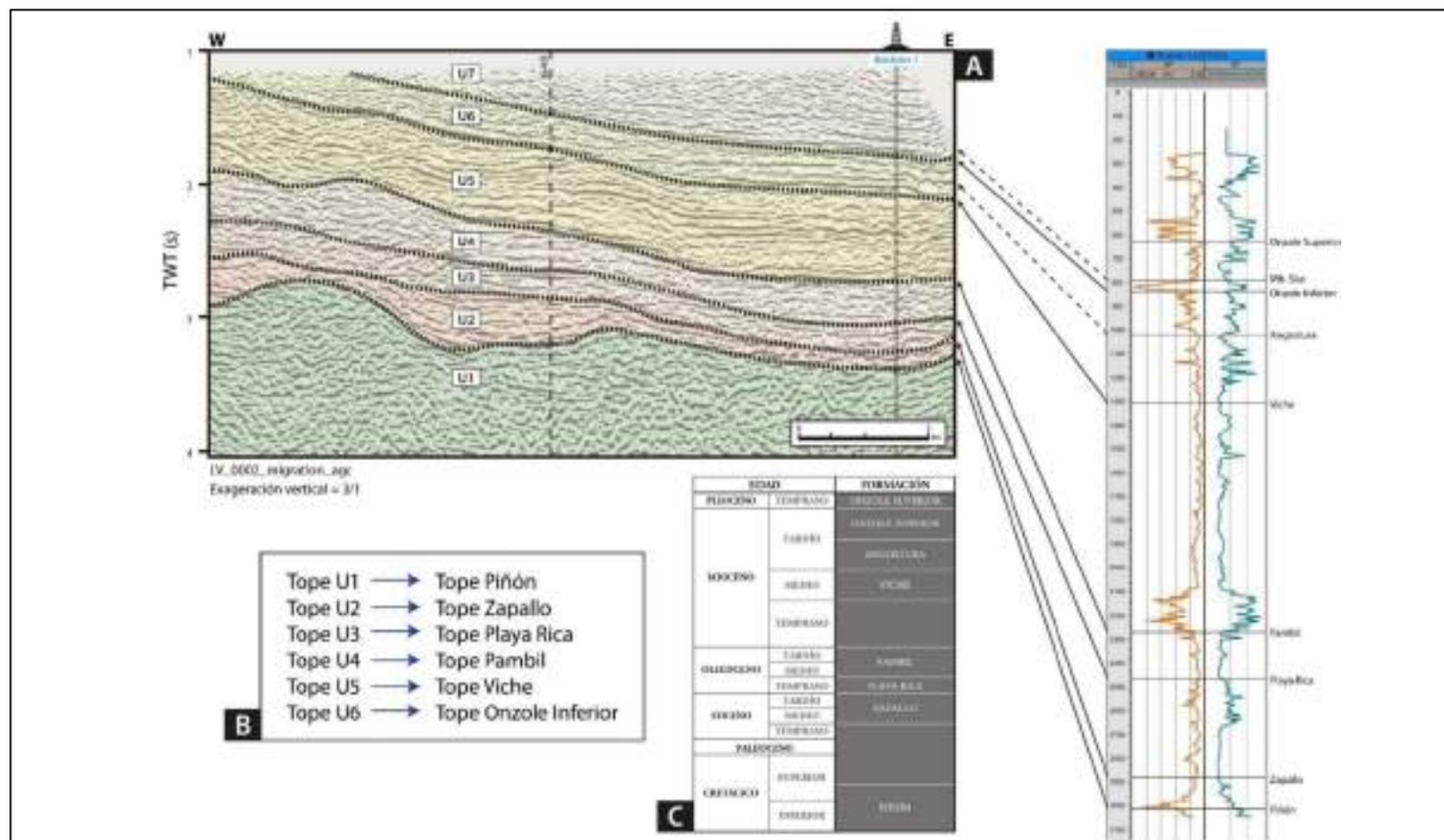


Figura 4. 2 A) Correlación entre unidades sísmicas y registro del pozo Borbón-1; B) Resultado de la correlación; C) Tabla cronoestratigráfica de las formaciones encontradas por el pozo Borbón-1 (Ordóñez et al., 2006).

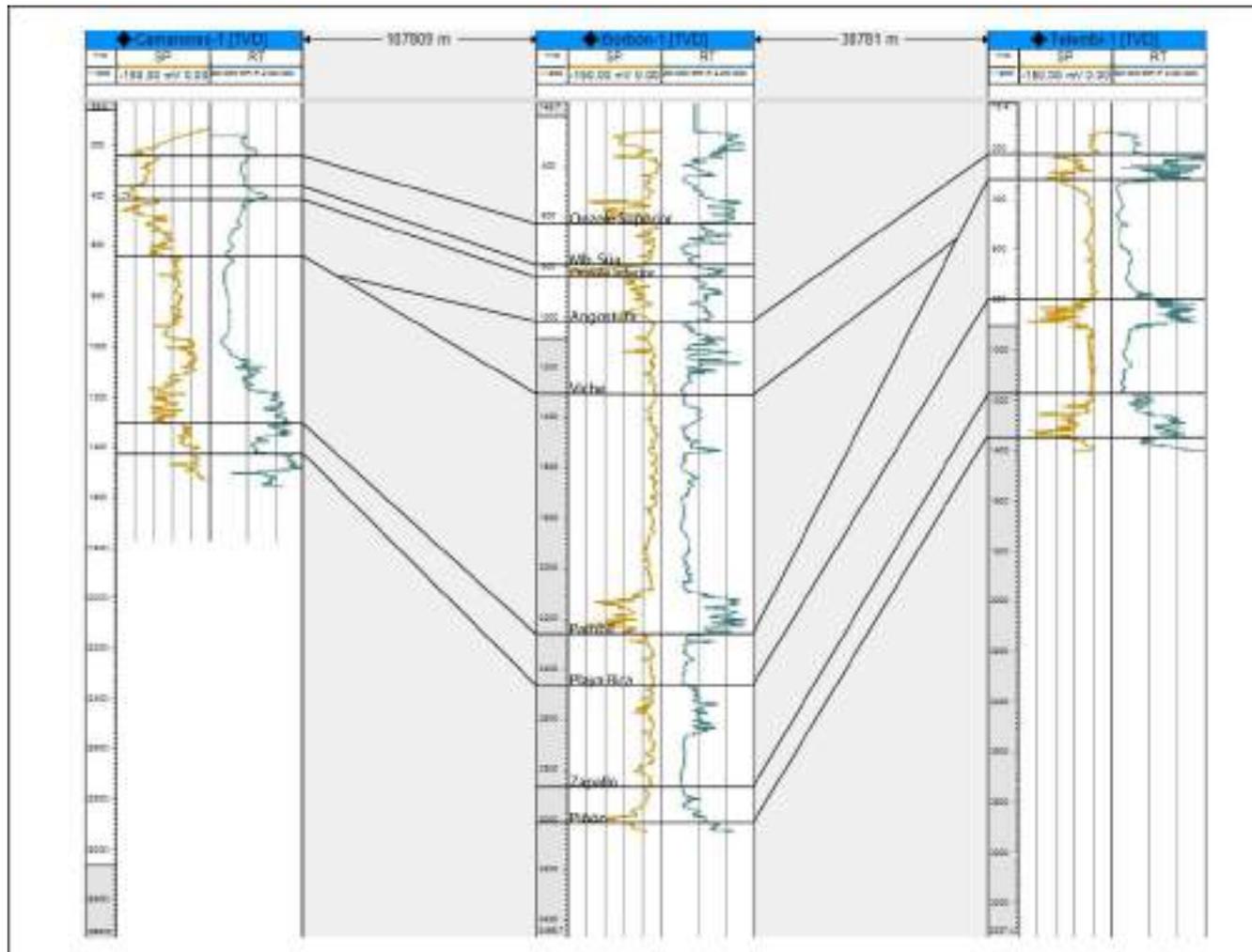


Figura 4. 3 Correlación de electrofacies entre los pozos Camarones-1, Borbón-1 y Telembí-1.

Luego de vincular la sísmica con los registros del pozo Borbón-1, se realizó la correlación de electrofacies con los pozos Camarones-1 y Telembí-1 (Figura 4.3), con la finalidad de observar el comportamiento de los espesores de las unidades estratigráficas y, además, mantener un control durante la interpretación sísmica. En su mayoría, el resultado de la correlación propuesta concuerda con los topes reportados en la descripción de los núcleos de perforación (Tabla I).

4.4. Mapa estructural del basamento acústico

El primer horizonte que se interpretó fue el basamento acústico y se generó un mapa estructural en tiempo doble de viaje, con el objetivo de visualizar los principales rasgos morfológicos; por ejemplo, el alto de Río Verde, ubicado en la parte centro-norte del mapa (Figura 4.4) y que se corresponde con lo publicado por Evans & Whittaker (1982) o lo que se observa en la carta geológica Esmeraldas y Punta Galera (1980) y el Mapa geológico de la margen costera ecuatoriana (2012).

Otros rasgos importantes son los cambios abruptos de pendiente en las curvas de nivel, que separan altos y bajos estructurales. Estos lineamientos fueron marcados como sectores en los que se podría encontrar fallas, sin embargo, con la interpretación sísmica se pudo corroborar algunos y descartar otros.

Este primer resultado se puede comparar con otros trabajos, tales como los mapas gravimétricos de anomalías de Bouguer elaborados por Feininger (1977) y Montenegro (2004), en donde las principales zonas de anomalías positivas y negativas concuerdan, respectivamente, con los altos y bajos del mapa estructural del basamento acústico.

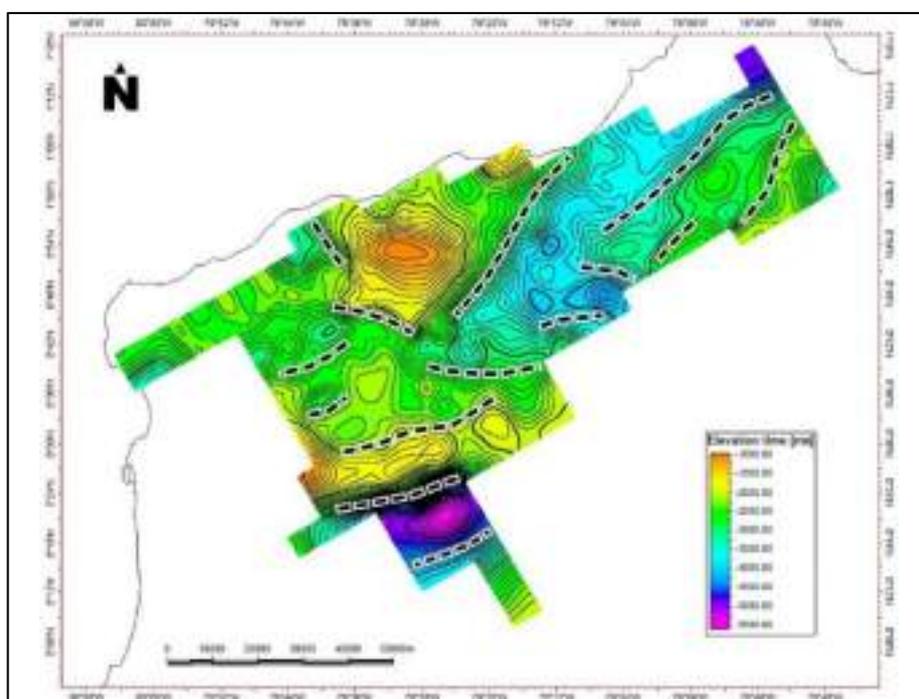


Figura 4. 4 Mapa estructural del basamento acústico. Líneas segmentadas indican cambios bruscos de pendiente. Líneas de contornos están espaciadas cada 100 unidades. (Anexo A)

4.5. Interpretación y análisis estructural

En la interpretación sísmica se obtuvieron un total de 30 fallas a lo largo de la zona de estudio, las cuales se han agrupado de la siguiente manera:

- Zona de falla principal (F6, F7, F9, F11, F12 y F13)
- Estructuras que controlan la cuenca Borbón (F16, F17, F18, F19, F20, F28 y F30)
- Estructuras que limitan el alto de Río Verde (F10, F15, F21, F22, F23, F24, F25, F26 y F27)
- Límite con la cuenca Manabí (F1 y F2) y estructuras asociadas (F3, F4 y F5)
- Otras estructuras (F8, F14, F29)

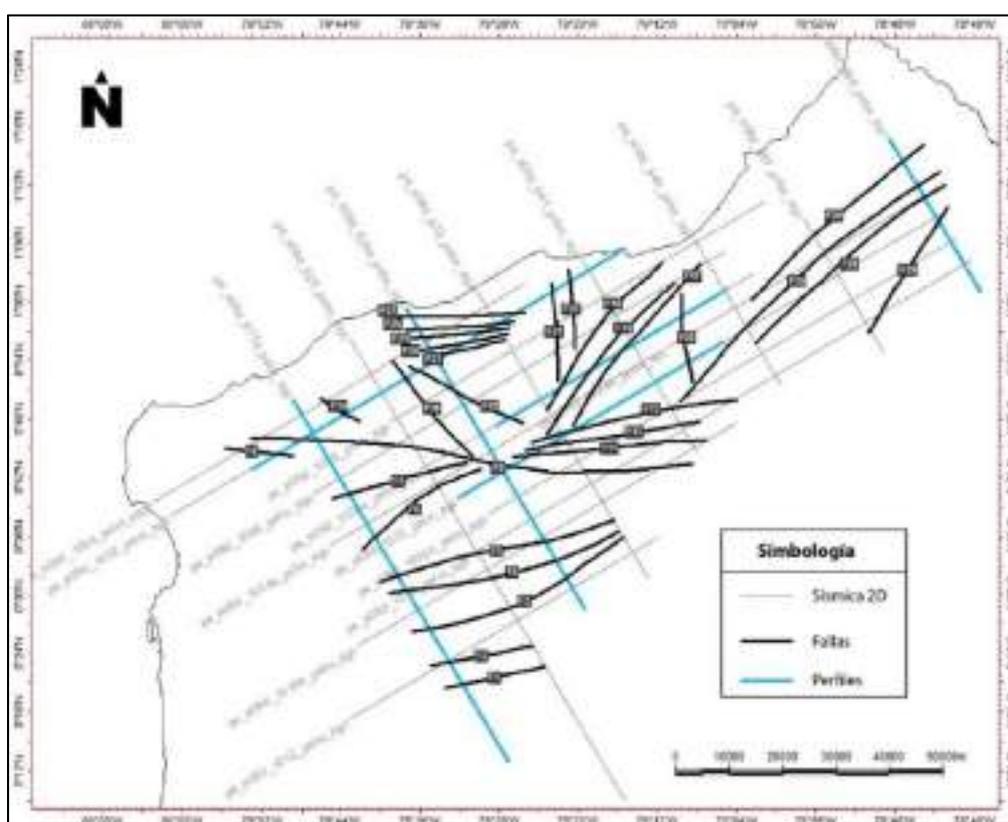


Figura 4. 5 Mapa de ubicación de las fallas interpretadas. En celeste, se indican los perfiles sísmicos elaborados para caracterizar las estructuras. Las fallas han sido enumeradas de sur a norte y de oeste a este (Anexo A).

Para trazar estas fallas se emplearon los topes de las unidades sísmicas más relevantes (U1, U2, U4 y U5) como guías para interpretar la deformación provocada por las mismas. Además, estos horizontes fueron mapeados con la finalidad de generar mapas isópacos.

A continuación, se describe cada una de las fallas en base a su desplazamiento, extensión y geometría, mediante los perfiles sísmicos indicados en la Figura 4.5. Cada perfil sísmico incluye la simbología de los desplazamientos verticales y laterales.

Zona principal de cizalla (F6, F7, F9, F11, F12 y F13)

La zona de falla principal (ZFP) está constituida por las fallas F6, F7, F9, F11, F12 y F13. Este grupo de estructuras tiene una alineación en dirección E-W, una extensión total de alrededor de 90 km y una profundidad promedio de 4 a 5 twts.

La Figura 4.6 muestra, en corte, las deformaciones y los desplazamientos que F6, F7 y F9 provocan en el extremo oeste de la ZFP. En primera instancia, se observa un fallamiento normal hacia el sureste en todas las estructuras del perfil, por lo que se podría pensar que se trata de fallas con desplazamiento únicamente vertical, sin embargo, dado que no se trata de un régimen netamente extensional, se debe realizar un análisis más detallado.

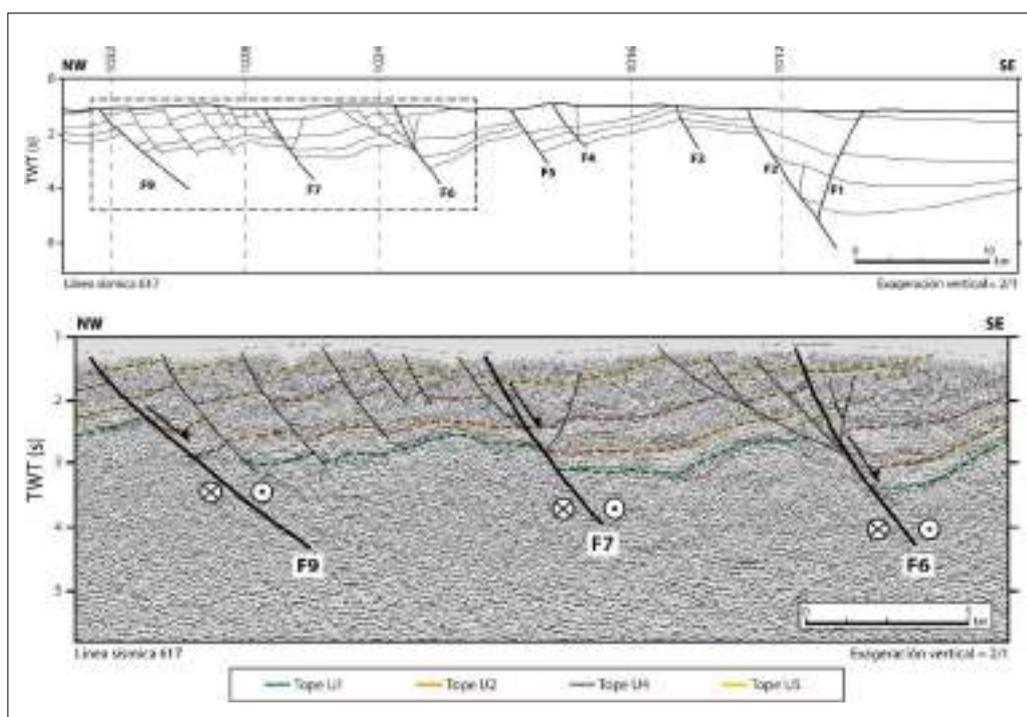


Figura 4. 6 Línea sísmica 617. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de las estructuras de la ZFP que se extienden hacia el oeste. (Anexo B)

Entre F7 y F9, ocurre una serie de fallas sintéticas, estrechas y de buzamiento moderado-alto (fault slices), propias de los estilos tipo wrench (Harding, 1990). Por otro lado, se nota un buzamiento relativamente bajo en F9, lo que podría interpretarse como fallas de crecimiento o growth faults (Harding & Lowell, 1979). Sin embargo, los plegamientos incompletos y las inversiones aparentes en algunos bloques respaldan el primer estilo. Además, F6 describe una típica estructura en flor negativa, como las que muestra Harding (1985). Estas estructuras controlan la sedimentación en la cuenca Esmeraldas.

Dado que la orientación de las líneas sísmicas no es perpendicular a la ZFP, fue necesario realizar varios cortes. La Figura 4.7 muestra en la parte central un gran desplazamiento entre el basamento y la cobertura sedimentaria, provocado por F9; al mismo tiempo, esta falla es la de mayor extensión en el sistema y, vista en planta (Figura 4.5), corta a F6, F7, F11, F12 y F13; es decir, F9 constituiría el eje principal de la ZFP (master fault), uno de los elementos distintivos de un estilo estructural tipo wrench (Harding, 1990).

Al noroeste de la ZFP se interpretaron 5 fallas normales, F23, F24, F25, F26 y F27, que forman parte del grupo que limita el alto de Río Verde; sin embargo, se las menciona en esta sección por estar vinculadas con el movimiento de la ZFP, particularmente con F9. Este grupo de fallas consta de profundidades de 2 a 3 twts y longitudes de 20 km en promedio.

Las fallas F23, F24, F25, F26 y F27, se alinean paralelamente, por lo que se interpretan como fallas normales en échelon, que pueden ocurrir en sistemas extensionales y tipo wrench (Harding & Lowell, 1979), pero dado que éstas desplazan considerablemente el basamento y la cobertura sedimentaria, y además, flanquean la ZPF, indicarían preferentemente un estilo tipo wrench (Harding et al, 1985).

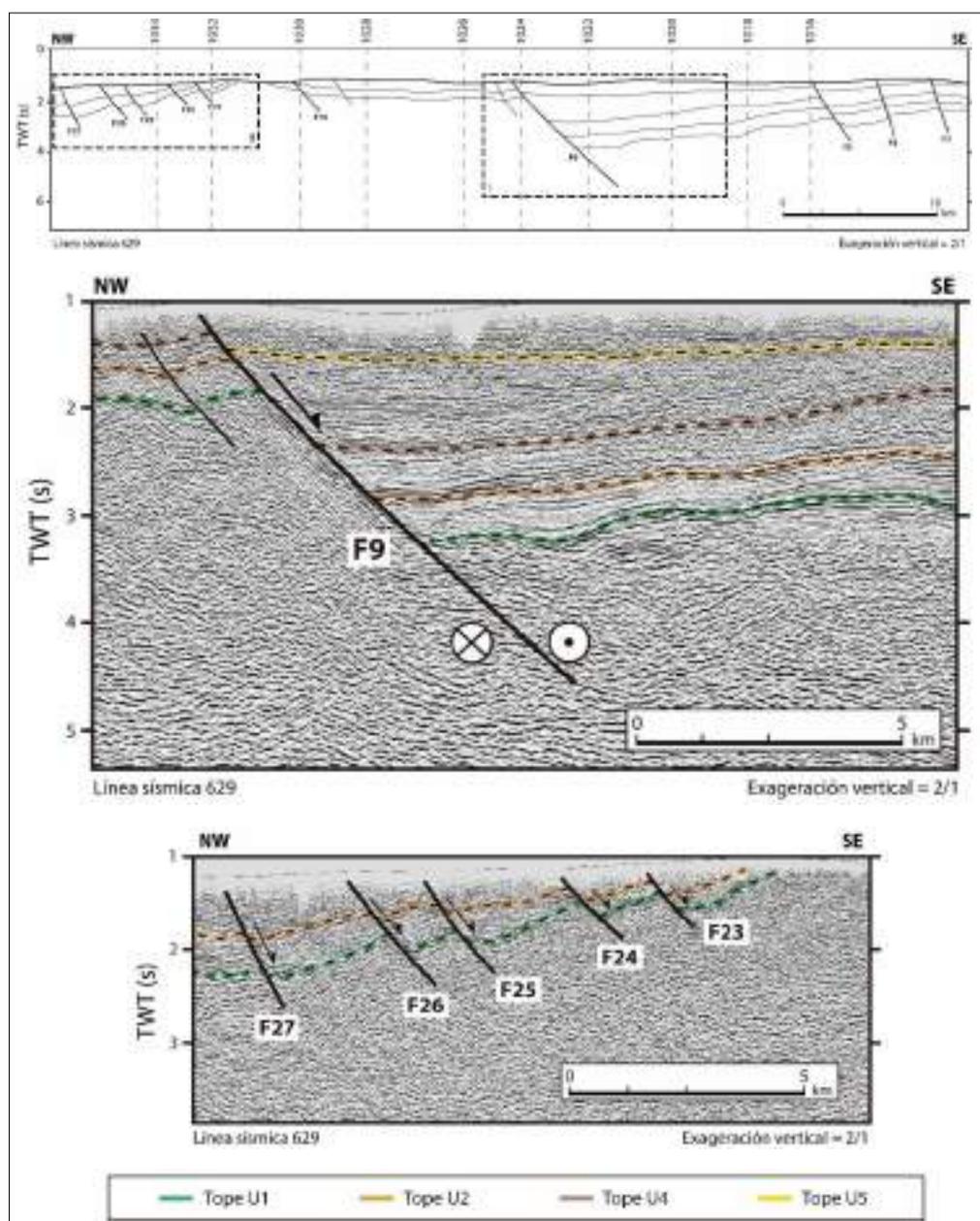


Figura 4. 7 Línea sísmica 629. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Centro: Acercamiento I del eje de la ZFP. Abajo: Acercamiento II de las fallas normales asociadas a la ZFP. (Anexo B)

Finalmente, en el grupo de fallas que conforman la ZPC, se encuentran F11, F12 y F13, las cuales controlan la parte sur de la cuenca Borbón (Figura 4.8). En éstas, es notoria la acción de fuerzas de tensión, que han afectado desde las unidades más antiguas hasta las más recientes, tanto en los bloques limitados por los planos de las tres estructuras principales como en otros que se encuentran hacia al noreste.

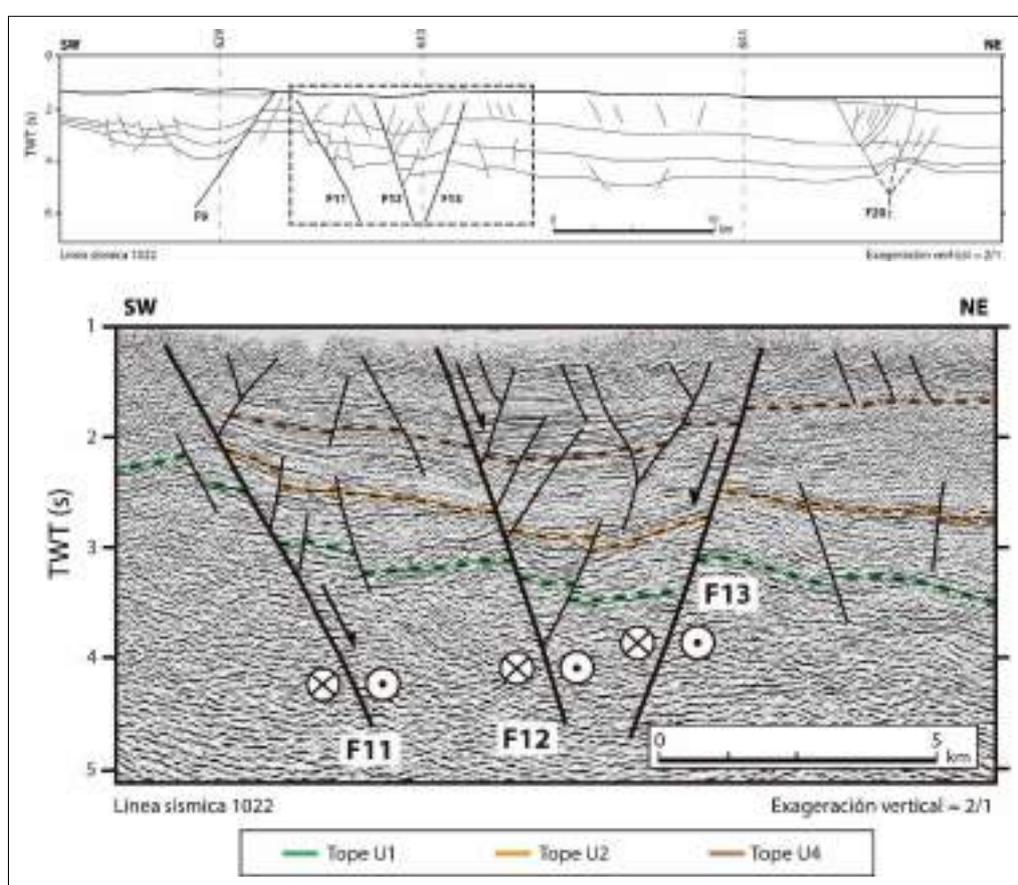


Figura 4. 8 Línea sísmica 1022. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de las fallas F11, F12 y F13, y fallas secundarias. (Anexo B)

A simple vista, estas estructuras tienen una geometría semejante a la de un graben extensional, no obstante, la aparente inversión en el desplazamiento vertical de algunos bloques no concuerda con esa idea. También es posible observar la tendencia de F11, F12 y F13 a profundizarse y converger. Esto último, es un indicador de que dichas fallas pudieron ser producidas por un movimiento de rumbo (Harding, 1990).

Estructuras que controlan la cuenca Borbón (F16, F17, F18, F19, F20 F28 y F30)

La cuenca Borbón tiene una morfología elongada en dirección SW-NE y constituye la parte más profunda de la zona de estudio. Se encuentra limitada al sur por la ZFP, al este por las fallas F19, F28 y F30, y al oeste por las fallas F16, F17 y F18; al norte no se ha identificado ninguna estructura que la limite, debido a la falta de datos sísmicos hacia donde se extiende la cuenca.

Las fallas F16, F17 y F18 (Figura 4.9) tienen una longitud promedio de 38 km y alcanzan profundidades que van desde 3 hasta 4 twts. Deforman principalmente las unidades más antiguas, aunque parecen afectar a las unidades más recientes por medio de reactivaciones.

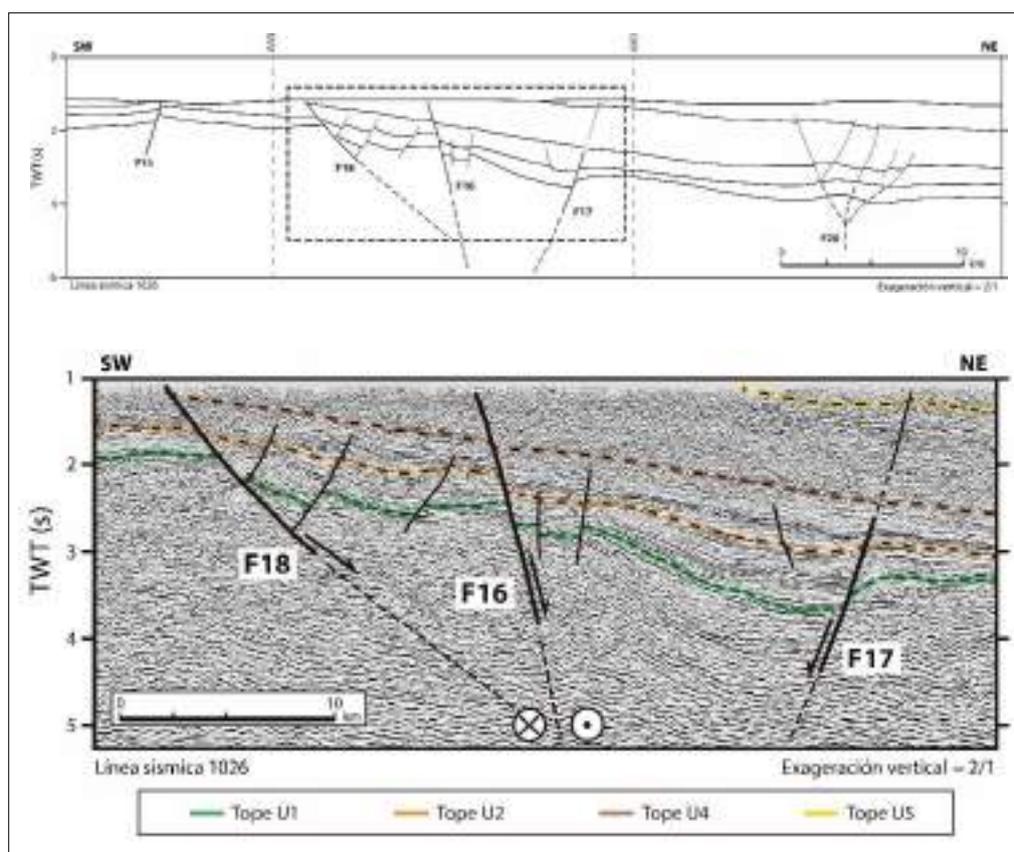


Figura 4. 9 Línea sísmica 1026. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de las fallas F16, F17 y F18, y fallas secundarias. (Anexo B)

Se observa un buzamiento moderado-bajo en F18 y fallas antitéticas sucesivas sobre ella, lo cual se asemeja a una falla de crecimiento; al mismo tiempo, la aparente subsidencia entre F16 y F17 no es muy distinta a la geometría de un graben. No obstante, estas ideas iniciales contrastan con los aparentes movimientos inversos de los bloques entre F16 y F17, y la aparente convergencia de los planos de falla en

profundidad, rasgos de las fallas de rumbo (Harding, 1990). Esta última observación no es muy clara, puesto que de la sísmica no alcanza una mayor profundidad.

Cabe recalcar que el ancho de las estructuras se encuentra exagerado, debido a la ubicación casi paralela del corte respecto a F16, F17 y F18; esto por la necesidad de observar la presencia de F20, que se explica más adelante.

Por otra parte, F19, F28 y F30 (Figura 4.10), son estructuras con desplazamiento predominantemente normal y características variables. F19 tiene una extensión de 66 km y una profundidad que llega a los 4.5 twts. F28 y F30 tienen una longitud aproximada de 46 km y profundidades de hasta 4 y 5 twts, respectivamente. F19 y F18 están asociadas a varias fallas sintéticas, estrechas y de alto buzamiento, en las que existe movimiento inverso de algunos bloques, lo cual sería un rasgo de un movimiento de rumbo (Harding, 1990). Mientras que F30 afecta únicamente las capas más antiguas y posee el mayor desplazamiento vertical. Ya que F30 se sitúa en el extremo norte de la zona de estudio, donde la cuenca Borbón limita con la cuenca Tumaco, podría estar influenciada por algún otro elemento fuera del alcance de los datos disponibles, por lo que no se puede caracterizar de manera concluyente.

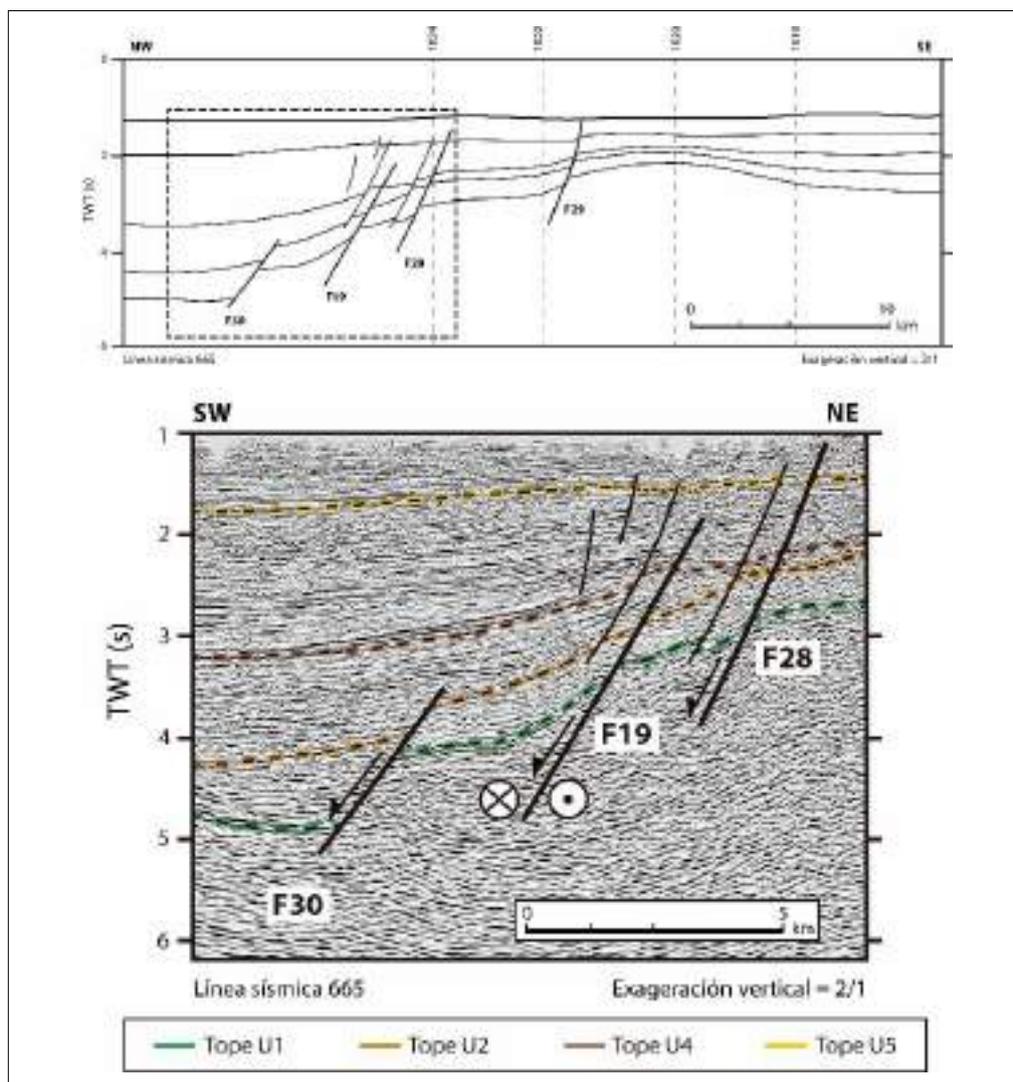


Figura 4. 10 Línea sísmica 1026. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de las fallas F19, F28 y F30, y fallas secundarias. (Anexo B)

A continuación, se caracteriza una estructura interesante que conecta los límites este y oeste de la cuenca Borbón (Figura 4.11). Se trata de la falla F20, la cual indica haber tenido carácter compresivo en un inicio y posteriormente carácter extensional, ya que las unidades bajo los

topes de U1 y U2 se encuentran plegadas, mientras que las unidades bajo los topes de U4 y U5 se ven afectadas por fallamiento normal. Esta característica se repite a lo largo de la estructura, tal como se observa en el bosquejo de la Figura 4.9. La deformación de los primeros niveles podría catalogarse como un cabalgamiento, pero, al no distinguirse un rasgo determinante por debajo de 4 twts, la interpretación es ambigua.

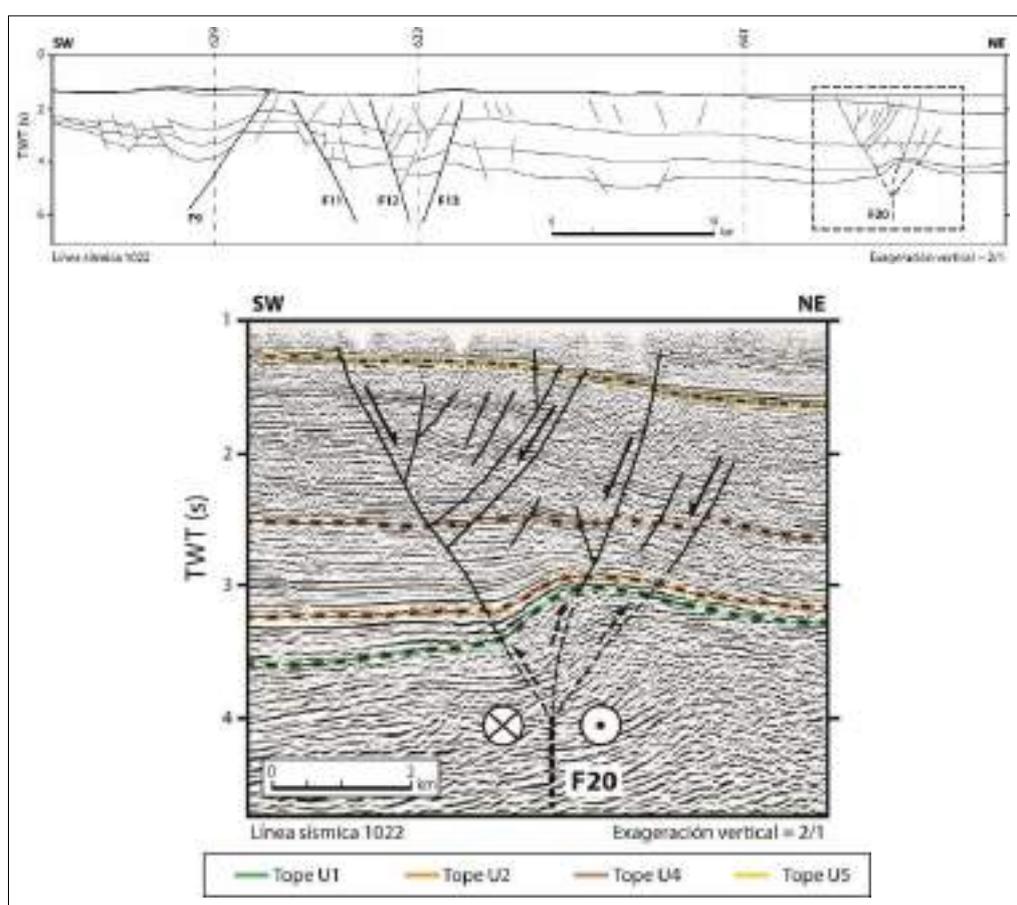


Figura 4. 11 Línea sísmica 1022. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Abajo: Acercamiento de la falla F20 y su cambio de estilo de deformación. (Anexo B)

Ahora bien, el movimiento relativo de los bloques puede cambiar de un nivel estructural a otro cuando se trata de fallas de rumbo; esto ocurre como un mecanismo para acomodar esfuerzos (Christie-Blick & Biddle, 1985; Harding et al., 1985; Royden, 1985). Esta sería una explicación válida para los dos estilos que presenta F20, tomando en cuenta que, su geometría por encima de U2 es claramente la de una estructura en flor negativa, y que, además, estaría conectando los esfuerzos producidos por los límites este y oeste de la cuenca Borbón. En los niveles inferiores a U2 se infieren los planos de falla, ya que probablemente la energía reflejada ha sido dispersada por la complejidad de la estructura.

Estructuras que limitan el alto de Río Verde (F10, F15, F21, F22, F23, F24, F25, F26 y F27)

El alto de Río Verde se encuentra limitado al norte por el conjunto de fallas normales F23, F24, F25, F26 y F27; al sur por la ZFP; al oeste por las Fallas F10 y F15; y al este por las fallas F21 y F22. Anteriormente, se describieron las fallas F23, F24, F25, F26 y F27 y su relación con la ZFP, por lo que ahora se explicarán los otros límites del alto.

En primer lugar, se tiene una estructura importante, F10, que describe una flor negativa (Figura 4.12), de extensión considerable y arquitectura

bien definida. Hasta ahora se han interpretado otras dos estructuras similares (F16-F17-F18 y F20), por lo que es natural pensar en un estilo estructural tipo wrench como la opción más factible para el resultado de este trabajo; no obstante, esta clase de estructuras no está presente en todas las zonas sujetas a este estilo (Harding, 1985), en consecuencia, aún es necesario pensar en estilos alternativos.

Junto a F10, se sitúa F15, una estructura de aproximadamente 25 km de longitud, la cual tiene un desplazamiento menor, sin embargo, limita de forma clara la parte más superficial del alto (Figura 4.4).

Mientras tanto, al noreste del perfil, se distinguen F21 y F22, estructuras con desplazamiento normal, de una extensión de alrededor de 18 km y profundidades entre 3 y 4 twts. En las vecindades de estas dos estructuras ocurren estrechas fallas sintéticas y antitéticas, las mismas que son locales y en algunos casos presentan inversiones en el movimiento relativo de los bloques. Por consiguiente, F21 y F22 podrían tener componente de rumbo, e incluso tratarse de ramales de las estructuras que limitan el oeste de la cuenca Borbón, pero, dada la carencia de otros elementos que permitan discernir, no es un rasgo definitivo.

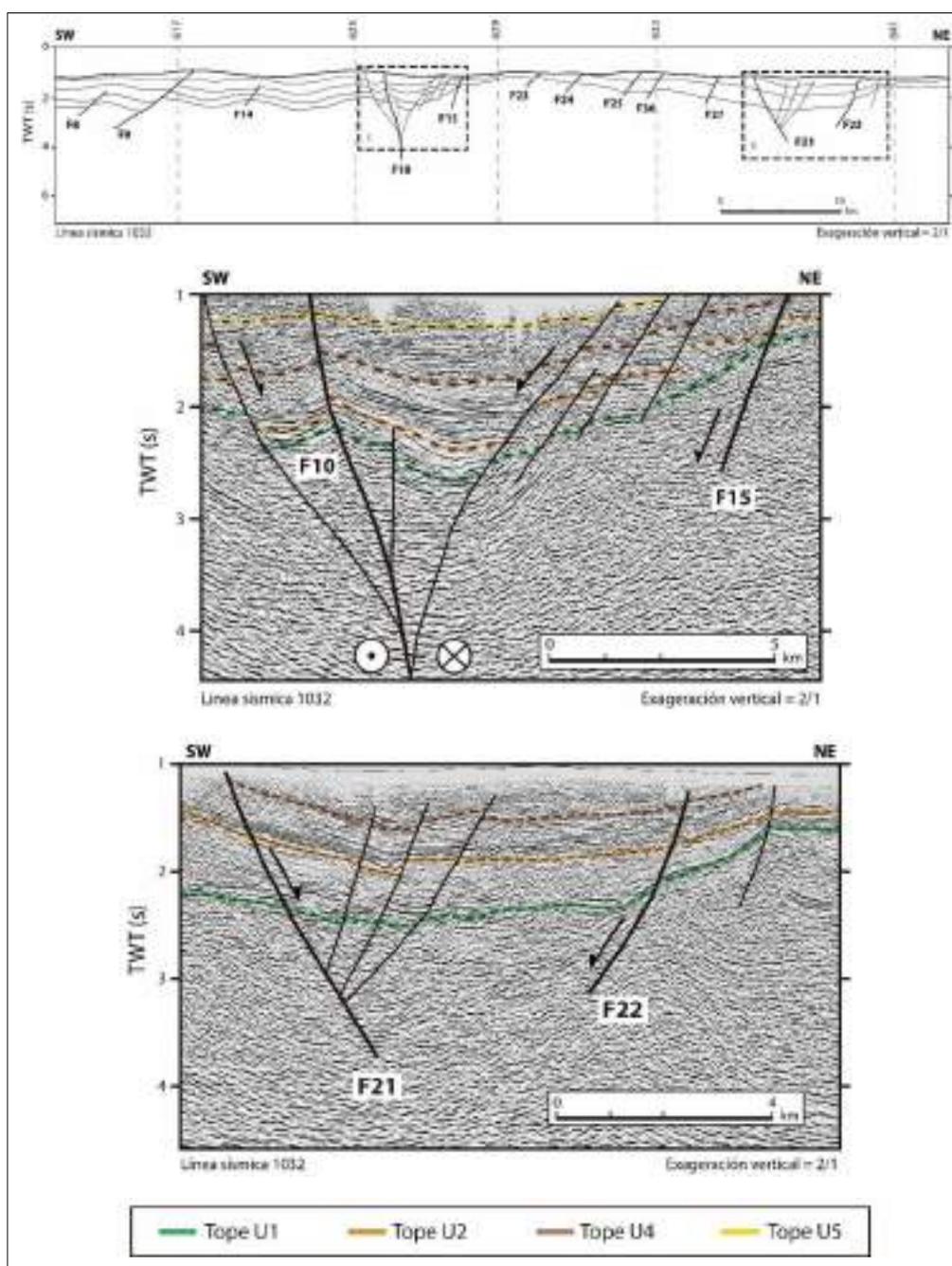


Figura 4. 12 Línea sísmica 1032. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Centro: Acercamiento I de las fallas F10 y F15, y fallas secundarias. Abajo: Acercamiento II de las fallas F21 y F22, y fallas secundarias. (Anexo B)

Límite con la cuenca Manabí (F1 y F2)

Hacia el sur de la zona de estudio, se encuentra la estructura de mayor desplazamiento vertical, la falla F2, y una falla antitética a ésta, la falla F1 (Figura 4.13). Estas estructuras tienen un rumbo SWW-NEE y se logró mapear aproximadamente 20 km de su longitud, que, dada la magnitud de su deformación, debería ser mucho mayor; no obstante, el conjunto de datos disponibles no abarca las zonas contiguas donde se esperaría su prolongación.

La falla F2 es una estructura alineada, muy profunda, con desplazamiento normal abrupto y que separa ampliamente el contacto entre el basamento y las capas sedimentarias. Además, se nota como las fallas F3, F4 y F5 flanquean a F2, tanto en corte como en planta (Figura 4.5). Estos son patrones análogos a los de F9, por ende, se trataría del eje de otra zona con estilo wrench, según los criterios de Harding (1990) y Harding et al. (1985).

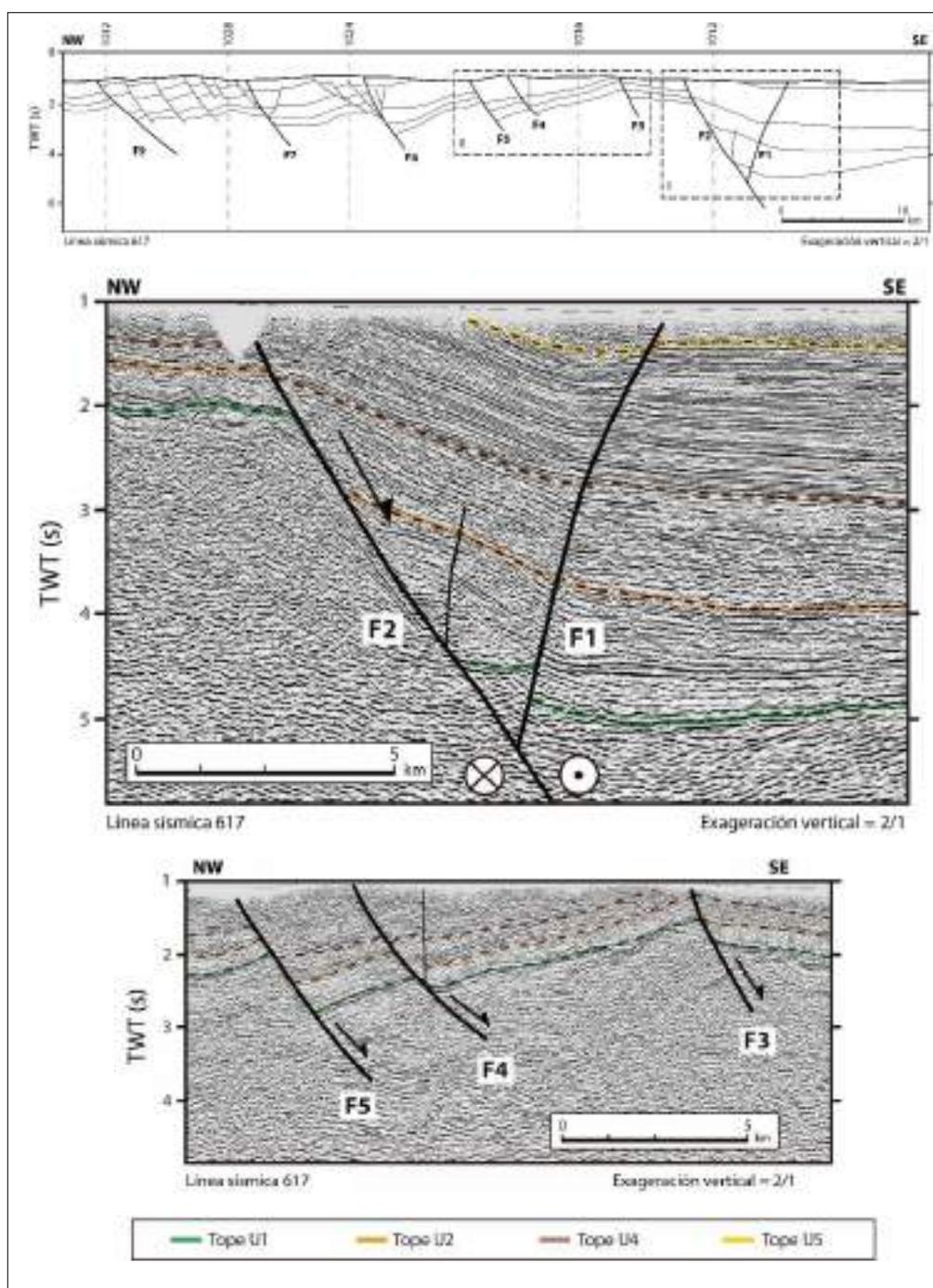


Figura 4. 13 Línea sísmica 617. La ubicación se muestra en la Figura 4.5. Arriba: Bosquejo del corte geológico. Las líneas verticales segmentadas representan las líneas sísmicas que intersecan. Centro: Acercamiento I de las fallas F1 y F2. Abajo: Acercamiento II de las fallas F3, F4 y F5. (Anexo B)

Otras estructuras (F8, F14, F29)

Para completar la descripción de las estructuras interpretadas en la zona de estudio, se debe mencionar que existen tres fallas, F8, F14 y F29, que no poseen suficientes elementos para caracterizarlas de forma completa. F8 y F14 tienen una longitud promedio de 9 km, sin embargo, podrían extenderse hacia el noroeste, donde no hay datos disponibles. F29 es una falla de importante longitud (26 km) y profundidad (3.5 twts), que actúa en solitario; además se encuentra limitando una zona alta del basamento hacia el noreste, cercana a las primeras estribaciones de la cordillera de los Andes (Figura 4.4). Estas fallas tienen desplazamiento normal y tienden a ser paralelas a las estructuras principales, por lo que no se descartaría la posibilidad de que estén asociadas a ellas.

4.6. Mapas isópacos

Fueron generados un total de tres mapas isópacos a partir de la interpretación de los cuatro horizontes claves seleccionados (Figura 4.2).

El mapa A muestra una depositación considerablemente uniforme en casi toda la zona de estudio. Al sur de la cuenca Borbón se diferencian dos depocentros que parecen obedecer al rumbo de la ZFP lo cual sugiere que este conjunto de fallas controló el espacio de acomodación

para que se depositen sedimentos con un espesor de hasta 1500 m; por consiguiente, la ZFP ya se encontraba activa durante el Eoceno. Al mismo tiempo, otro rasgo importante es que durante esta época se empezaba a profundizar la cuenca Manabí al sur de nuestra zona de estudio.

El mapa B muestra un depocentro más desarrollado en la zona de la cuenca Borbón; en este sentido, se observa que los sedimentos más jóvenes tienden a depositarse hacia el noreste. Además, se empiezan a diferenciar sectores altos en los cuales el espesor de la columna de sedimentos depositados no supera los 500 m. En este mapa se nota claramente una sectorización debido a que la cuenca Esmeraldas correspondería a una zona relativamente alta respecto a la cuenca Borbón.

El mapa C muestra un completo desarrollo de la cuenca Borbón, la cual adopta una forma elongada bastante similar a la que tiene actualmente. Por otro lado, los sectores altos de la zona de estudio se encuentran claramente identificados con colores que van desde amarillo hasta verde, los mismos que corresponden a bajos valores de espesor de sedimentos. Así mismo, no existen datos para mostrar en sectores como el alto de Río Verde donde, según nuestra interpretación, estaría aflorando el basamento. Es importante señalar que en ninguno de los mapas se muestran espesores en ese sector; mientras que, algo similar

ocurre en una zona alta que se encuentra inmediatamente al norte de la cuenca Manabí, ya que no presenta valores en el mapa C, lo cual podría significar que se encuentren aflorando sedimentos del Oligoceno. Además, en la cuenca Esmeraldas se han empezado a desarrollar pequeños depocentros que podrían estar siendo controlados por algunas fallas de la ZFP. Para finalizar, este mapa muestra que los mayores espesores fueron depositados en la cuenca Manabí entre el Oligoceno y Mioceno medio, periodo en el cual se alcanzaron valores de hasta 3000 m; aunque, debido a que los datos usados en este estudio sólo cubren una pequeña parte al norte de la cuenca Manabí, podemos suponer que se profundizó mucho más hacia el sur del Ecuador.

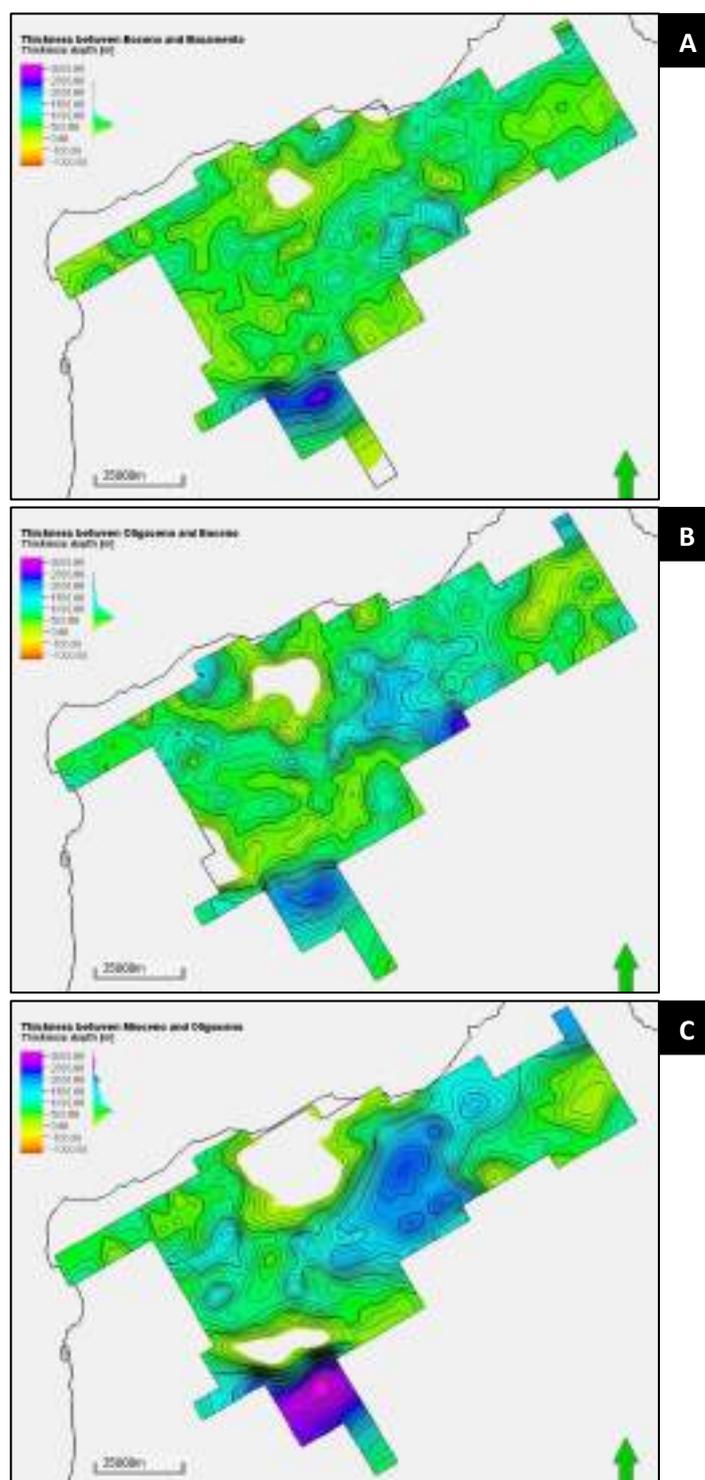


Figura 4. 14 Mapas isópacos A) Eoceno-Cretácico; B) Oligoceno-Eoceno; C) Mioceno medio-Oligoceno. (Anexo C)

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN

5.1. Comparación con estructuras documentadas

Según Sylvester (1988), la característica más distintiva de una falla de rumbo es su linealidad topográfica y estructural extrema a lo largo de grandes distancias; sin embargo, la identificación de éstas se encuentra restringida por la erosión. En consecuencia, es importante complementar los resultados derivados de datos del subsuelo, con datos de superficie. No obstante, el presente proyecto no tuvo como alcance la realización de visitas de campo, por lo que, a continuación, se comparan algunos de los resultados descritos en el capítulo 4 con otros trabajos efectuados en la zona de estudio.

La ZFP se caracterizó con un rumbo E-W que coincide con el de la falla Tanigüe (Figura 5.1), que Reyes & Michaud (2012) catalogan como el límite de cuencas sedimentarias profundas; tal como ocurre con la ZFP respecto a la cuenca Borbón-Esmeraldas. A partir de esto, se podría pensar que la falla principal F9 es aquella que se grafica en el mapa, pero, su rumbo difiere moderadamente. Por otro lado, Reyes (2013) considera que la falla Tanigüe tuvo un rol relevante durante la formación de la cuenca, pero que actualmente no se refleja en una expresión topográfica notoria; esto concuerda con el hecho de que Eguez et al. (2003) no la ubiquen entre las fallas cuaternarias del Ecuador (Figura 5.2).

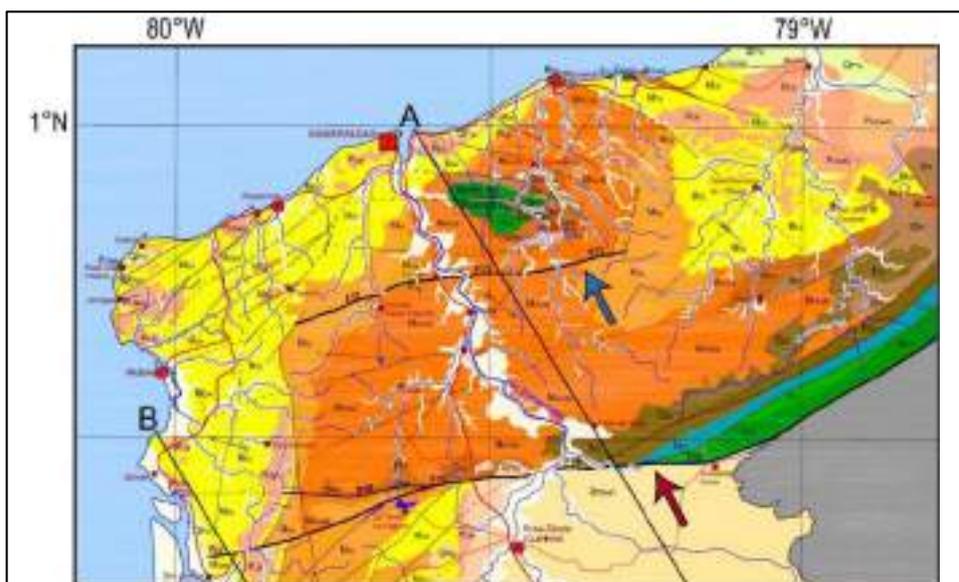


Figura 5. 1 Extracto del Mapa geológico de la margen costera ecuatoriana, correspondiente a la zona de estudio. Las flechas azul y roja indican las fallas Tanigüe (F11) y Canandé (F10), respectivamente.

Fuente: Reyes, P., Michaud, F., 2012.

Otra estructura que ha sido documentada es F2, aquella que limita la cuenca Borbón-Esmeraldas con la cuenca Manabí. Se trataría de la falla Canandé (Figura 5.1), la cual tiene una dirección E-W a lo largo de 90 km y pone en contacto las rocas del Cretácico-Mioceno con las del Plio-Cuaternario, siendo considerada el límite norte del sistema de fallas de Jama (Reyes, 2013); esto concierne con las características de F2, la misma que se describe como el eje de una zona de fallas de rumbo en el capítulo anterior. A diferencia de la falla Tanigüe, la falla Canandé sí presenta evidencias en superficie (Figura 5.2), por lo que Eguez et al. (2003) la representan como una falla dextral que afecta los sedimentos

cuaternarios. Por último, se debe señalar que otros autores (Baldock & Longo, 1982; Cediél et al., 2003; Collot et al., 2004; Deniaud, 2000; Luzieux et al., 2006; Zamora & Litherland, 1993) también hacen referencia al sistema de fallas de rumbo en el que estaría implicada F2, denominándolo mayormente como Jama-Quinindé y asignándole un movimiento de tipo dextral.

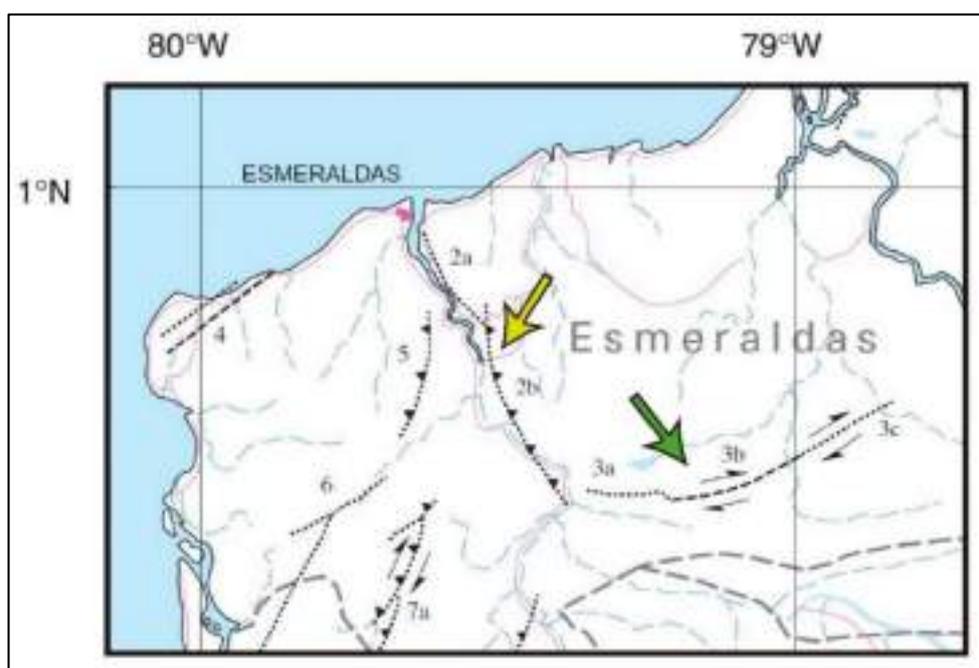


Figura 5. 2 Extracto del Mapa de fallas y pliegues cuaternarios de Ecuador y regiones oceánicas adyacentes, correspondiente a la zona de estudio. Las flechas amarilla y verde indican las secciones de las fallas Esmeraldas (2a, 2b) y Canandé (3a, 3b, 3c).

Fuente: Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M. N., Costa, C., Dart, R. L., 2003.

Además de las dos estructuras anteriores, se observa una importante alineación de la falla F10 con el cauce del río Esmeraldas, tal como la

falla Esmeraldas que reportan Baldock & Longo (1982), Zamora & Litherland (1993) y Deniaud (2000). A pesar no se incluye en el Mapa geológico de la margen costera ecuatoriana, esta estructura afectaría a los sedimentos más recientes con un desplazamiento sinestral (Eguez et al., 2003) y se extendería costa afuera (Collot et al., 2004; Marcaillou & Collot, 2008) controlando el cañón Esmeraldas (Figura 5.3).

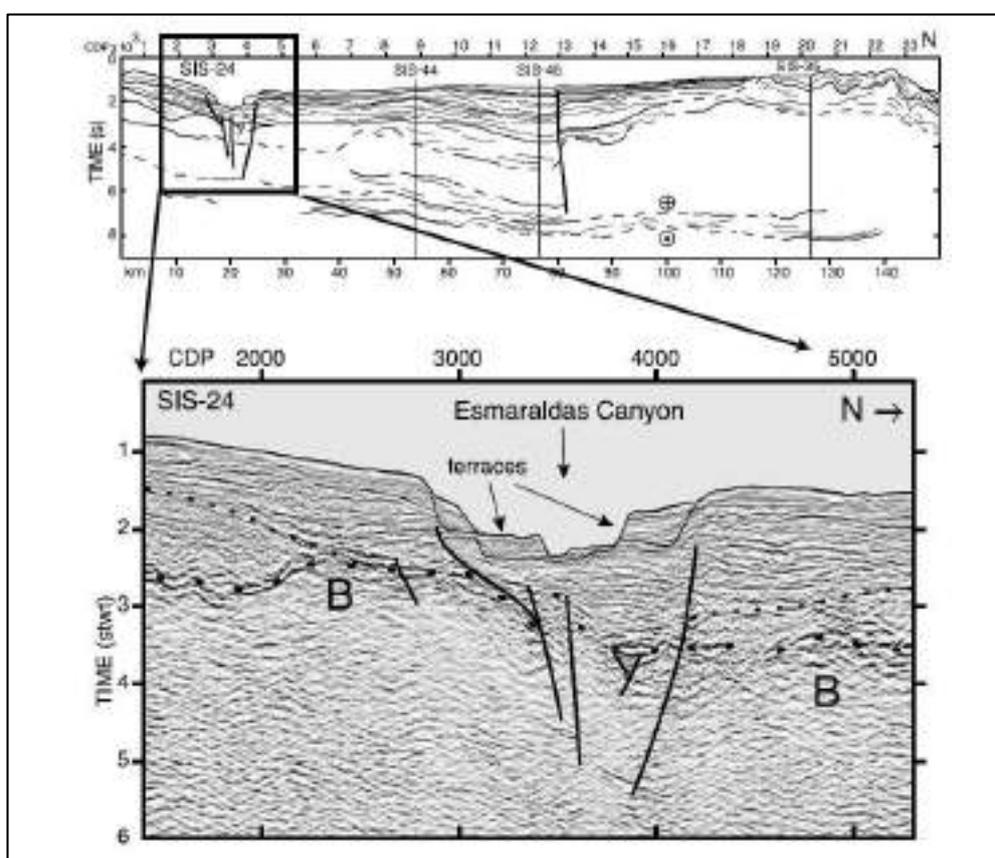


Figura 5. 3 Interpretación de una estructura en flor negativa en la línea sísmica SIS-24, la cual se haya transversal al cañón de Esmeraldas y paralela a la línea 617 mostrada en el capítulo 4.

Fuente: Collot, Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M., George Spence, G., 2004.

Por último, al noroeste de la zona de estudio se sitúa un área que no ha sido estudiada totalmente, se trata de Punta Galera, donde se ha indicado la existencia de algunas fallas con orientación SW-NE (Pedoja et al., 2006; Reyes & Michaud, 2012), que tendrían incidencia en los sedimentos superficiales mediante un desplazamiento dextral (Eguez et al., 2003) y se prolongarían costa afuera reflejadas en una estructura en flor negativa (Martillo, 2016; Michaud et al., 2015). Este sector se encuentra al oeste de la ZFP, exactamente en dirección de F9, por lo que sería prudente analizar si existe alguna relación; lamentablemente, los datos disponibles no abarcan Punta Galera y las dos líneas más cercanas no muestran estructuras claras que puedan ser contrastadas con las que se reportan en el sitio.

5.2. Caracterización de la cuenca Borbón-Esmeraldas

5.2.1. Estilo estructural

En el capítulo anterior, se caracterizaron las estructuras interpretadas en la zona de estudio y se mencionaron algunos estilos estructurales posibles. Para poder determinar el estilo estructural más apropiado, a continuación, se recapitulan los rasgos más sobresalientes del sistema de fallas:

- 1) Zona de falla principal; con una falla extensa, alineada y profunda como eje principal, que buza abruptamente y desplaza el contacto del basamento y las capas sedimentarias
- 2) Plegamientos incompletos a lo largo de las fallas principales de alto ángulo
- 3) Porciones de fallas sucesivas (faults slices) con buzamiento relativamente alto
- 4) Zonas de estructuras en flor (en este caso negativa)
- 5) Inversión en el desplazamiento vertical de los bloques en gran parte de las estructuras
- 6) Estructuras en échelon que se encuentren flanqueando las fallas principales

Estos 6 rasgos concuerdan con aquellos que emplean Harding & Lowell (1979), Harding (1985), Harding et al. (1985) y Harding (1990) para definir un estilo estructural tipo wrench.

El sistema de fallas carece de una característica que también mencionan los autores: cambios en la dirección de buzamiento en las estructuras principales. Sin embargo, son ellos mismos quienes afirman que la ausencia de alguna de las características no necesariamente invalida la identificación, así como la sola presencia de otra no puede aseverarla. En este caso, se trata de

un solo rasgo ausente versus seis rasgos que apoyan la idea de un estilo tipo wrench.

Para validar la interpretación, durante el análisis también se consideraron estilos alternativos tales como growth faults o grabens extensionales, pero éstos no corresponden al entorno de la zona en estudio, ya que aunque existan estructuras que evidencien combinaciones de esfuerzos y movimientos, éstas siempre obedecerán a la tectónica regional (Harding, 1990).

5.2.2. Evidencias de la convergencia oblicua

El margen ecuatoriano se ha mantenido condicionado bajo un marco de convergencia oblicua; sin embargo, la tendencia de movimiento de la placa subductora no ha sido constante a lo largo del tiempo geológico. Debido a esto y con la finalidad de representar la deformación de las cuencas de antearco estudiadas a través de un modelo esquematizado, se realizan las siguientes observaciones en la zona de estudio: a) los reflectores conservan terminaciones onlap, contra algunas de las fallas strike-slip caracterizadas (Figuras 4.7 y 4.13) y, b) los depocentros mantienen espesores similares durante las épocas de Eoceno y Oligoceno (Figura 4.14A-B).

Cabe resaltar que durante el Mioceno temprano y medio, los depocentros son mayores en las zonas de subsidencia, pero se mantiene el comportamiento de los reflectores. Gracias a estas particularidades, podemos comprobar que las cuencas de antearco Borbón y Manabí encajan en el modelo de estilo de deformación strike-slip propuesto por Noda (2017) (Figura 5.4).

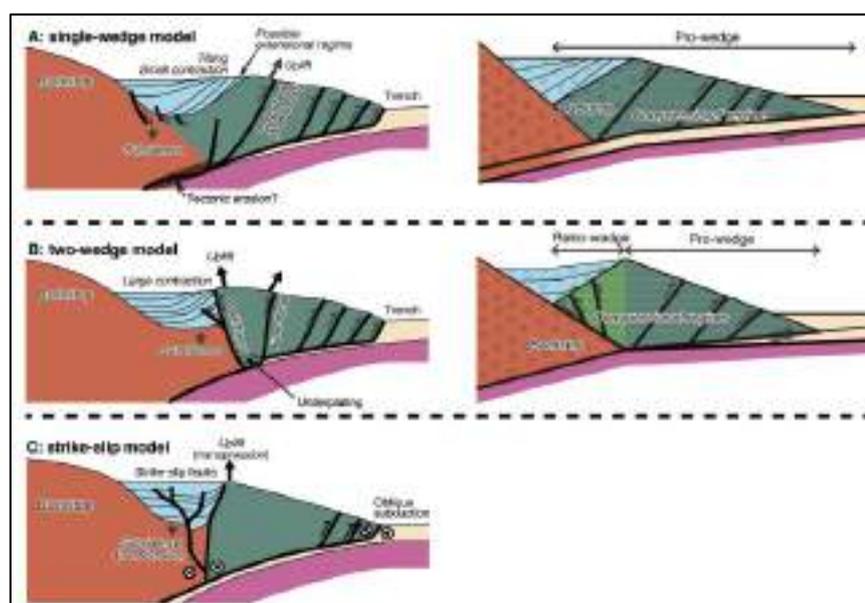


Figura 5. 4 Modelos esquemáticos de estilos de deformación en cuencas de antearco.

Fuente: Noda, A., 2017.

5.2.3. Cuenca Borbón: Cuenca transpresional

Las cuencas sedimentarias comúnmente se desarrollan en lugares donde la cinemática de falla es divergente con respecto al vector de la placa a lo largo de las fallas strike-slip.

La característica estratigráfica más distintiva de este tipo de cuencas es el gran espesor de las secuencias sedimentarias en relación con el área que ocupa la cuenca. Esto sucede debido a que el desarrollo de la cuenca está condicionado a las fallas strike-slip que se encontraban activas durante la depositación (Crowell, 1982).

Noda (2013) clasifica a las cuencas strike-slip en cuatro tipos: cuencas 'fault-bend', cuencas 'stepover', cuencas en terminación de falla y cuencas transpresionales.

Las cuencas transpresionales tienden a desarrollarse a lo largo de márgenes convergentes con subducción oblicua donde la subsidencia resulta del pandeo de la corteza del bloque colgante. La cuenca Borbón es una cuenca de antearco en forma de cuña, que puede corresponder a un ejemplo de cuenca transpresional. Las fallas que controlan la cuenca son de tipo dextral acompañadas de un alto externo flanqueado por fallas en échelon. El levantamiento transpresional genera el alto externo y puede ser el responsable de la subsidencia del lado opuesto al alto.

5.3. Evolución de la cuenca Borbón-Esmeraldas

5.3.1. Historia de depositación

El análisis de facies de la primera unidad sísmica de la cubierta sedimentaria (U2) indica que esta unidad fue depositada durante un periodo sintectónico, evidencia de esto son los rasgos en la configuración interna de las facies que muestran patrones divergentes (fs2) respecto al plegamiento presente en la zona cerca del pozo Borbón-1. En otras palabras, el pandeo de la corteza del bloque colgante ya se encontraba activo durante el Eoceno. Las siguientes unidades sísmicas (U3-U4) poseen características reflectoras similares con configuraciones internas paralelas, subparalelas y hummocky (fs3-4-5) y variados niveles de amplitud y continuidad, por lo cual se establece que la energía era variable durante la depositación de ambas unidades. Conjuntamente, la interpretación de la génesis de facies sísmicas similares posiciona a estas unidades en un marco de plataforma.

A partir del tope de la unidad sísmica U4, que según el resultado de la correlación manual realizada entre unidades sísmicas y el registro del pozo Borbón-1 correspondería al tope de la formación Pambil, se empieza a generar un depocentro ($B \rightarrow B'$) (Figura 4.1C) lo cual pudo ser provocado por un aumento en el espacio de acomodación producto de un cambio importante en la

convergencia de placas. Si la hipótesis es correcta, este cambio tuvo lugar a partir del Oligoceno y también se encontraría relacionado con el desarrollo del alto externo de Río Verde.

Siguiendo con la secuencia estratigráfica, la unidad sísmica U5 estaría constituida por las facies sísmicas fs6 con una configuración interna progradacional oblicua y fs7 con una configuración caótica. Estudios de la fs6 en deltas y frente de deltas comúnmente indican que pudo ser depositada cuando el nivel del mar subía lentamente; aunque, cuando los patrones sísmicos ocurren al margen de la plataforma, la facie podría ser característica de deltas fluviales (Sangree & Widmier, 1977). Respecto a la fs7, su transporte y depositación suelen ser el resultado de movimientos de masas generados por los slumps y de procesos que involucran corrientes turbidíticas de alta energía. Entonces, el hecho de que la unidad sísmica U5 presente claros rasgos de alta energía durante su depositación en el análisis de sus facies concuerda con la profundización de la cuenca Borbón durante el Oligoceno.

El tope de la unidad sísmica U5 corresponde a una discordancia angular regional de edad Mioceno medio; a partir de este punto, la depositación parece adoptar un carácter más tranquilo, que concuerda con la interpretación de la génesis de la facie fs8, la

cual podría corresponder a sedimentos marinos depositados por corrientes turbidíticas de baja energía, es decir, el comportamiento de los reflectores en conjunto con el espesor que se mantiene constante a lo largo de la cuenca, revelan un descenso en la actividad tectónica.

5.3.2. Principales estados de formación

Debido a la falta de registro estratigráfico, los eventos geológicos que tuvieron lugar antes del Eoceno han sido planteados en base a análisis realizados en minerales encontrados en la Cordillera Real: mica blanca, biotita, zircón y apatito (Spikings et al., 2001). Cada mineral provee información de la historia termal alrededor de un rango de temperatura establecido y permite evaluar la edad, magnitud y duración de eventos termales importantes; definiendo así, procesos geológicos responsables.

Por consiguiente, se conoce que, durante el pre-Eoceno, la actividad del punto caliente de Galápagos, algunas reconfiguraciones en los vectores de movimiento de las placas tectónicas y la generación de nuevos centros de expansión desde hace ~80 Ma han resultado en heterogeneidades presentes en la placa oceánica, entre las que se incluye la

acreción de los terrenos oceánicos que constituyen el basamento del margen continental ecuatoriano. En este periodo, ya se encontraban en contexto grandes fallamientos strike-slip como Jama-Quinindé, Esmeraldas y la ZFP en respuesta a la transpresión a la que se encontraba sometido el margen.

Durante el Eoceno, continúa el pandeo de la corteza del bloque colgante; conjuntamente, se evidencia la actividad de la ZFP que controla los primeros depocentros de la cuenca Borbón. También se infiere que las fallas F16 y F19 empezaban a desarrollarse para la época (Figura 5.5B-C).

Durante el Oligoceno, se observan rasgos que podrían indicar un leve aumento en la compresión a la que se encontraba sometido el margen, sin dejar de funcionar el sistema transpresivo regional. Se nota el desarrollo del alto externo de Río Verde, que parece encontrarse en una etapa temprana; a la vez que, la cuenca Borbón empieza a evidenciar el control que ejercen las fallas F16 y F19 sobre la zona. Por otro lado, la cuenca Esmeraldas correspondería a una zona alta respecto a las cuencas adyacentes.

Durante el Mioceno temprano y medio, las cuencas Borbón y sector norte de Manabí exhiben su máxima profundización en

relación con las edades que considera este estudio, lo que refleja un cambio importante en el vector de convergencia. Estas características se relacionan bien con la fase de orogenia principal que tuvo lugar hace 23 Ma con la apertura de la dorsal Cocos-Nazca (Hey, 1977; Audemard & Audemard, 2002). Por último, se plantea que las montañas de Jama, al sur de la cuenca Esmeraldas, se estarían comportando como alto externo para la cuenca Manabí; por lo cual, la cuenca Esmeraldas sería parte del prisma de acreción externo y sus sedimentos corresponderían a los de una cuenca de pendiente.

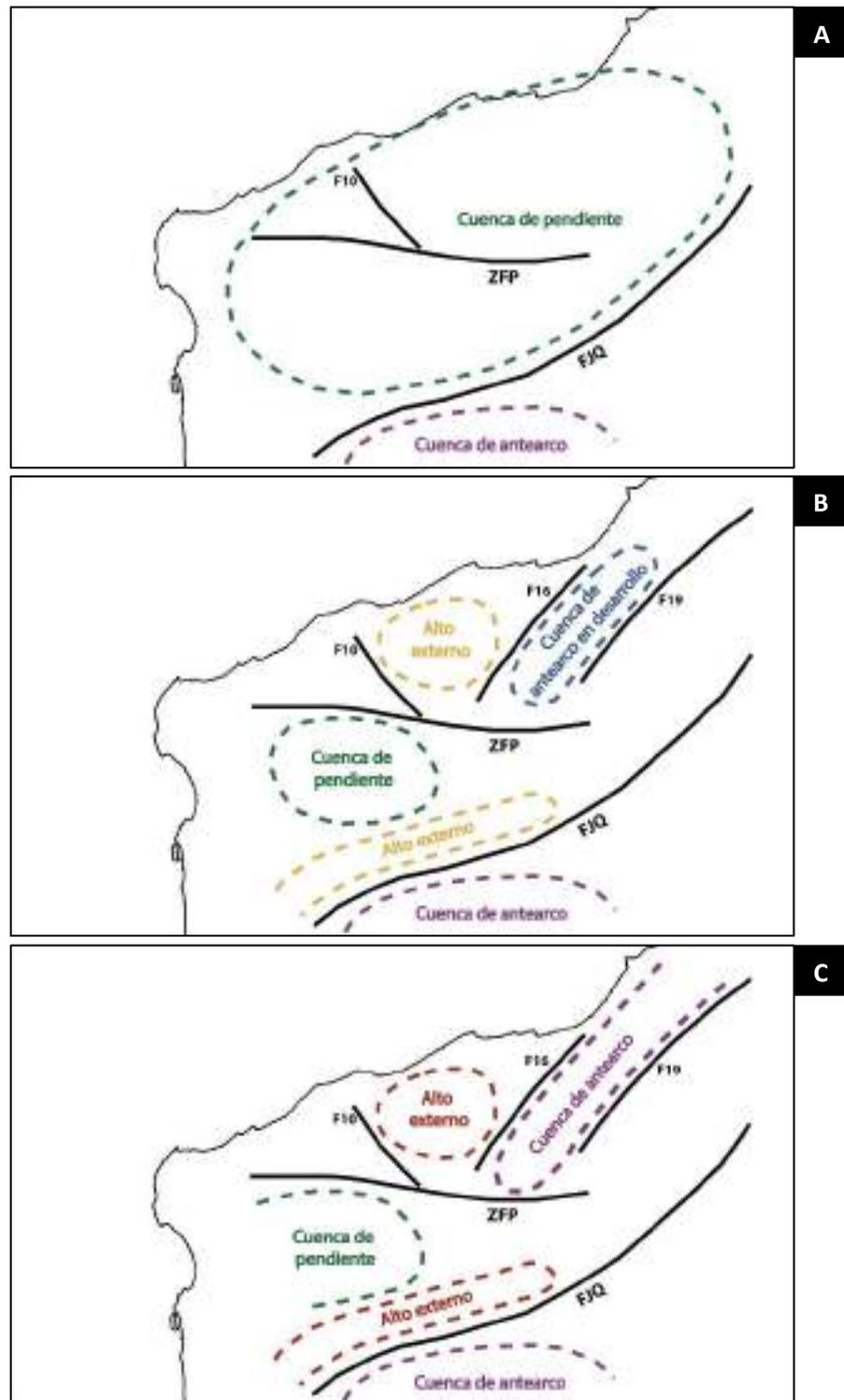


Figura 5. 5 Esquema evolutivo de la cuenca Borbón-Esmeraldas durante el A) Eoceno; B) Oligoceno; C) Mioceno temprano-medio.

5.4. El rol de la cuenca Borbón-Esmeraldas en el marco regional

El sistema de fallas que controla la cuenca Borbón-Esmeraldas se caracteriza por ser de gran extensión, tener decenas de millones de años de antigüedad, localizarse adyacente a un arco volcánico y controlar la depositación de clastos volcano-sedimentarios, y sedimentos marinos y no marinos; estos son atributos de las fallas strike-slip relacionadas a la fosa (trench-linked strike-slip faults) que forman parte de la clasificación elaborada por Woodcock (1986), las mismas que se forman paralelamente a la fosa de un margen convergente, como resultado de la acomodación de la componente paralela de una subducción oblicua (Figura 5.6).

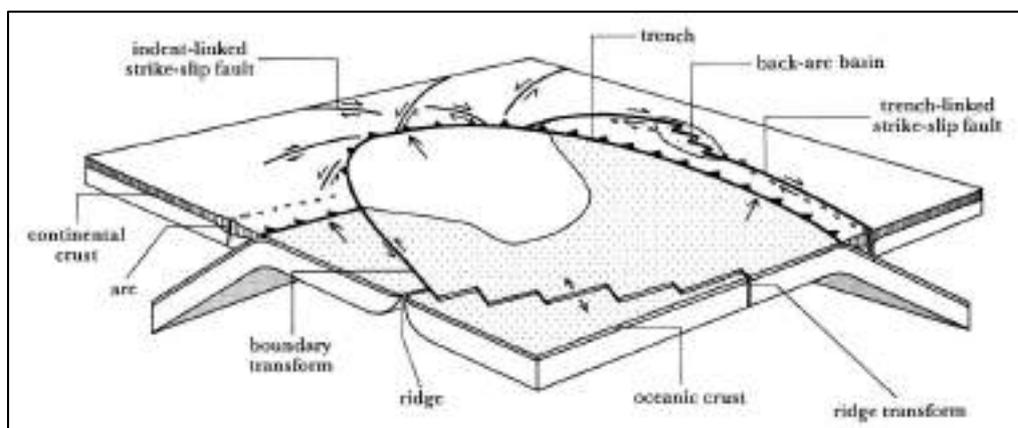


Figura 5. 6 Esquema de las principales clases de fallas strike-slip y su respectivo marco tectónico. En la parte superior derecha se indica la ubicación de fallas strike-slip relacionadas a la fosa.

Fuente: Woodcock, N. H., 1986.

Estas características también las reúnen sistemas de fallas como Jama-Quinindé, Buenaventura y Cauca-Almaguer, de acuerdo a Baldock & Longo (1982), Cediél et al. (2003), Deniaud (2000), Litherland (1993), López (2009), Luzieux et al. (2006), Marcaillou & Collot (2008) y Zamora & Litherland. (1993); e incluso la falla Dolores-Guayaquil, utilizada como ejemplo por el autor de la clasificación. Es decir, todo el conjunto de fallas que se dispone en la región (Figura 5.7) puede catalogarse como de tipo strike-slip ligado a la fosa.

Es importante aclarar que actualmente existe un modelo (Alvarado et al., 2016) que propone el sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) como el límite de la participación del Bloque Norandino. Este sistema de fallas también cuenta con las características de las fallas strike-slip relacionadas a la fosa y se emplea como referencia en la Figura 5.8; no obstante, el presente trabajo no discute su función en la geología regional.

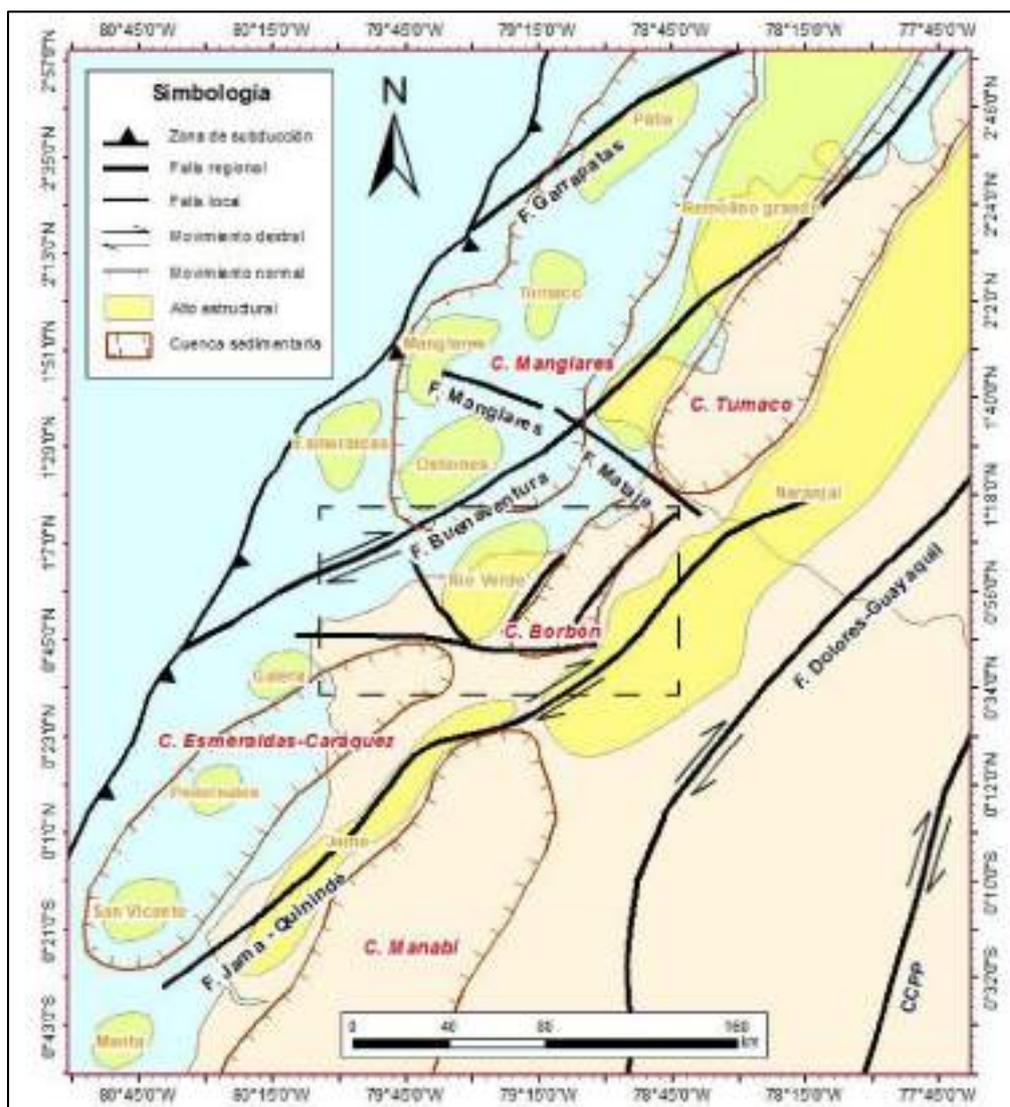


Figura 5. 7 Mapa regional de las estructuras principales. Fallas según Alvarado et al. (2016), Cediell et al. (2003), Deniaud (2000) y López (2009). Cuencas sedimentarias según López (2009) y Rosanía (1989). Altos estructurales según López (2009), Luzieux et al. (2006) y Martillo (2016).

Posteriormente, Noda (2013) complementó la primera clasificación con la descripción de los tipos de cuencas sedimentarias que se pueden formar en cada contexto (Figura 5.8).

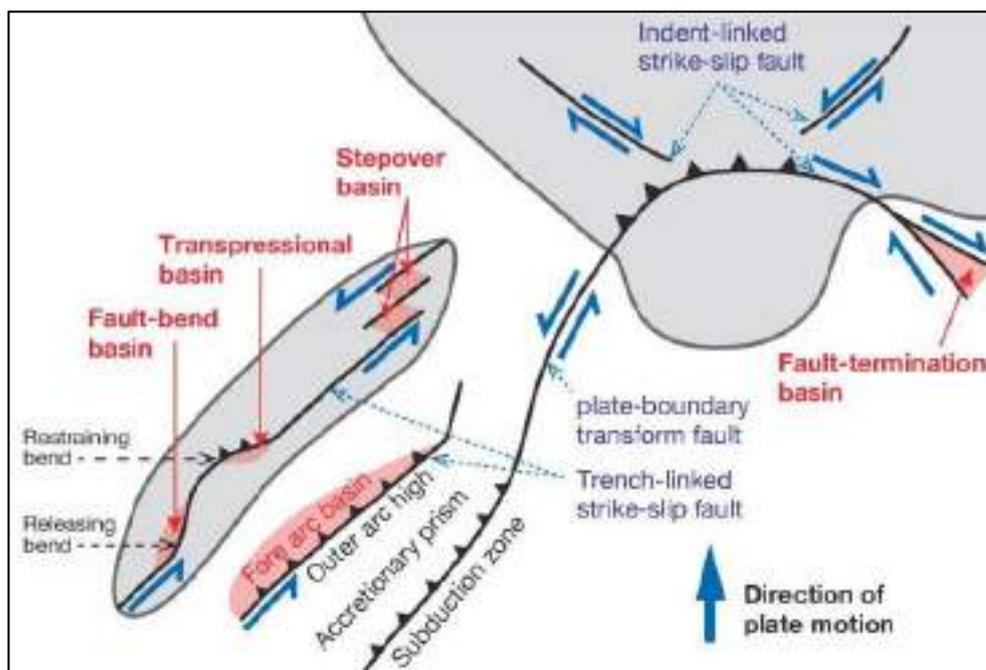


Figura 5. 8 Configuraciones tectónicas de las fallas strike-slip relacionadas a márgenes activos y su relación con la formación de cuencas sedimentarias.

Fuente: Noda, A., 2013.

Ahora bien, con base en el análisis de las facies sísmicas y los rasgos estructurales locales y regionales, se puede decir que el sector de Borbón correspondería a una cuenca de antearco y el sector de Esmeraldas a una cuenca de pendiente, tal como se lo ha argumentado en las secciones anteriores, y que la ZFP y el sistema de fallas Jama-Quinindé estarían limitando una zona de transición entre estos dos tipos de cuencas.

Por otra parte, los altos de Río Verde y Jama se comportarían como altos externos para las cuencas Borbón y Manabí, respectivamente

(Figura 5.7), y el alto de Remolino Grande cumpliría la misma función para la cuenca Tumaco, tratándose en los tres casos de cuencas de antearco. Mientras tanto, la cuenca Esmeraldas conformaría una sola gran cuenca de pendiente, en lo que precedentemente se ha denominado como cuenca Esmeraldas-Caráquez (Cantalamessa et al., 2005; Rosanía, 1989), localizándose al oeste de los altos externos principales, de manera similar a la cuenca Manglares.

Finalmente, si se realiza un acercamiento a la zona de estudio dentro del marco regional (Figura 5.9) se nota que las fallas interpretadas (F1-30) están limitadas por el sistema de fallas Jama-Quinindé y la falla Buenaventura, los cuales parecerían controlar su formación por medio de esfuerzos de cizalla; no obstante, el alcance de los datos no permite observar la interacción directa con dichas fallas regionales.

Si se compara este hecho con la antigüedad de las estructuras, se tiene que el sistema de fallas se habría originado en una época temprana, entre finales del Cretácico e inicios del Paleógeno. Esto se acopla a los posibles límites de la cizalla, ya que se conoce que el sistema Jama-Quinindé inició su actividad en el Paleógeno (Deniaud, 2000) y que la falla Buenaventura actúa como sutura de terrenos oceánicos del noroeste de Ecuador y el suroeste de Colombia que se acrecionaron desde el Cretácico Tardío (Cediel et al., 2003), pero la edad y el comportamiento de esta última no han sido definidos con certeza, por lo

que, de ser no ser el caso, el límite oeste lo constituiría implemente la zona de subducción.

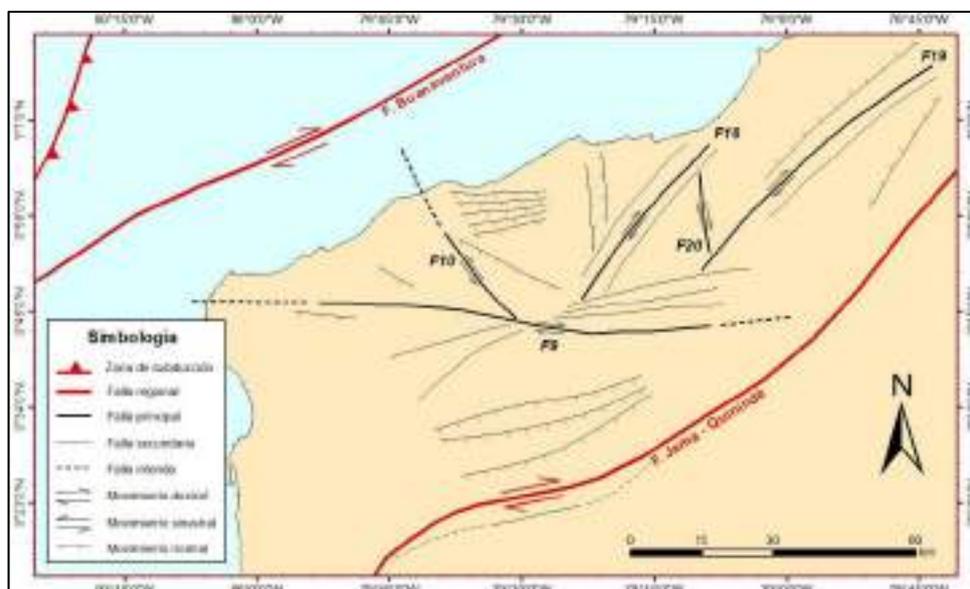


Figura 5. 9 Mapa de fallas principales y secundarias, en el marco regional de la zona de estudio. Las fallas Buenaventura y Jama-Quinindé han sido ubicadas según Cediél et al., 2003.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

La zona de estudio se encuentra sujeta a un estilo estructural tipo wrench, representado por un total de 30 fallas en las que predominan los desplazamientos de rumbo y normales. Este sistema de fallas tiene como principal elemento a la ZFP, que sectoriza el área en las cuencas Borbón y Esmeraldas, y controla la depositación de las unidades sedimentarias en cada una de ellas.

Durante el Mioceno temprano y medio, las cuencas Borbón y sector norte de Manabí exhiben su máxima profundización, lo que refleja un cambio importante en el vector de convergencia. Estas características se relacionan bien con la fase de orogenia que tuvo lugar hace 23 Ma con la apertura de la dorsal Cocos-Nazca.

Las cuencas de antearco Borbón y Manabí estarían limitadas por los altos externos de Río Verde y montañas de Jama, respectivamente; por otro lado, la cuenca Esmeraldas sería parte del prisma de acreción externo y sus sedimentos corresponderían a los de una cuenca de pendiente.

RECOMENDACIONES

Complementar los resultados obtenidos en la interpretación sísmica con datos estructurales y estratigráficos en superficie, a través de la realización de visitas de campo.

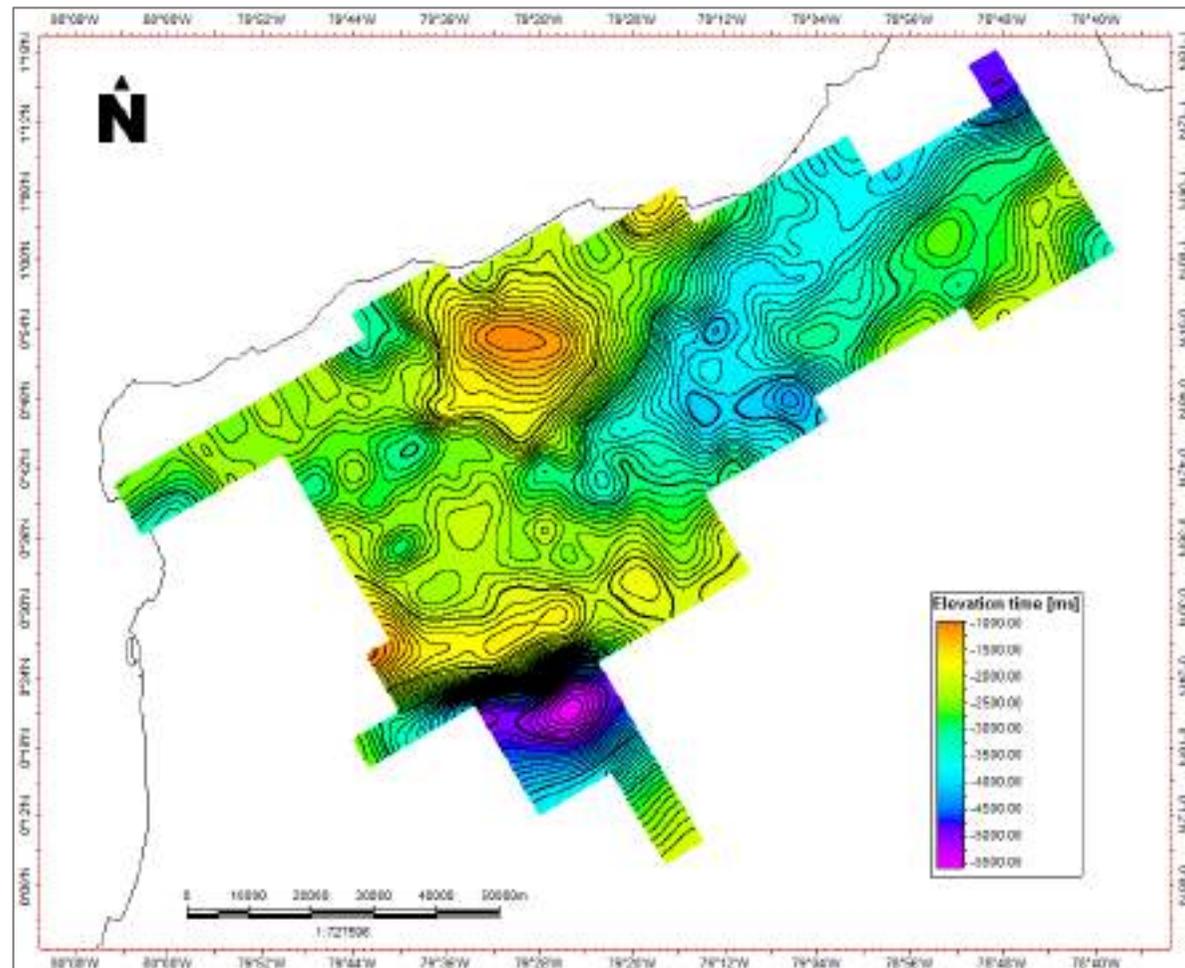
Analizar el comportamiento lateral de las facies sísmicas en toda la zona de estudio, para elaborar reconstrucciones paleoambientales.

Estudiar la prolongación costa afuera de las estructuras que conforman la ZFP.

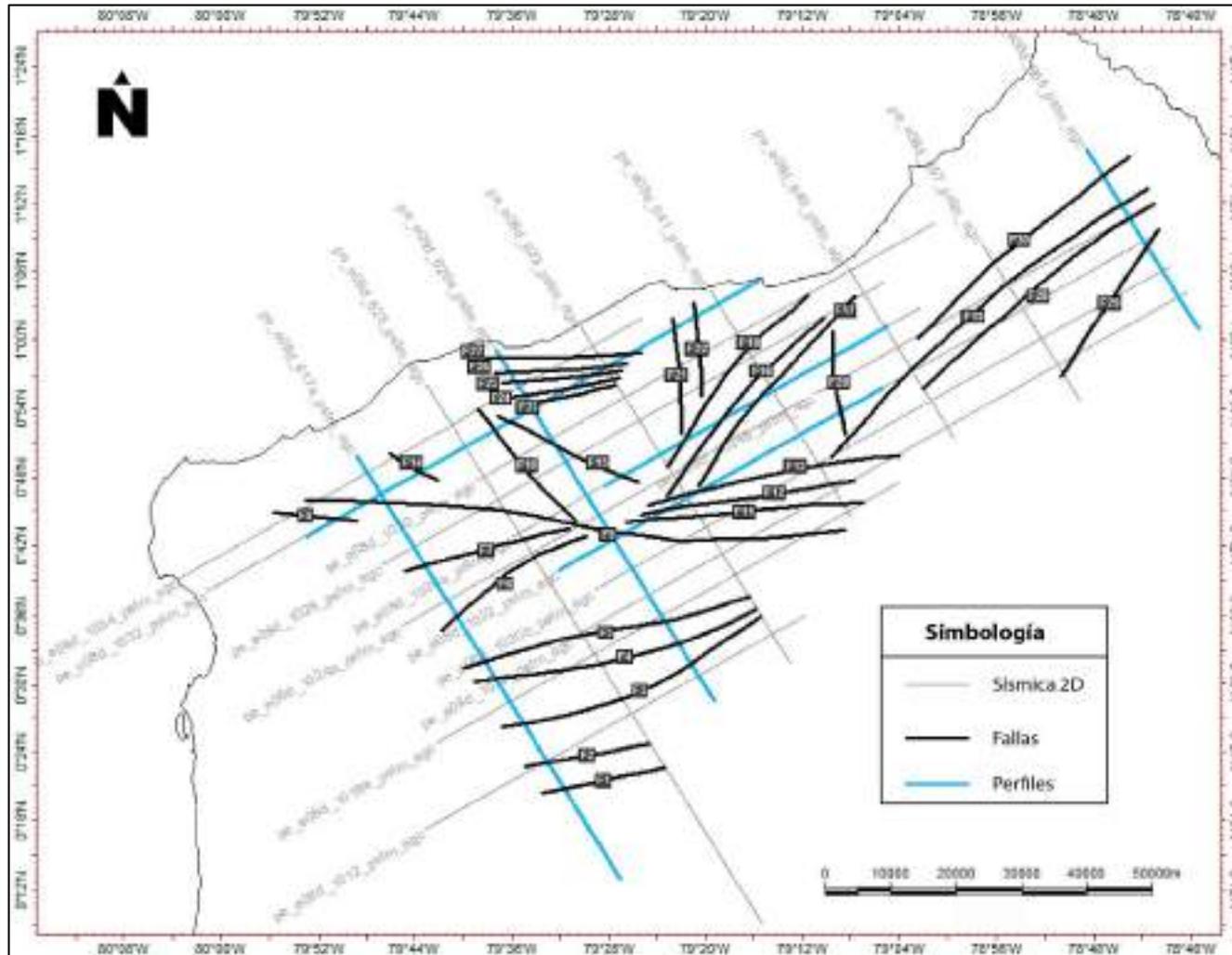
ANEXOS

ANEXO A

MAPA ESTRUCTURAL DE BASAMENTO ACÚSTICO EN TIEMPO DOBLE DE VIAJE

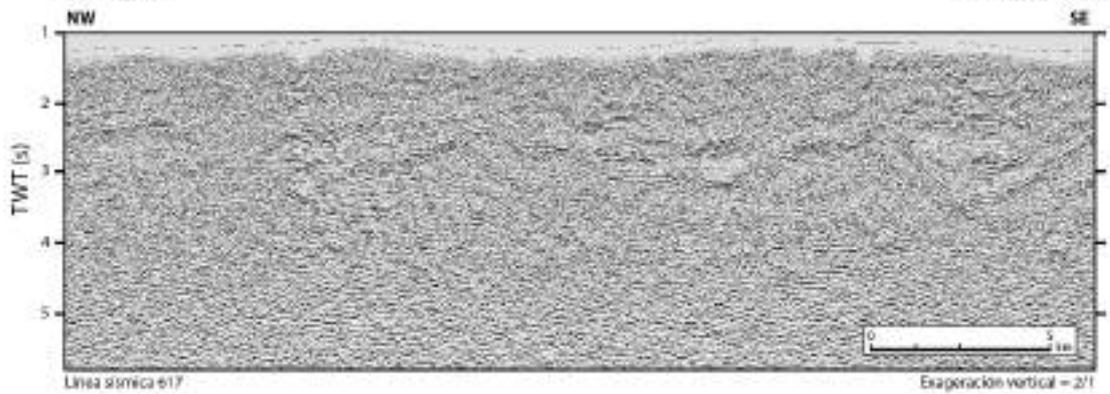
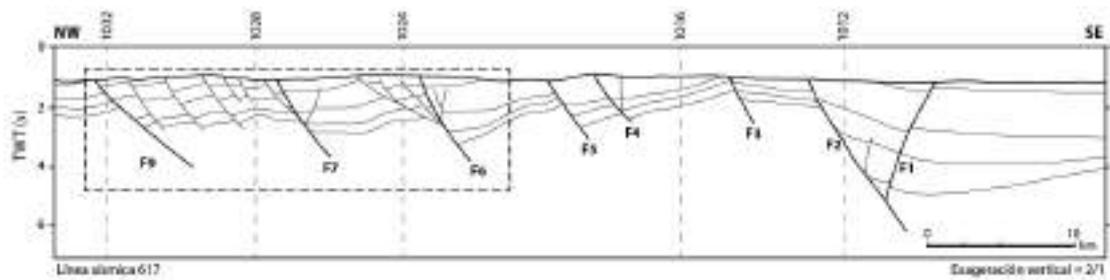


MAPA DE UBICACIÓN DE LAS FALLAS INTERPRETADAS

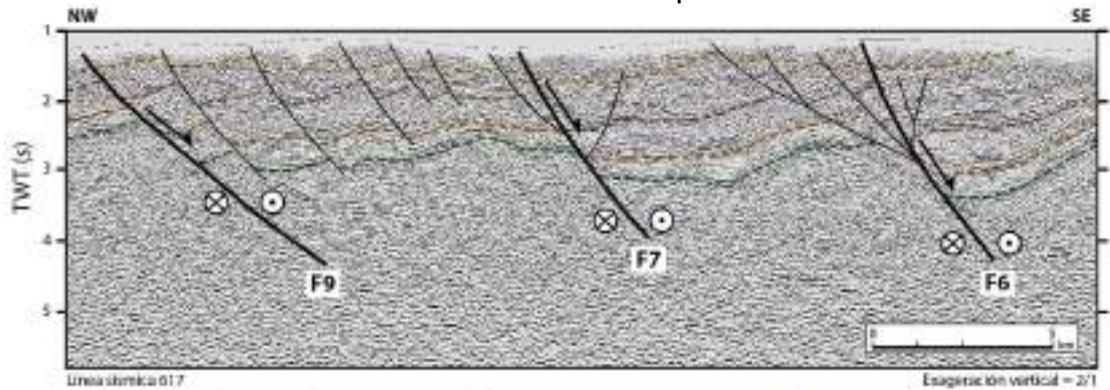


ANEXO B
LÍNEAS SÍSMICAS MOSTRADAS EN LA INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Línea sísmica 617 (estructuras de la ZFP)

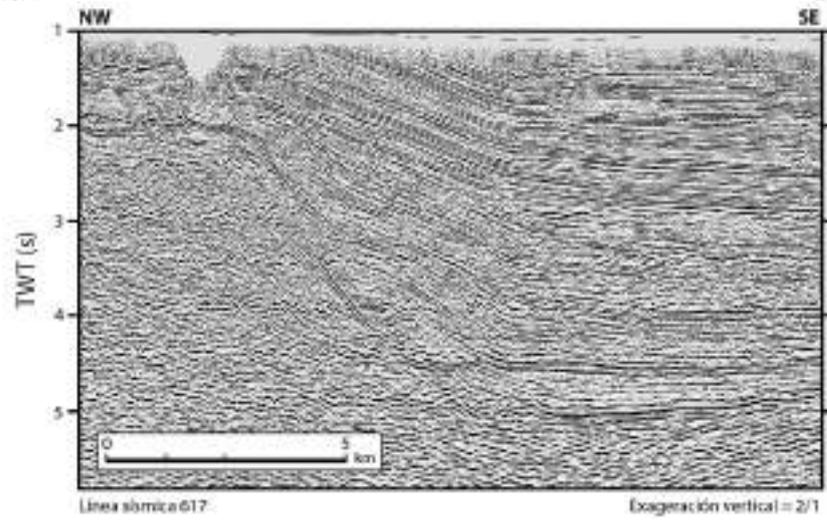
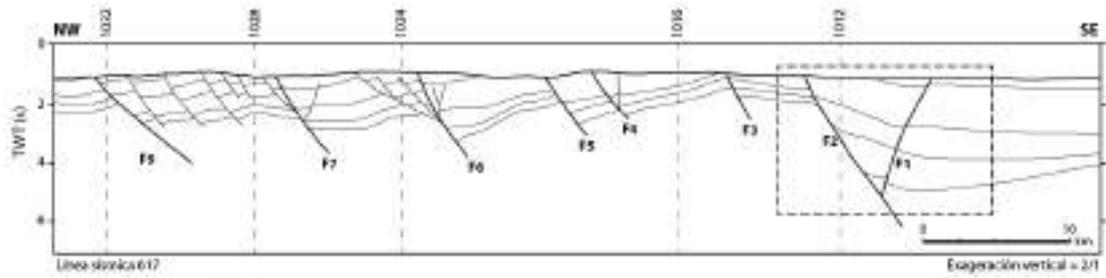


Acercamiento sin interpretar

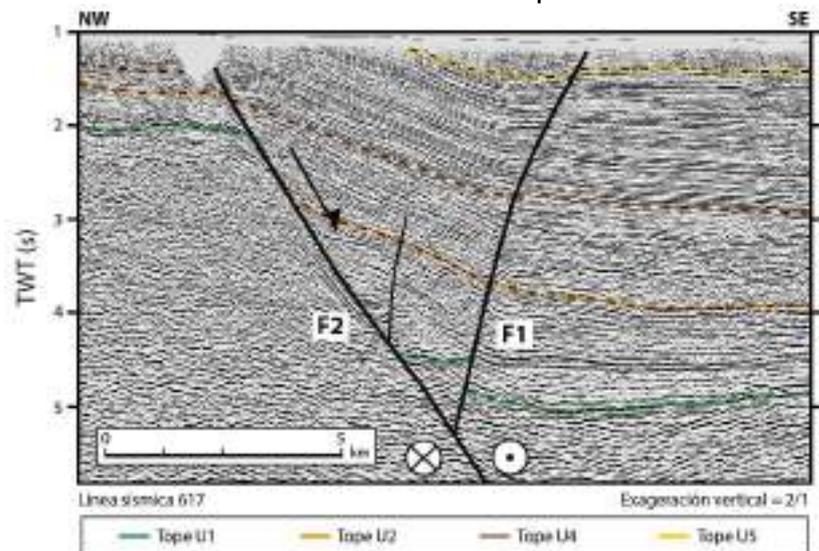


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 617 (falla Jama-Quinindé)

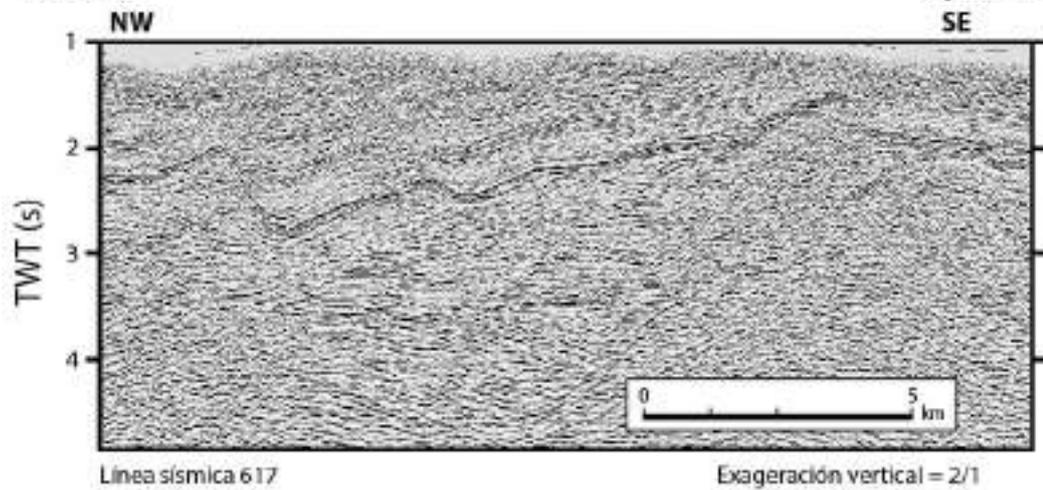
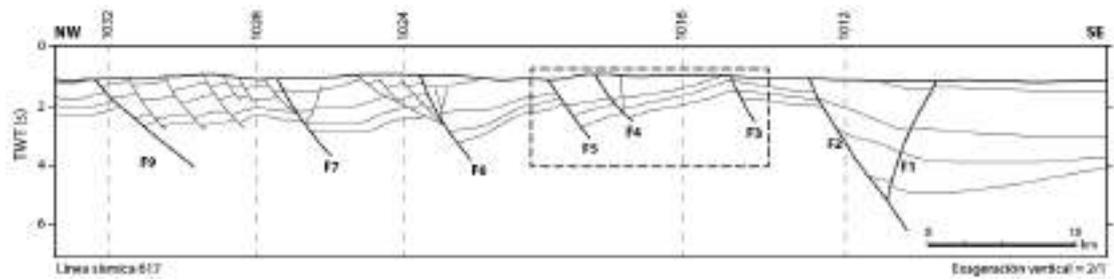


Acercamiento sin interpretar

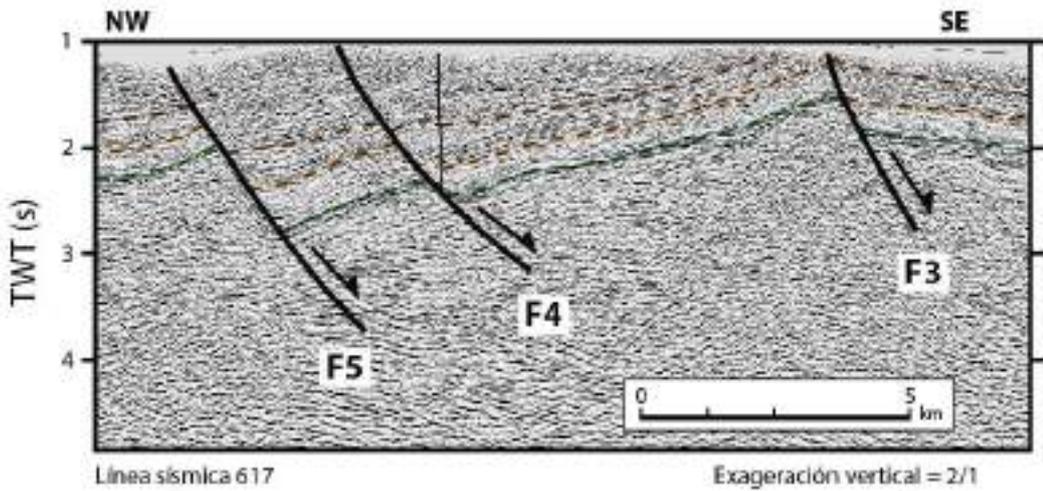


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 617 (fallas normales asociadas)

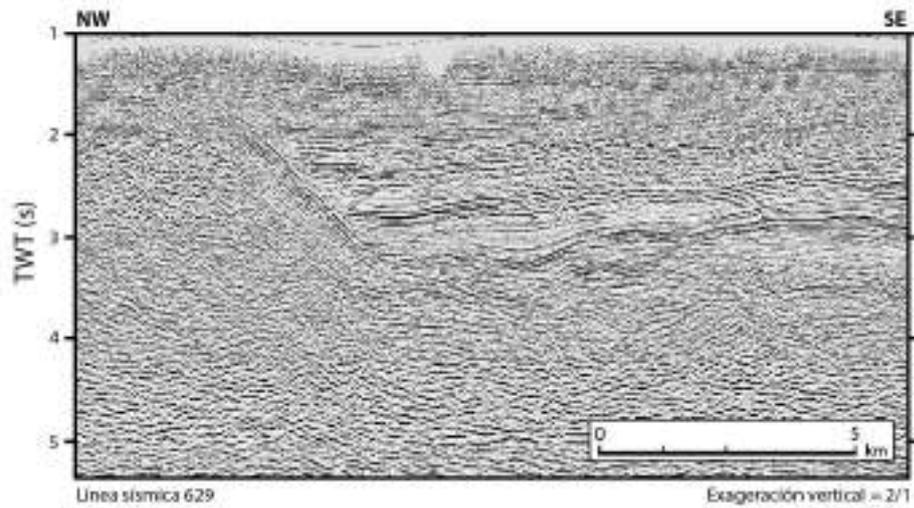
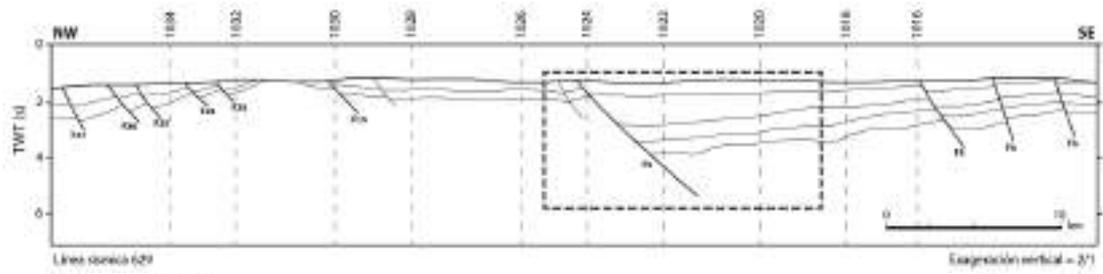


Acercamiento sin interpretar

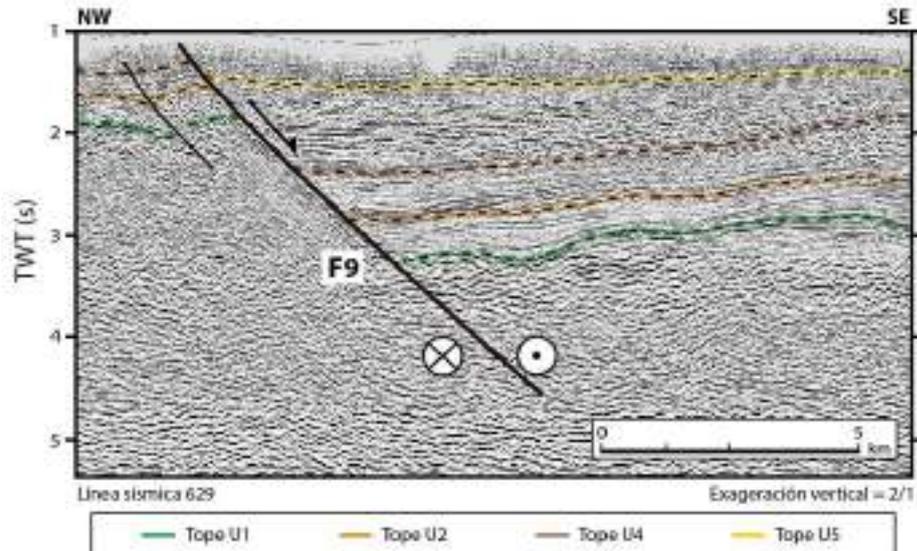


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 629 (eje de la ZFP)

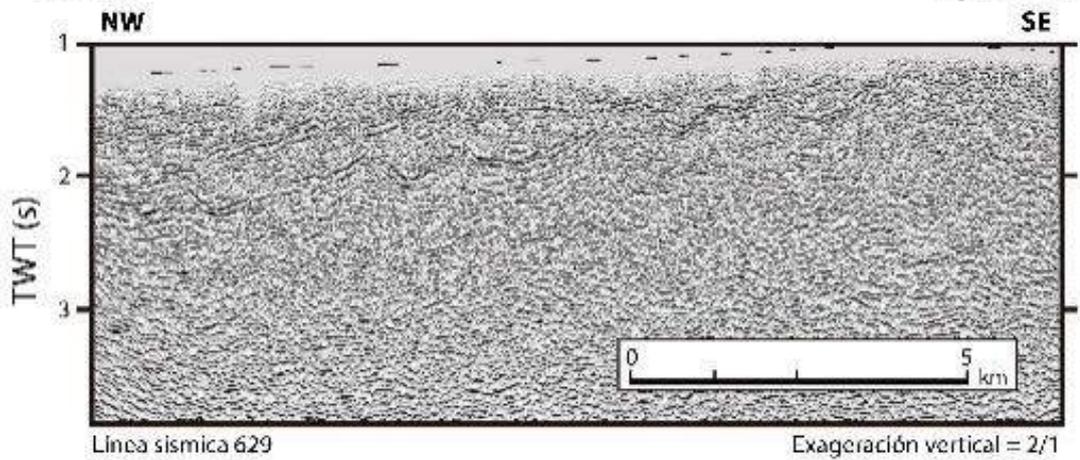
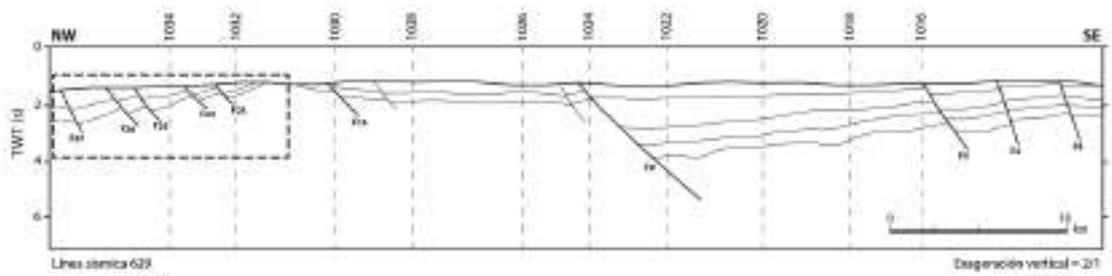


Acercamiento sin interpretar

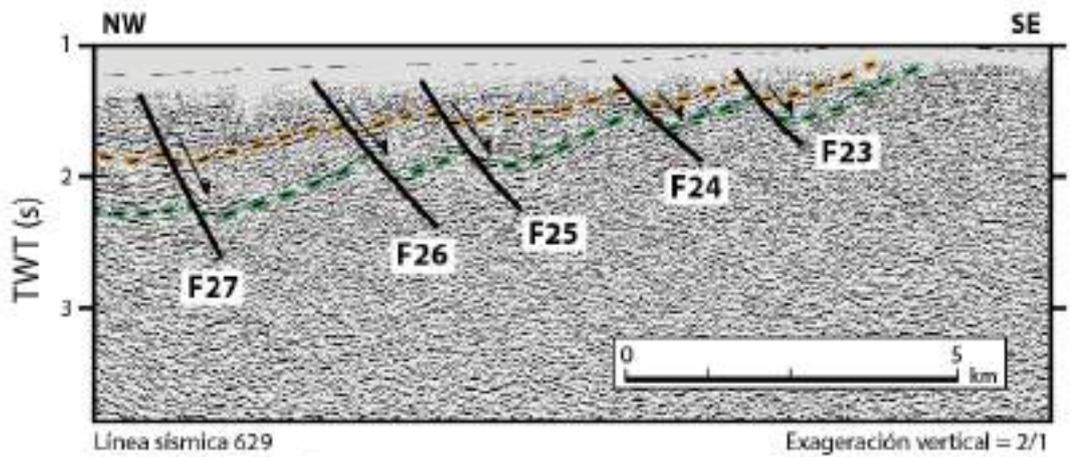


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 629 (fallas normales asociadas)

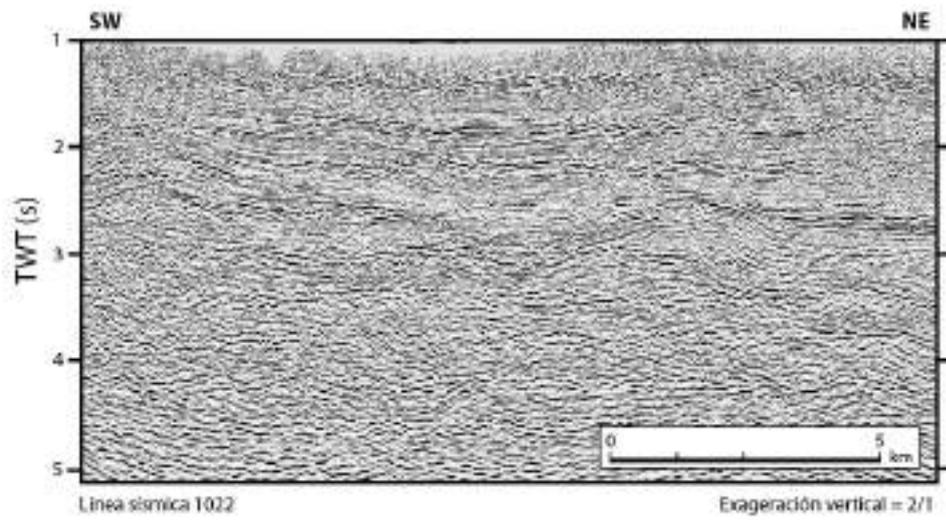
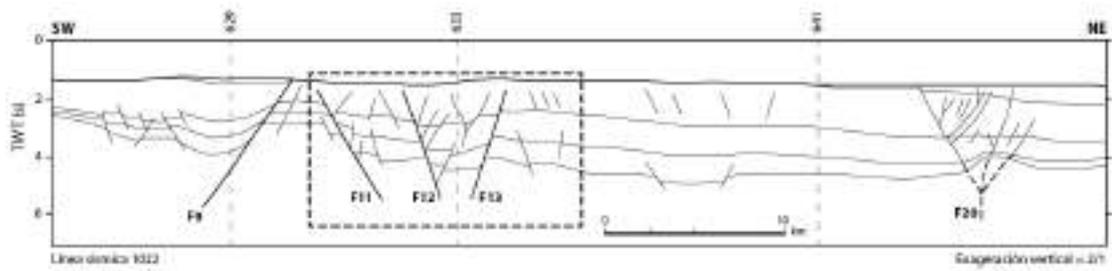


Acercamiento sin interpretar

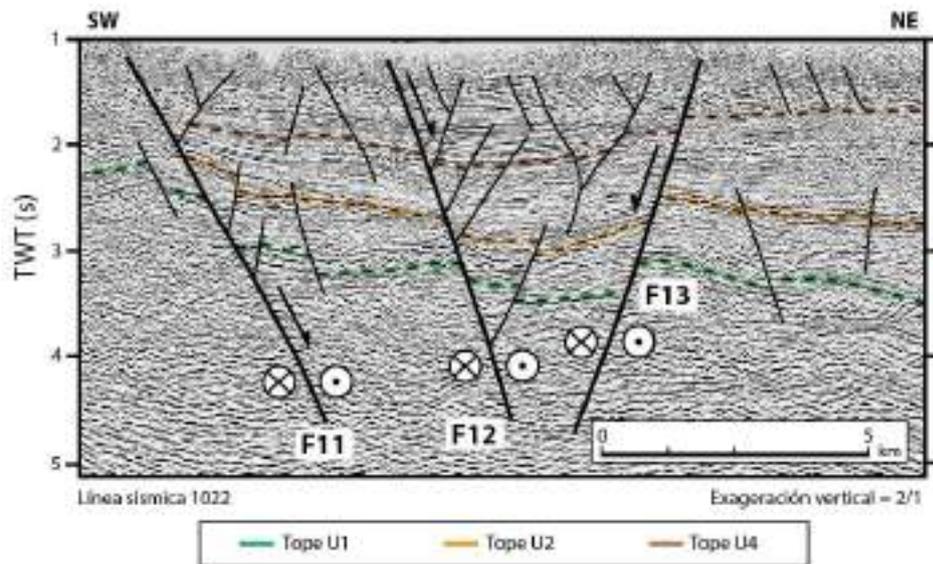


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 1022 (estructuras de la ZFP)

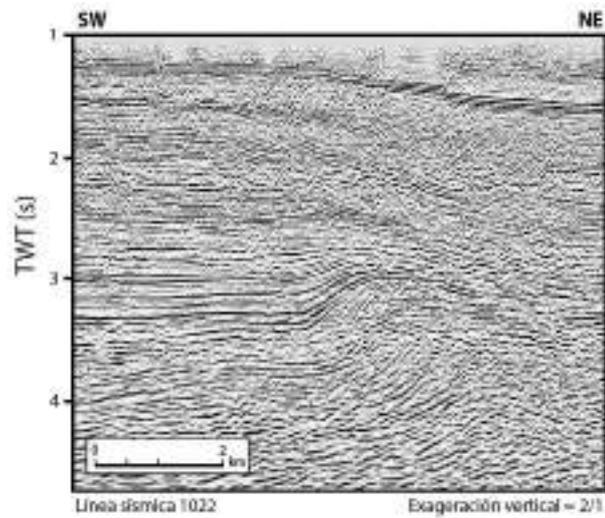
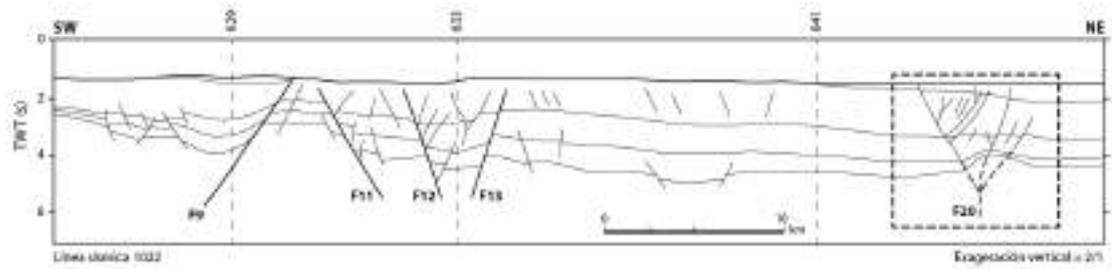


Acercamiento sin interpretar

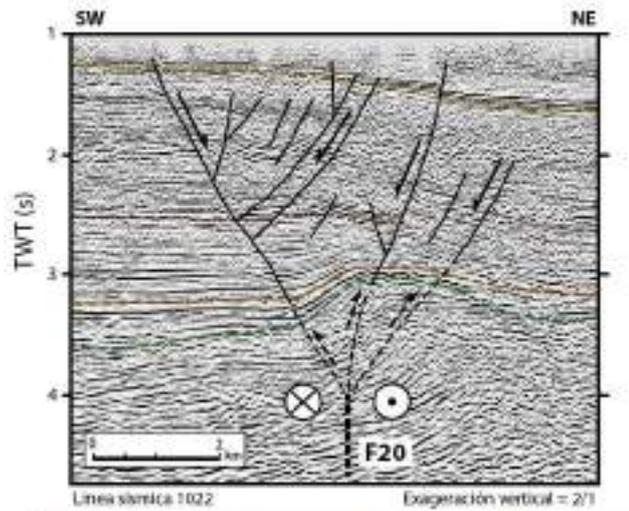


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 1022 (estructura entre los límites de la cuenca Borbón)

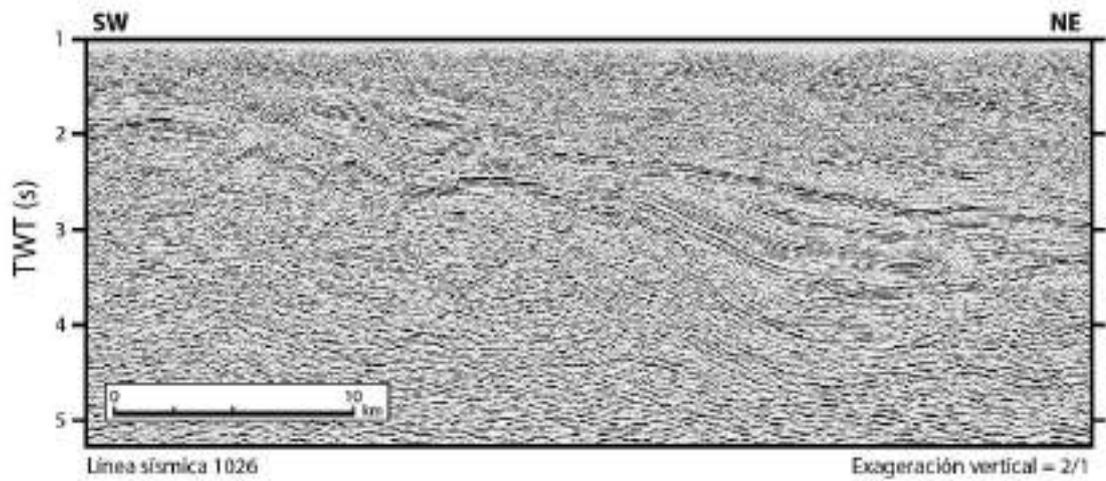
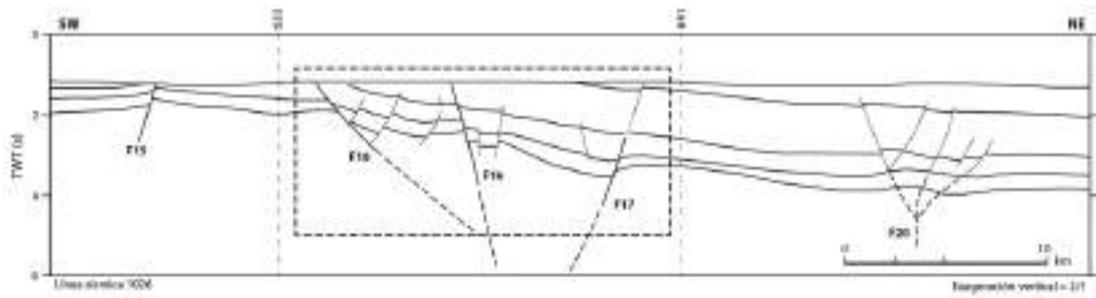


Acercamiento sin interpretar

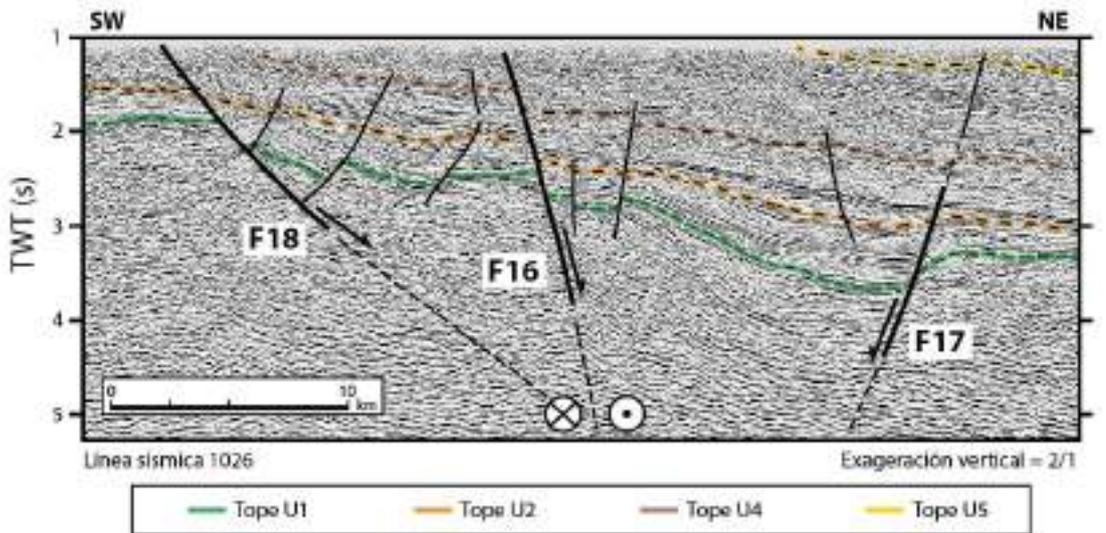


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 1026 (límite oeste de la cuenca Borbón)

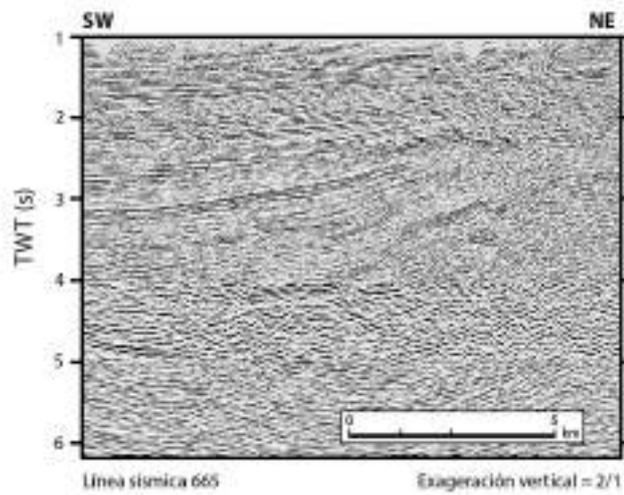
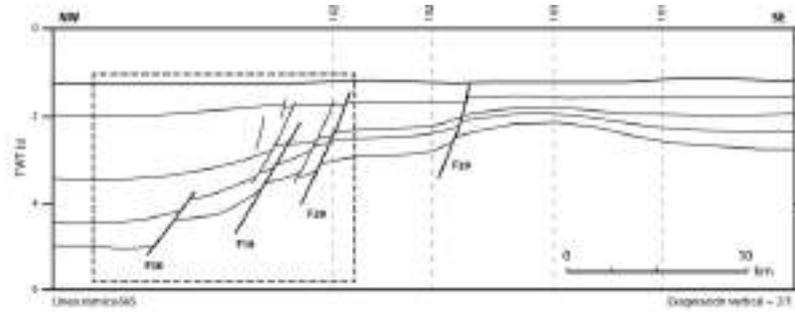


Acercamiento sin interpretar

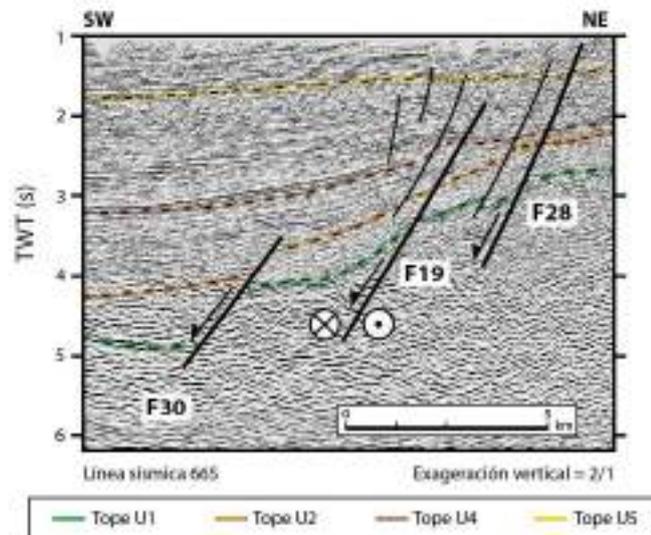


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 665 (límite este de la cuenca Borbón)

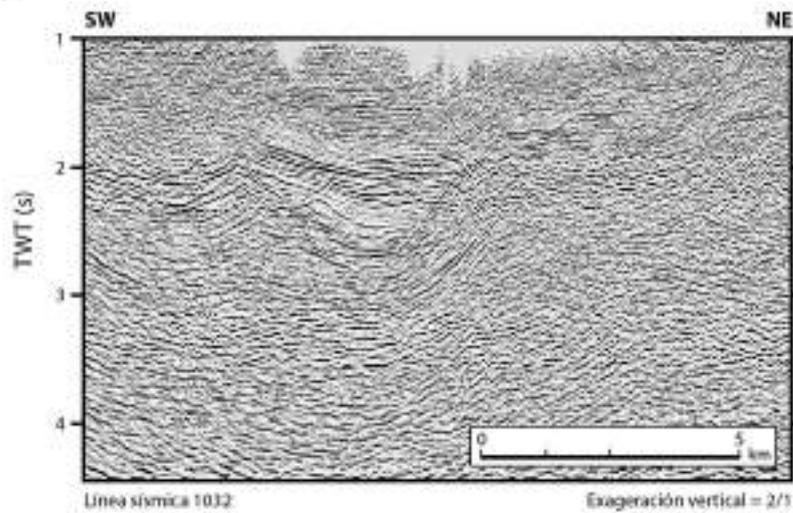
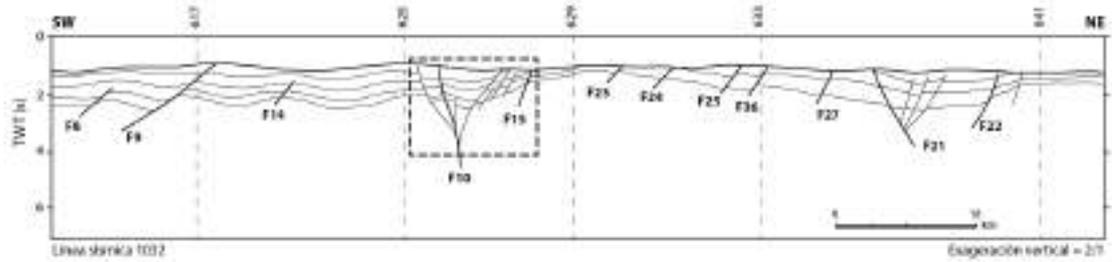


Acercamiento sin interpretar

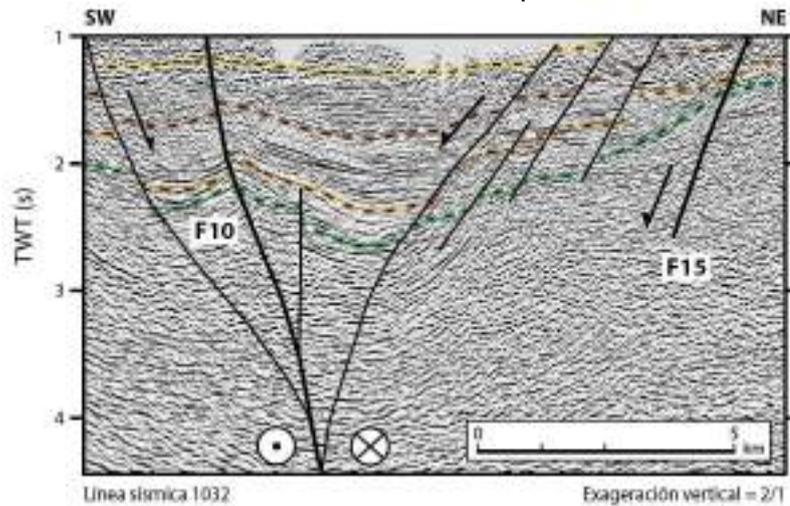


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 1032 (estructura en flor negativa)

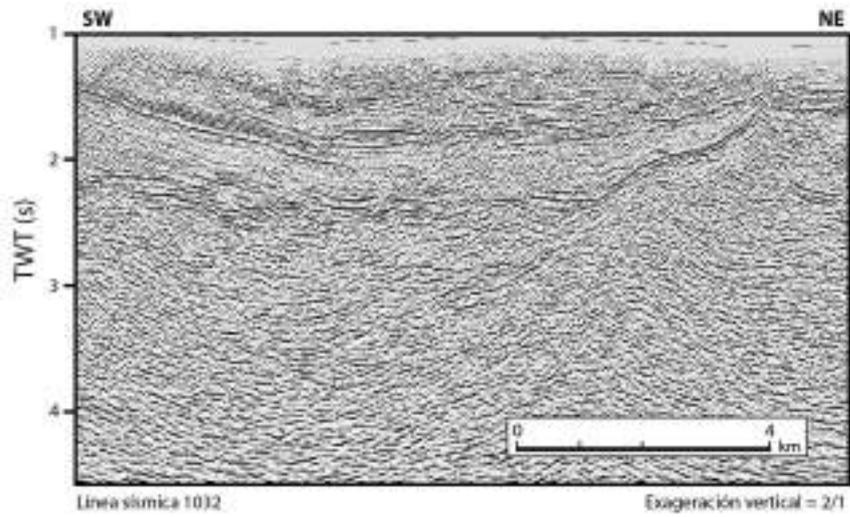
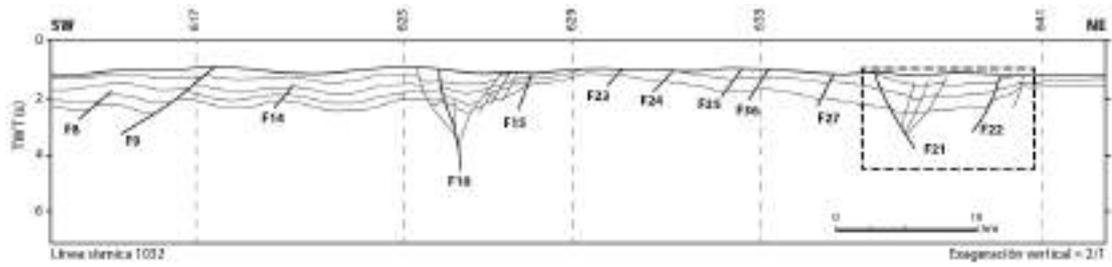


Acercamiento sin interpretar

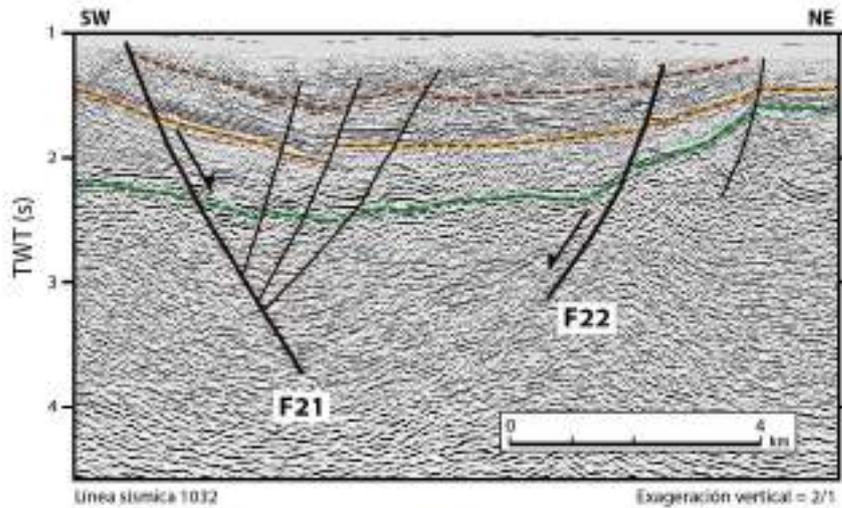


Acercamiento interpretado

Línea sísmica 1032 (otras fallas normales)



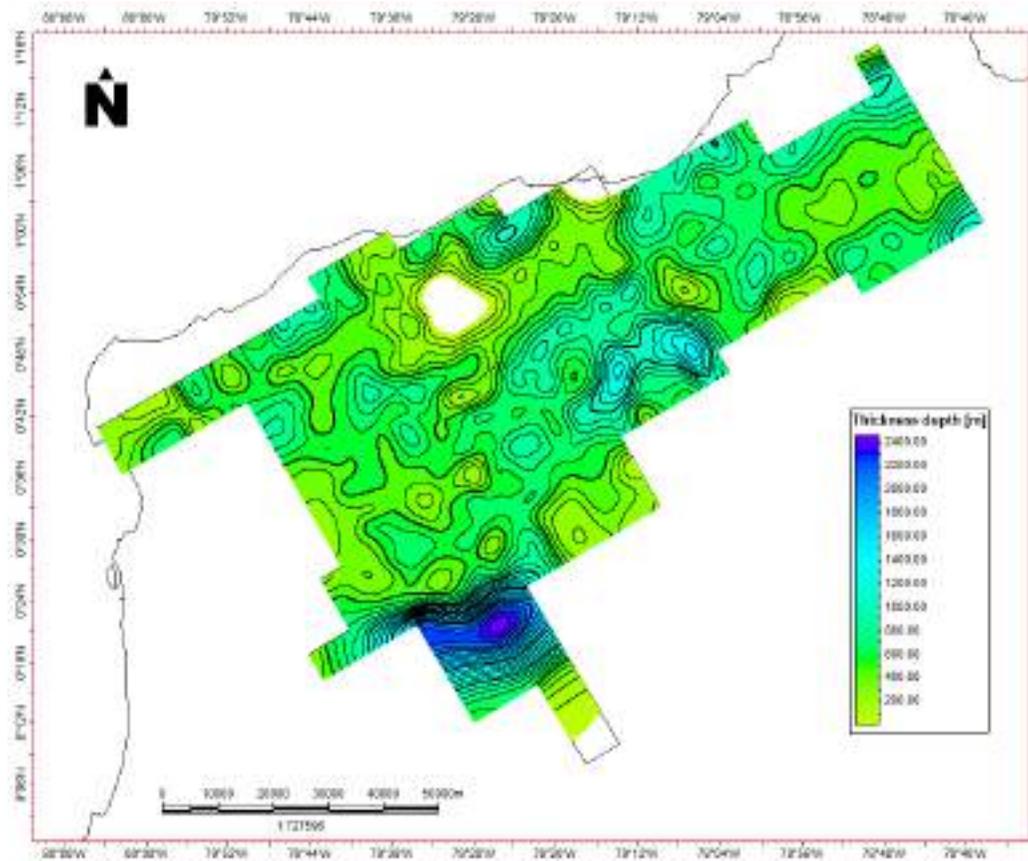
Acercamiento sin interpretar



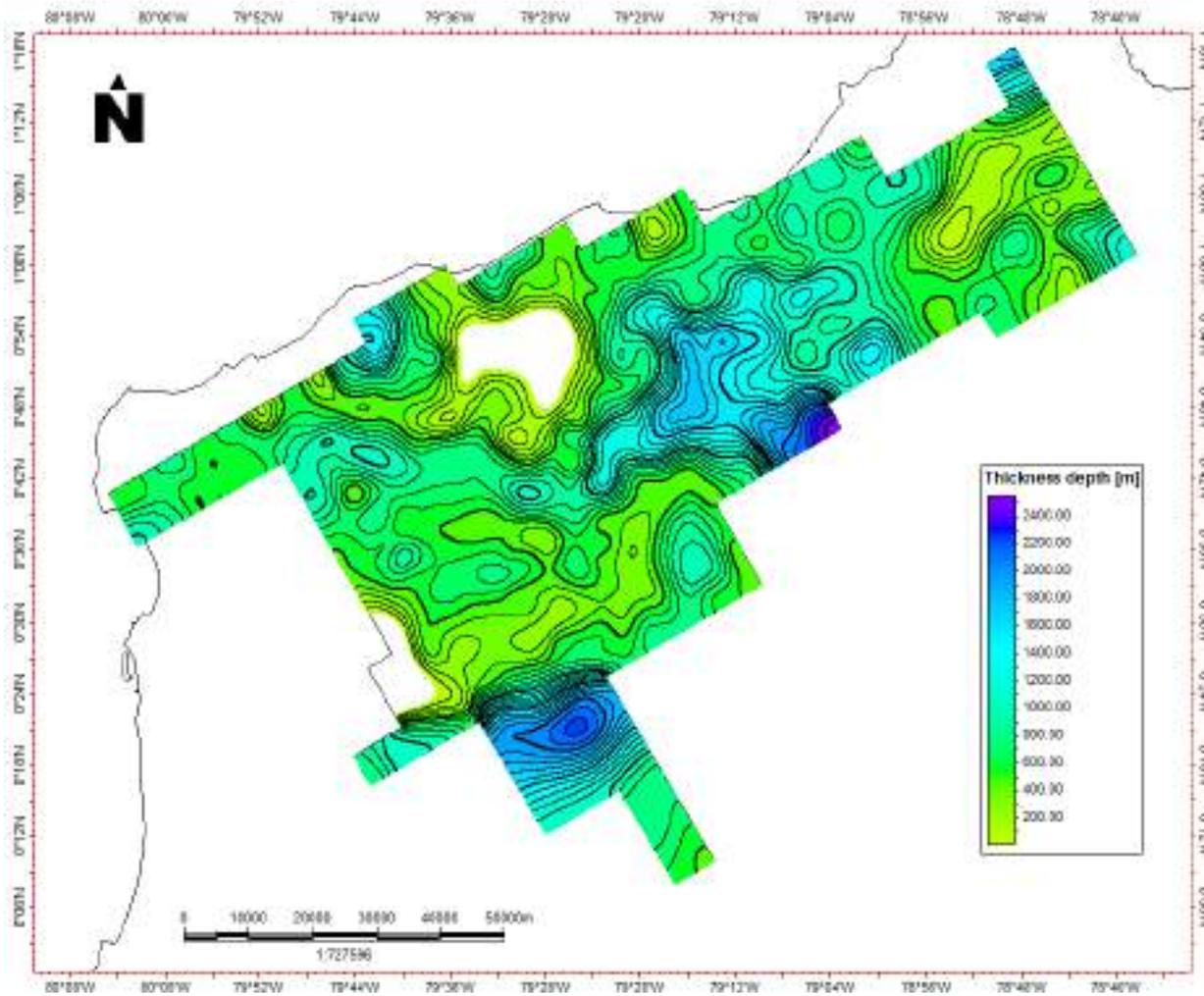
Acercamiento interpretado

ANEXO C

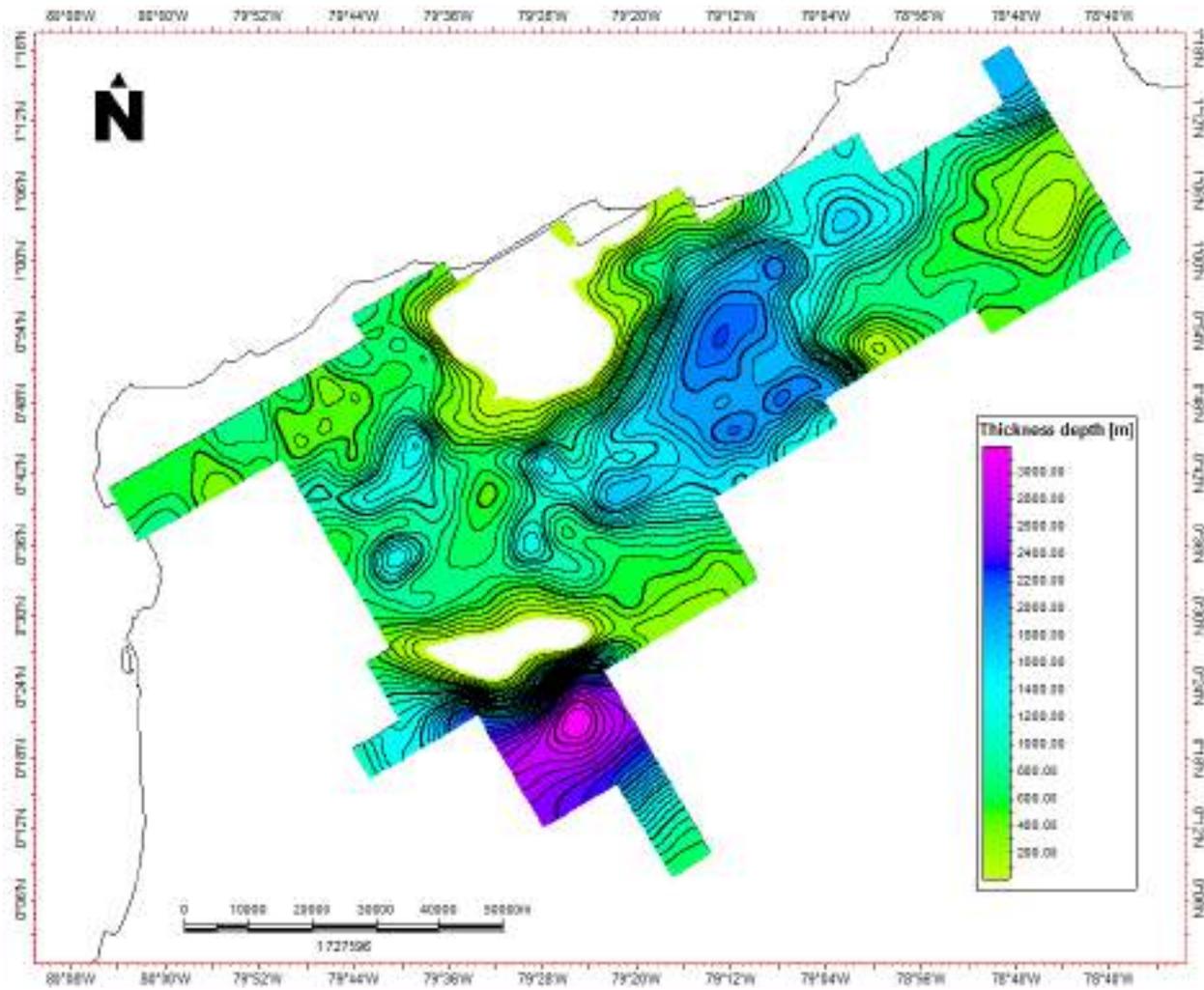
MAPAS ISÓPACOS



Mapa isópaco entre el Eoceno y el Cretácico



Mapa isópaco entre el Oligoceno y el Eoceno



Mapa isópaco entre el Mioceno medio y el Oligoceno

BIBLIOGRAFÍA

Agudelo, W. (2005). Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie: Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réfraction-réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI. Thèse de doctorat de l'Université Paris 6. 203 p.

Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J.M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrin, P., Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, (2), 1048–1065. <http://doi.org/10.1002/2016TC004117>.

Audemard, F., Audemard, F. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: Relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction, *Tectonophysics*, 345, 299–327.

Baldock, J.W. (1982). Geology of Ecuador. Explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador 1:1000'000 scale. 59 p.

Baldock, J.W., Longo, R. (1982). Geology of Ecuador (Explanation of the 1:1,000,000 geological map). Dirección general de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y energéticos, Quito.

Benítez, S. (1995). Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. Université Joseph Fourier (Grenoble I), Grenoble, France, pp. 208.

Bristow, C.R., Hoffstetter, R. (1977). Lexique Stratigraphique International, 4, Fasc. 5a 2nd Ed. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

Bueno Salazar, R., Govea, C. (1974). Potential for exploration and development of Hydrocarbons in Atrato Valley and Pacific Coastal and Shelf Basins of Colombia. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 25, 318–327.

Bueno Salazar, R. (1989). Hydrocarbon exploration and potential of the Pacific coastal basin of Colombia. In: Ericksen, G.E., Canas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, Houston, Texas, pp. 335–343.

Canfield, R.W. (1966). Reporte geológico de la Costa ecuatoriana. Min. de Ind. y Com., Quito.

Cantalamessa, G., Di Celma, C., Ragaini, L. (2005). Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): Insights from integrated sedimentologic, taphonomic and

paleoecologic analysis of molluscan shell concentrations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 216(1–2), 1–25.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.09.012>.

Case, J.E., Barnes, J., Paris, G., Gonzalez, I.H., Viña, A. (1973). Trans Andean Geophysical profile, Southern Colombia. *Geological Society of America*, v. 84, p. 2895–2904.

Cediel, F., Shaw, R.P., Caceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 815– 848.

Christie-Blick, N., Biddle, K.T. (1985). Deformation and basin formation along strike slip faults, in Biddle, K. T. and Christie-Blick, N. eds., *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special. Publication No. 37*, p. 1-34.

Collot, J.Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Spence, G. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia

margin. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 109(11), 1–14.
<https://doi.org/10.1029/2004JB003060>.

Costa, C., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C. (2009). Geomorphology as a tool for analysis of seismogenic sources in Latin America and the Caribbean, in *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America*, edited by E. Latrubesse, pp. 30–46, Elsevier.

Crowell, J.C. (1982). Pliocene Hungry Valley Formation, Ridge Basin, southern California.

DeMets, C., Gordon, R.G., Angus, D.F., Stein, C. (1990). Current plate motions: *Geophysical Journal International*, v. 101, p. 425–478, doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x.

Deniaud, Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: Etude des bassins d'avant-arc et bilans de masse., PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Egbue, O., Kellogg, L. (2010). Pleistocene to present North Andean 'escape', *Tectonophysics*, 489, 248–257, doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.021.

Ego, F., Sébrier, M., Yepes, H. (1995). Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or right lateral? *Geophysical Research Letters*, 22, 33-36.

Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C., Dart, R.L. (2003). Database and Map of Quaternary faults and folds in Ecuador and its offshore region, U.S.G.S. Open File Report 03-289. International Lithosphere Program's Task Group II-2 "World Map of Major Active Faults.

Escovar, R., Gomez, L.A., Ramirez, J.R. (1992). Interpretación de la Sísmica Tumaco 90 y evaluación preliminar del área. Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL), Santafé de Bogotá. 58 pp.

Evans, C.D.R., Whittaker, J.E. (1982). The geology of the western part of the Borbón Basin, North-west Ecuador. Geological Society, London, Special Publications, 10(1), 191–198. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.12>.

Feininger, T. (1977). Bouguer anomaly map of Ecuador. Inst. Geogr. Militar, Quito.

Frey Mueller, J.T., Kellogg, J., Vega, V. (1993). Plate motions in the North Andean region: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 21,853–21,863, doi: 10.1029/93JB00520.

Gailler, A., Charvis, P., Flueh, E. (2007). Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth and Planetary Science Letters* 260, 444e464.

Goossens, P.J., Rose, W.I. (1973). Chemical composition and age determination of the tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. *GSA Bulletin*, 84(March), 1043–1051.

Goossens, P.J., Rose, W.I., Flores, D. (1977). Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. *GSA Bulletin*, 88(December), 1711–1720.

Gubler, Y., Ortynski, I. (1966). Informe geológico preliminar sobre las posibilidades petroleras de las cuencas sedimentarias del Ecuador. Min. Ind. y Com, Quito.

Gutscher, M.A., Malavieille, J.S.L., Collot, J.Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168, 255–270.

Harding, T.P., Lowell, J.D. (1979). Structural styles. Their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *American Association*

of Petroleum Geologists Bulletin, 63(7), 1016–1058.
<https://doi.org/10.1306/2F9184B4-16CE-11D7-8645000102C1865D>.

Harding, T.P. (1985). Seismic Characteristics and Identification of Negative Flower Structures, Positive Flower Structures, and Positive Structural Inversion. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69(4), 582–600. <https://doi.org/10.1306/AD462538-16F7-11D7-8645000102C1865D>.

Harding, T.P., Vierbuchen, R.C., Christie-Blick, N. (1985). Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, 51–77.

Harding, T.P. (1990). Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. <https://doi.org/10.1306/0C9B2A29-1710-11D7-8645000102C1865D>.

Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1404–1420.

Jaillard, E., Benítez, S., Mascle, G.H. (1997). Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique, Bulletin de la Société Géologique de France, 168 (4), 403-412.

Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., Dumont, J.F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in Tectonic evolution of South America, Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz, F., Campos, D.A. Eds., Publication of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 481-559.

Jaillard, E., Ordóñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the Late Cretaceous-Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: Geodynamic implications, *J. South Am. Earth Sci.*, 17, 49–58.

Jaillard, E., Bengtson, P., Ordóñez, M., Vaca, W., Dhondt, A., Suárez, J., Toro, J. (2008). Sedimentary record of terminal Cretaceous accretions in Ecuador: The Yunguilla Group in the Cuenca area, *J. South Am. Earth Sci.*, 25, 133–144.

Jaillard, E., Lapierre, H., Ordóñez, M., Toro, J., Amortegui, A., Vanmelle, J. (2009). Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean Plate? *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 328, 469–485, doi:10.1144/SP328.19.

Juteau, T., Megard, F., Raharison, L., Whitechurch, H. (1977). Les assemblages ophiolitiques de l'occident Equatorien; nature pétrographique et

position structurale. Bulletin de La Société Géologique de France, 7(January), 1127–1132.

Kellogg, J.N., Bonini, W.E. (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South-American plate. *Tectonics* 1, 251e276.

Lonsdale, P., Klitford, K.D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin* 89, 981e999.

López, E. (2009). Evolution tectono-stratigraphique du double bassin avant - arc de la marge convergente Sud Colombienne – Nord Equatorienne pendant le Cénozoïque. *GeoAzur*, 349.

López, E., Collot, J.-Y., Sosson, M. (2009). Origin of a double fore-arc basin: the example of the Tumaco-Manglares basin, northwestern South America, 56 p.

Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C.F., Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3–4), 400–414. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>.

Marcaillou, B., Collot, J.Y. (2008). Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuadorian-South Colombian offshore Manglares forearc basin. *Marine Geology*, 255(1–2), 30–44. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.07.003>.

Martillo, C. (2016). Enregistrements Stratigraphiques des Cycles Glacio-eustatiques et de la Déformation durant le Pléistocène le long la Marge Centrale d'équateur (Exploitation des Données de la Campagne Atacames).

Meissnar, R.O., Flueh, E.R., Stibane, F., Berg, E. (1977). Dinámica del límite de placas activo en el SW de Colombia, de acuerdo a recientes mediciones geofísicas. In J. E. Ramirez and L. T. Aldrich (eds): La transición océano – continente en el suroeste de Colombia. Instituto Geofísico – Universidad Javeriana, Bogotá, Colombia. p. 169 – 198.

Michaud, F., Proust, J.N., Collot, J.Y., Lebrun, J.F., Witt, C., Ratzov, G., Calderon, M. (2015). Quaternary sedimentation and active faulting along the Ecuadorian shelf: preliminary results of the ATACAMES Cruise (2012). *Marine Geophysical Research*, 36(1), 81–98. <https://doi.org/10.1007/s11001-014-9231-y>.

Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic

reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists.

Montenegro, G. (2001). Informe preliminar estudio geológico de la Cuenca Esmeraldas. Primera Campaña. Octubre 2000. CIGG-PETROPRODUCCIÓN. Inédito. Guayaquil.

Montenegro, G., Berrones, G. (2002). Informe geológico de las comisiones de campo en la provincia de Esmeraldas. CIGG-PETROPRODUCCIÓN. Inédito. Guayaquil.

Montenegro, G. (2004). El Mapa Gravimétrico del Litoral Ecuatoriano. Informe técnico interno No. 043-CIGG-2004. CIGG-PETROPRODUCCIÓN.

Mooney, W.D., Meyer, R.P., Laurence, J.P., Meyer, H., Ramírez, J.E. (1979). Seismic refraction studies of the Western Cordillera, Colombia. *Bulletin of the seismological Society of America*, v. 69, n° 6, p. 1745 – 1761.

Nocquet, J., Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes, *Nat. Geosci.*, doi:10.1038/ngeo2099.

Nocquet, J., Chlieh, M., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrin, P. (2016). Addendum: Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*. Pg 287 – 291.

Noda, A. (2013). Strike-Slip Basin—Its Configuration and Sedimentary Facies. In *Mechanism of Sedimentary Basin Formation-Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. InTech.

Noda, S., Yamaguchi, Y. (2017). Estimation of surface iron oxide abundance with suppression of grain size and topography effects. *Ore Geology Reviews*, 83, 312-320.

Nygren, W.E. (1950). The Bolivar geosyncline of northwestern South America. *AAPG Bulletin*, v. 34., n° 10, p. 1998 – 2006.

Ordóñez, M., Jiménez, N., Suárez, J. (2006). *Micropaleontología Ecuatoriana*. CIGG-PETROPRODUCCIÓN, Guayaquil.

Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., Labrousse, B. (2006). Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology*, 228(1–4), 73–91. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.01.004>.

Pennington, W.D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and the seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research* 86, 10753e10770.

Pindell, J., Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 328, 1–55, doi:10.1144/SP328.1.

Proust, J-N, Martillo, C., Michaud, F., Collot, J-Y., Dauteuil, O. (2016). Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador. *Marine Geology*.

Ramírez, M.F. (2013). Tesis de pregrado. Registros de la deformación y del volcanismo en el dominio del antearco ecuatoriano: sedimentología y bioestratigrafía de la Formación Borbón. Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, ESPOL. Guayaquil.

Rey, S.S., Planke S., Symonds, P.A., Faleide, J.I. (2008). Seismic volcanostratigraphy of the Gascoyne margin, Western Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n° 172, p. 112 – 131.

Reyes, P., Michaud, F. (2012). Mapa geológico de la margen costera ecuatoriana (1:500000). EP PETROECUADOR – IRD (Eds). Quito, Ecuador.

Reyes, P. (2013). Evolution du relief le long des marges actives : étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d ' Equateur, 1–279.

Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., Mascle, G. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America, *Tectonophysics*, 307, 235–254.

Rosanía, G. (1989). Petroleum Prospects of the Sedimentary Basins of Ecuador. *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, 11(Figure 2), 415–430.

Royden, L.H. (1985). The Vienna Basin: A thin-skinned pull apart basin in Biddle, K. T. and Christie-Blick, N. eds., *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special. Publication No. 37*, p. 319-338.

Sallarès, V., Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 545e559.

Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E.R., Bialas, J. (2005). Seismic structure of the Carnegie Ridge and the nature of the Galapagos hotspot. *Geophysical Journal International* 161, 763e788.

Sangree, J.B., Widmier, J.M. (1977). Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 9: Seismic interpretation of clastic-depositional facies, in C. E. Payton ed., *Seismic stratigraphy- application to hydrocarbon exploration: AAPG Mem 26*, p. 165 – 184.

SINOPEC International Petroleum Service Ecuador S.A. (2010). Interpretación e integración de información del subsuelo en la Región Litoral Ecuatoriana.

Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D. Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science and Letters*, 186, p. 57 – 73.

Sylvester, A.G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1666–1703.

Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South

America, CASA GPS observations. *Journal of South America Earth Sciences* 15, 157e171.

Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, pp. 63–81.

Wallrabe-Adams, H.J. (1990). Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: The Basic Igneous Complex. *Tectonophysics*, 185(1–2), 163–182. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90411-Z](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90411-Z).

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordóñez, M., Jiménez, N., Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape, *Tectonics*, 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001.

Witt, C., Bourgois, J. (2010). Forearc basin formation in the tectonic wake of a collision-driven, coastwise migrating crustal block: The example of the North Andean block and the extensional Gulf of Guayaquil-Tumbes Basin (Ecuador-Peru border area). *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(1-2), 89–108. <http://doi.org/10.1130/B26386.1>.

Zamora, A., Litherland, M. (1993). Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000. Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica y Misión Geológica Británica-British Geological Survey, Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.