

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ESTUDIO GRAVIMÉTRICO DE LA PLACA CARIBE EN LA  
ZONA DE COLISIÓN CON SURAMÉRICA AL OESTE DEL  
ESTADO FALCÓN**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por la Br. Santiago B., Giannina  
Para optar al Título de  
Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre 2014

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ESTUDIO GRAVIMÉTRICO DE LA PLACA CARIBE EN LA  
ZONA DE COLISIÓN CON SURAMÉRICA AL OESTE DEL  
ESTADO FALCÓN**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Antonio Ughi

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por la Br. Santiago B., Giannina  
Para optar al Título de  
Ingeniero Geofísico

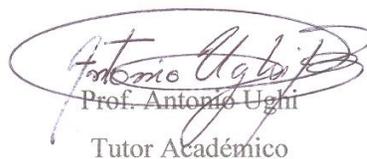
Caracas, octubre 2014

Caracas, 30 de octubre 2.014

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Giannina Santiago, titulado:

**“ESTUDIO GRAVIMÉTRICO DE LA PLACA CARIBE EN LA ZONA DE COLISIÓN CON SURAMÉRICA AL OESTE DEL ESTADO FALCÓN”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

  
Prof. Antonio Ughi  
Tutor Académico

  
Prof. Inés Rodríguez  
Jurado

  
Prof. Enrique Toribio  
Jurado

*...creo que toda desgracia va acompañada de alguna cosa bella y si te fijas en ella,  
descubre cada vez más alegría y encuentras un mayor equilibrio... el que es feliz  
hace feliz a los demás; el que tiene valor y fe, nunca estará sumido en la desgracia...*

*Ana M. Frank (7/3/1944)*

## **DEDICADO**

*A lo esencial que es invisible a los ojos.*

*A la locura de unos que es la realidad de otros.*

*A lo posible que surge del intentar una y otra vez lo imposible.*

## AGRADECIMIENTOS

Para mí es propicio empezar con un fragmento de la canción Gracias a la vida, escrita por la Chilena Violeta Parra, yo la escuché de la voz de María Sosa.

“Gracias a la vida que me ha dado tanto.

Me ha dado la risa y me ha dado el llanto.

Así yo distingo dicha de quebranto,

los dos materiales que forman mi canto

y el canto de ustedes que es el mismo canto,

y el canto de todos, que es mi propio canto.

Gracias a la vida que me ha dado tanto”.

Gracias a la energía, esa fuerza motriz del universo, gracias al Ser Supremo, mi Dios, ese que habita en mi corazón.

Gracias a mi padre José Santiago, por ser el timón de mi barco en mis primeros pasos y por educarme con disciplina.

Gracias a mi hermana Adalgiza (Ada) por ser mi conciencia materializada, darme aliento y desaliento. Me enseñaste que: El hombre nunca sabe de lo que es capaz hasta que lo intenta (Charles Dickens). De verdad gracias por ser mi salida de lo malo, mi sumergida en lo bueno, por compartir conmigo tanto, desde nuestra niñez sin madre hasta la carrera universitaria, me caes bien mini copia de mí, gracias por pelear tanto conmigo, por obligarme literalmente a terminar este TEG. SIN TI ESTO NO SERÍA POSIBLE, te quiero un montoncito.

Gracias a mi tutor Antonio Ughi por ser un excelente maestro y darme la orientación pertinente en su debido momento.

Gracias a Yesica Venero, mi mejor amiga, mi hermana elegida por la vida, mi confidente, mi paño de lágrimas. Es grandioso encontrar a personas así, hacen menos monótono el andar sobre este sendero llamado VIDA. Gracias por aguantar mis ocurrencias y a mi alma incansable, cuántas veces no quiso volar. Te aprecio, respeto y admiro mucho.

Gracias a Luis Miguel Alvarado (Luismi). Gracias por ser mi apoyo en estos años de carrera, por darme aliento para continuar y no desfallecer. Gracias por ser mi compañero y mi maestro en el TEG. ¡Lo logramos!

Gracias, gracias a todas las personas que formaron parte de mi vida universitaria, mi vida... Gracias a mis loquitas: Elimar, Verónica, Isora y Natacha, fue un placer vivir tantas experiencias con ustedes, son mi mejor adquisición.

Gracias a Luis Quevedo por echarme una manito cuando podía, por compartir conmigo y Luis Miguel sus experiencias y darnos consejos. Gracias a la gente de Geofísica, gracias a mis niños de MINAS, mis panas de Geología, mis hijos de Mineralogía y Petrología. Gracias profesor lindo Ricardo Alezones, me enseñaste mucho de lo que sé de geología, lo considero mi padre de la academia. Gracias profesores, Rafael Falcón, Ander de Abrisqueta, David Mendi, Nuris Orihuela, Ricardo Ambrosio, Sebastián Grande y Alfredo Medero, por sus maravillosas y oportunas enseñanzas.

Gracias a mi tía Olga por brindarme un hogar y siempre preguntar ¿cómo vas?, a Roberto y Ruth por su amabilidad en todo momento, a mi familias Santiago Ramos (Kim, Eme, Mami Damiana, tía Josefina, tío Pedro, bebé Santi y demás) y Bastidas Álvarez (tía Marlene, primas Tani y Ada, tía Sonia, Stita, Edgar y demás)...

Gracias UUUCV por todo lo vivido bajo tu cielo, los mejores recuerdos.

¡Ah! Gracias a mí... En fin, "las palabras nunca alcanzan cuando lo que hay que decir desborda el alma" (Julio Cortázar)... Ahora como diría Gabo, el escritor: No llores porque ya se terminó... sonrío, porque sucedió.

**Santiago B., Giannina**

**ESTUDIO GRAVIMÉTRICO DE LA PLACA CARIBE EN LA  
ZONA DE COLISIÓN CON SURAMÉRICA AL OESTE DEL  
ESTADO FALCÓN**

**Tutor Académico: Prof. Antonio Ughi. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de  
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2014, n° pág. 130.**

**Palabras Claves:** Placa Caribe, subducción, gravimetría, estado Falcón.

Con la finalidad de evaluar los diferentes estilos de subducción que se ajusten a las condiciones geológicas, geofísicas y geodinámicas de la interacción intraplaca en la zona de colisión Caribe – Suramérica, al oeste del estado Falcón, se realizó un estudio gravimétrico entre los meridianos  $-69^{\circ}\text{W}$  y  $-73^{\circ}\text{W}$  y los paralelos  $6^{\circ}\text{N}$  y  $15^{\circ}\text{N}$ , donde se seleccionaron dos perfiles, el primero N–S sobre el meridiano  $-70^{\circ}\text{W}$  y el segundo con una orientación  $\text{N}40^{\circ}\text{W}$ , con una longitud aproximada de 1000 km y 600 km respectivamente.

Para verificar la incidencia de la placa Caribe por debajo de Suramérica, se recurrió a los trabajos de Silver *et al.* (1975), Sousa *et al.* (2005), Van der Hilst y Mann (1994), a partir de los cuales se comprobaron las distintas configuraciones, agrupando las mismas en somero, intermedio y profundo.

En general el grupo de configuraciones dominante fue el somero, teniéndose que para la sección de corteza correspondiente al perfil  $-70^{\circ}\text{W}$  el modelo de subducción somera cuya extensión de la lámina de subducción es aproximadamente 170 km, empieza  $\approx 340$  km de la ciudad de Barquisimeto, presenta un ángulo de incidencia de  $\approx 15^{\circ}\text{S}$  hasta los 10 km donde el ángulo aumenta a unos  $20^{\circ}$  profundizando a  $\approx 28$  km; es la configuración más idónea para la interacción Caribe – Suramérica.

En cuanto al perfil  $\text{N}40^{\circ}\text{W}$  la configuración más aceptable es la que muestra a la placa Caribe en subducción por debajo de Suramérica empezando aproximadamente a 340 km de la ciudad de Barquisimeto con un ángulo de buzamiento de  $30^{\circ}\text{S}$  hasta llegar a los 30 km donde dicho ángulo cambia a  $\approx 20^{\circ}\text{S}$ . La lámina de subducción se extiende aproximadamente 170 km llegando hasta los 35 km de profundidad.

## ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA .....	v
AGRADECIMIENTOS .....	vi
RESUMEN.....	viii
ÍNDICE GENERAL.....	ix
LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE TABLAS.....	xvi
1. INTRODUCCIÓN .....	17
1.1 Ubicación del área en estudio.....	19
2. GEOLOGÍA .....	21
2.1 Placa Caribe.....	21
2.1.1 Límites de la Placa Caribe.....	23
2.1.2 Geomorfología del Caribe .....	24
2.1.3 Evolución geodinámica de la Placa Caribe.....	27
2.2 Margen norte de la placa Suramericana .....	39
2.3 Marco tectónico de la región noroccidental .....	41
2.3.1 Andes de Mérida .....	41
2.3.2 Sierra de Perijá.....	44
2.3.3 Bloque Maracaibo.....	44
2.3.4 Cuencas de Venezuela .....	45
2.3.5 Napas de Lara .....	52
2.4 Fallas y sistemas de fallas asociados en la región noroccidental .....	53
3. INTERACCIÓN ENTRE LAS PLACAS CARIBE Y SURAMÉRICA .....	56
3.1 Modelos gravimétricos de la Interacción Caribe – Suramérica.....	56
4. VALIDACIÓN ESTADÍSTICA Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS .....	65
4.1 Fuente de los datos gravimétricos, topográficos y batimétricos.....	65
4.2 Validación estadística de los datos gravimétricos .....	65

4.3 Mapas de Anomalías de Aire Libre y Anomalías de Bouguer .....	71
4.3.1 Mapa Topográfico.....	72
4.3.2 Mapa de Anomalía de Aire Libre.....	74
4.3.3 Mapa de Anomalía de Bouguer .....	75
4.4 Separación regional y residual .....	79
<b>5. MODELADO GRAVIMÉTRICO BIDIMENSIONAL .....</b>	<b>89</b>
5.1 Sección de la corteza perfil -70°W .....	91
5.1.1 Modelos gravimétricos con lámina de subducción somera.....	93
5.1.2 Modelos gravimétricos con lámina de subducción intermedia .....	98
5.1.3 Modelos gravimétricos con lámina de subducción profunda.....	102
5.2 Sección de la corteza del perfil con una orientación de N40°W .....	104
5.2.1 Modelos gravimétricos con lámina de subducción somera.....	105
5.2.2 Modelos gravimétricos con lámina de subducción intermedia .....	109
5.2.3 Modelos gravimétricos con lámina de subducción profunda.....	112
5.3 Análisis cuantitativo de los modelos gravimétricos de la sección de la corteza perfil -70°W y N40°W .....	114
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>120</b>
<b>7. RECOMENDACIONES .....</b>	<b>122</b>
<b>8. BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS .....</b>	<b>123</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona en estudio (Modificado de Google Earth).	19
Figura 1.2 Mapa de la zona de estudio donde se muestra la ubicación espacial de los perfiles 1 y 2. (Modificado de Google Earth).	20
Figura 2.1 Principales unidades geomorfológicas de la placa Caribe (Modificado de Google Earth).	23
Figura 2.2 Unidades geomorfológicas del Caribe al noroccidente de Venezuela (Modificado de Google Earth).	25
Figura 2.3 Principales modelos de la evolución de la Placa Caribe a) Modelo Pacífico y b) Modelo intra – Americano (Modificado de Meschede y Frisch, 1998).	28
Figura 2.4 Reconstrucción del Pangea para el Jurásico Temprano (Pindell y Kennan, 2001).	29
Figura 2.5 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Coloviense/Oxfordiense (Pindell y Kennan, 2001).	30
Figura 2.6 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Aptiense Temprano (Pindell y Kennan, 2001).	32
Figura 2.7 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Albiense Tardío (Pindell y Kennan, 2001).	33
Figura 2.8 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Campaniense Temprano (Pindell y Kennan, 2001).	34
Figura 2.9 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Maastrichtiense (Pindell y Kennan, 2001).	35
Figura 2.10 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Paleoceno Tardío (Pindell y Kennan, 2001).	36
Figura 2.11 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Eoceno Medio (Pindell y Kennan, 2001).	37
Figura 2.12 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Oligoceno (Pindell y Kennan, 2001).	38

Figura 2.13 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Mioceno Tardío (Pindell y Kennan, 2001). .....	39
Figura 2.14 Marco tectónico del noroccidente de Suramérica (Modificado de Cerón <i>et al.</i> , 2007). .....	42
Figura 2.15 Estructura en flor de los Andes de Mérida (Modificado de Colletta <i>et al.</i> , 1997). .....	43
Figura 2.16 Esquema noroccidente de Venezuela, hacia el oeste se aprecia el Bloque de Maracaibo (FUNVISIS, 2013). .....	45
Figura 2.17 Principales cuencas petrolíferas de Venezuela (Schlumberger Oilfield Services, 1997). .....	46
Figura 2.18 Corte estructural NW – SE a través de la Cuenca de Maracaibo desde los Andes de Mérida hasta la Sierra de Perijá (WEC, 1997). .....	48
Figura 2.19 Mapa paleográfico del noroccidente de Venezuela en el Mioceno Temprano (González de Juana <i>et al.</i> , 1980). .....	49
Figura 2.20 Modelo conceptual de la Cuenca de Falcón (Modificado de Boesi y Goddard, 1991). .....	50
Figura 2.21 Corte conceptual de la Cuenca Barinas – Apure (Yoris y Ostos, 1997)..	51
Figura 3.1 Modelo de las láminas subductantes (Maracaibo y Bucaramanga), donde se muestra la geometría y extensión de las mismas. (Modificado de Van der Hilst y Mann, 1994). .....	57
Figura 3.2 Modelo gravimétrico – magnético a) con lámina de subducción somera y b) con lámina de subducción profunda (Modificado de Rodríguez y Sousa, 2003). ..	58
Figura 3.3 Modelo gravimétrico en el noroccidente de Venezuela con lámina de subducción (Bezada, 2005). .....	59
Figura 3.4 Secciones de densidad a lo largo de los perfiles seleccionados en dirección norte – sur al noroccidente de Venezuela (Quijada, 2006). .....	60
Figura 3.5 Modelo gravimétrico con lámina de subducción somera a) propuesto para el perfil 69° W y b) propuesto para el perfil 68° W (Garzón y Ughi, 2008). .....	61

Figura 3.6 Modelo gravimétrico con lámina de subducción somera a) propuesto para el perfil N65°W y b) propuesto para el perfil N15° (Orellana, 2008). .....	62
Figura 3.7 Modelos propuestos para el transepto geodinámico entre la Placa Caribe y el Cratón de Guayana (Giraldo <i>et al.</i> , 2002). .....	64
Figura 4.1 Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos. ....	66
Figura 4.2 Histogramas de frecuencia de los grupos obtenidos por K – media. (a) Grupo1, (b) Grupo2, (c) Grupo3. ....	67
Figura 4.3 Gráficos Q – Q de los grupos obtenidos por K – media. (a) Grupo1, (b) Grupo2, (c) Grupo3. ....	69
Figura 4.4 Diagramas caja bigotes para los grupos 1, 2 y 3. ....	70
Figura 4.5 Distribución espacial de los datos de Anomalía de Bouguer. ....	71
Figura 4.6 Mapa Topográfico y Batimétrico de la región noroccidental de Venezuela. ....	73
Figura 4.7 Mapa de Anomalía de Aire Libre de la zona noroccidental de Venezuela. ....	75
Figura 4.8 Mapa de Anomalía de Bouguer de la zona noroccidental de Venezuela. .	78
Figura 4.9 Espectro de potencia de la Anomalía de Bouguer obtenido del <i>Oasis Montaj</i> . ....	81
Figura 4.10 Pendientes del espectro de potencia. (a) Profunda, (b) Intermedia, (c) Somera, (d) Ruido. ....	81
Figura 4.11 Mapa de Anomalía de Bouguer regional para un $k= 0.0126$ , correspondiente a la fuente profunda. En la figura a la izquierda se aprecia al mapa regional con el contorno del mapa de Venezuela, mientras que a la derecha se tienen los contornos del mismo. ....	84
Figura 4.12 Mapa residual de Anomalía de Bouguer de la región noroccidental de Venezuela. ....	86
Figura 5.1 Mapa de ubicación y de Anomalías de Bouguer para una densidad $\rho=2.67$ g/cm <sup>3</sup> . Las líneas rojas y negras corresponden a los perfiles. ....	89

Figura 5.2 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción somera propuestos para el perfil -70°W. (a) Modelo gravimétrico somero 1 y (b) Modelo gravimétrico somero 2. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón. ....	95
Figura 5.3 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil -70°W. (a) Modelo gravimétrico somero 3 y (b) Modelo gravimétrico somero 4. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón. ....	96
Figura 5.4 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil -70°W. (a) Modelo gravimétrico somero 5 y (b) Modelo gravimétrico somero 6. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón. ....	97
Figura 5.5 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción intermedia propuestos para el perfil -70°W. (a) Modelo gravimétrico intermedio 1 y (b) Modelo gravimétrico intermedio 2. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón. ....	100
Figura 5.6 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción intermedia propuestos para el perfil -70°W. (a) Modelo gravimétrico intermedio 3 y (b) Modelo gravimétrico intermedio 4. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón. ....	101
Figura 5.7 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción profunda propuestos para el perfil -70°W. (a) Modelo gravimétrico profundo 1 y (b) Modelo gravimétrico profundo 2. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón. ....	103
Figura 5.8 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción somera propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico somero I y (b) Modelo gravimétrico somero II. FO: Falla de Oca – Ancón. ....	106
Figura 5.9 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción somera propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico somero III y (b) Modelo gravimétrico somero IV. FO: Falla de Oca – Ancón. ....	107
Figura 5.10 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción somera propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico somero V y (b) Modelo gravimétrico somero VI. FO: Falla de Oca – Ancón. ....	108

Figura 5.11 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción intermedia propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico intermedio I y (b) Modelo gravimétrico intermedio II. FO: Falla de Oca – Ancón. 110

Figura 5.12 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción intermedia propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico intermedio III y (b) Modelo gravimétrico intermedio IV. FO: Falla de Oca – Ancón. .... 111

Figura 5.13 Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción profunda propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico profundo I y (b) Modelo gravimétrico Profundo II. FO: Falla de Oca – Ancón. .... 113

Figura 5.14 Modelo gravimétrico bidimensional final con lámina de subducción somera propuestos para el perfil -70°W. 118 FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón. .... 118

Figura 5.15 Modelo gravimétrico bidimensional final con lámina de subducción somera propuestos para el perfil N40°W. FO: Falla de Oca – Ancón. .... 119

## LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1 Parámetros estadísticos .....	68
Tabla 4.2 Profundidades calculadas con el espectro de potencia y su posible asociación geológica. ....	82
Tabla 5.1 Densidades de los cuerpos presentes en los modelos gravimétricos. ....	90
Tabla 5.2 Errores y diferencias correspondientes a cada modelo del perfil -70°W ..	115
Tabla 5.3 Errores y diferencias correspondientes a cada modelo del perfil N40°W	116

## 1. INTRODUCCIÓN

La interacción intraplaca de la zona de colisión Caribe – Suramérica presenta características que están asociadas a ambientes tectónicos convergentes, evidencia de ello son dos de las principales estructuras geológicas localizadas en la región meridional de la cuenca del Caribe: Cinturón Deformado del Caribe Sur y el Sistema Montañoso del Caribe.

Por dicha razón y aunado también a su complejidad como placa tectónica, la Placa Caribe y su interacción con otras placas litosféricas, ha sido durante las últimas décadas objeto de numerosos estudios. Esto convierte a la región del Caribe en una de las zonas más estudiadas del mundo en lo que respecta a geología marina y geofísica.

En el caso de la interacción entre las placas Caribe y Suramérica, autores como Silver *et al.* (1975), Sousa *et al.* (2005) y Van der Hilst y Mann (1994) mencionan una lámina de subducción que se prolonga varios centenares de kilómetros por debajo de Suramérica. Partiendo de lo anterior, en los últimos años se han planteado modelos geológicos estructurales del subsuelo, en la zona noroccidental del territorio venezolano, donde se muestra la prolongación de la lámina de subducción asociándola con el contexto geológico y geodinámico. Entre algunos de estos trabajos geofísicos realizados en la zona noroccidental, se tienen los estudios de perfiles gravimétricos de Arnáiz *et al.* (2011), Garzón y Ughi (2008) y Orellana (2008).

A pesar de todos los trabajos realizados en la zona noroccidental de Venezuela, no se tiene un estudio donde se evalúen todos los estilos de subducción que mejor se ajusten a la realidad estructural de la zona en colisión, ni se ha llegado a un consenso entre los autores, sobre la profundidad de la lámina de subducción. Es por ello que el presente trabajo propone evaluar los diferentes estilos de subducción que se ajusten a las condiciones geológicas, geofísicas y geodinámicas de la interacción intraplaca en la zona de colisión Caribe – Suramérica al oeste del estado Falcón.

Con el fin de lograr esa meta, se requiere durante el desarrollo de la investigación:

- Generar modelos gravimétricos estructurales bidimensionales sustentados con datos geológicos y geofísicos disponibles en la región, que muestren las diferentes opciones de lámina de subducción en la zona de estudio.
- Probar los modelos de subducción que mejor muestren la prolongación de la lámina de subducción por debajo de Suramérica y se ajusten a los aspectos geológicos y geofísicos de la zona en estudio.

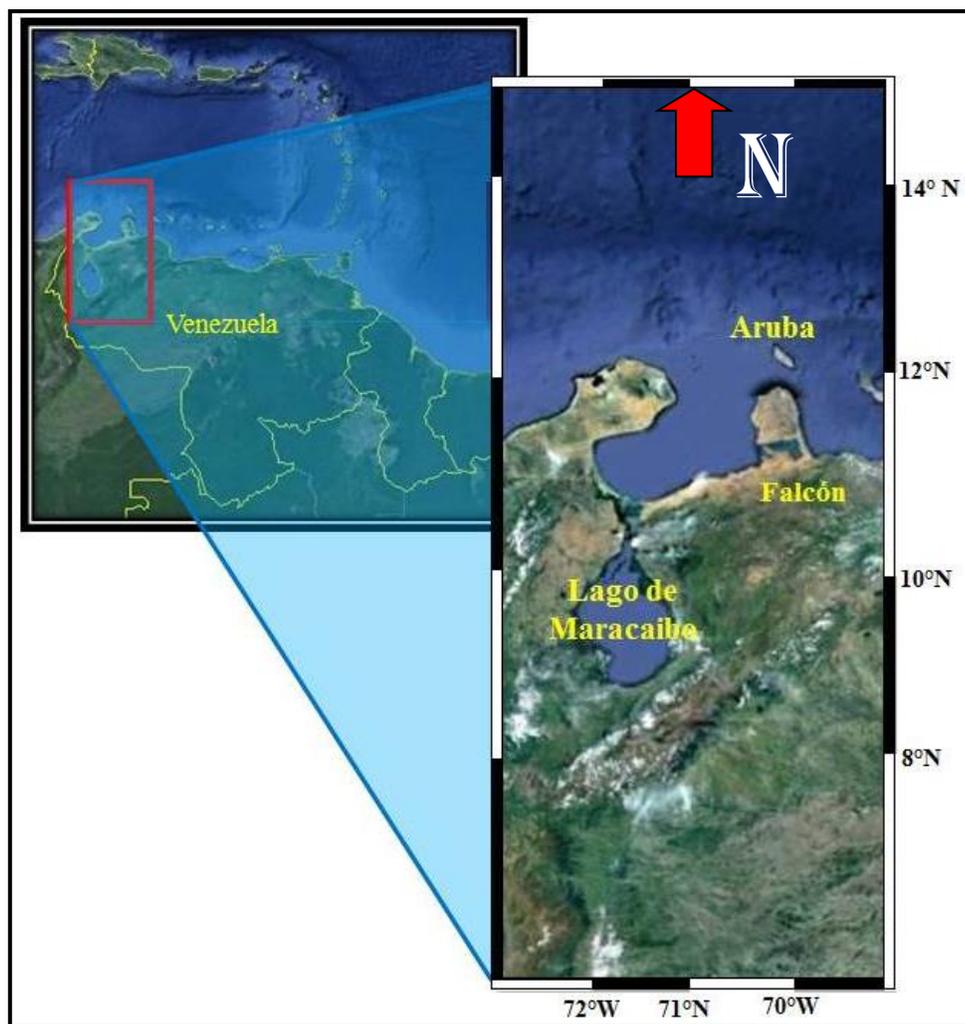
Tomando en consideración lo antes expuesto, vale acotar que a lo largo de los últimos años se ha ido complementando a través de numerosos estudios geológicos y geofísicos el conocimiento de la evolución geodinámica del norte de Suramérica, pero en estos estudios previos no se tiene una evaluación a detalle de las diferentes opciones propuestas de la lámina de subducción en la zona de colisión Caribe – Suramérica, en la región noroccidental, por lo cual aún se tiene incertidumbre hasta qué profundidad se prolonga la lámina de subducción por debajo de Suramérica.

Por lo tanto, el determinar el estilo de subducción que mejor se ajuste a los aspectos geológicos y geofísicos de la interacción intraplaca de la zona de colisión Caribe – Suramérica, en general, sería un gran aporte para la comunidad de geocientíficos, debido a que brindaría la posibilidad de ayudar a comprender de mejor manera los procesos geodinámicos que intervienen en la formación de las estructuras causantes de las anomalías gravimétricas observadas en la zona. De esta manera el conocimiento de la comunidad científica venezolana se vería enriquecido al poseer información más precisa de las características geológicas y geofísicas de la región en estudio.

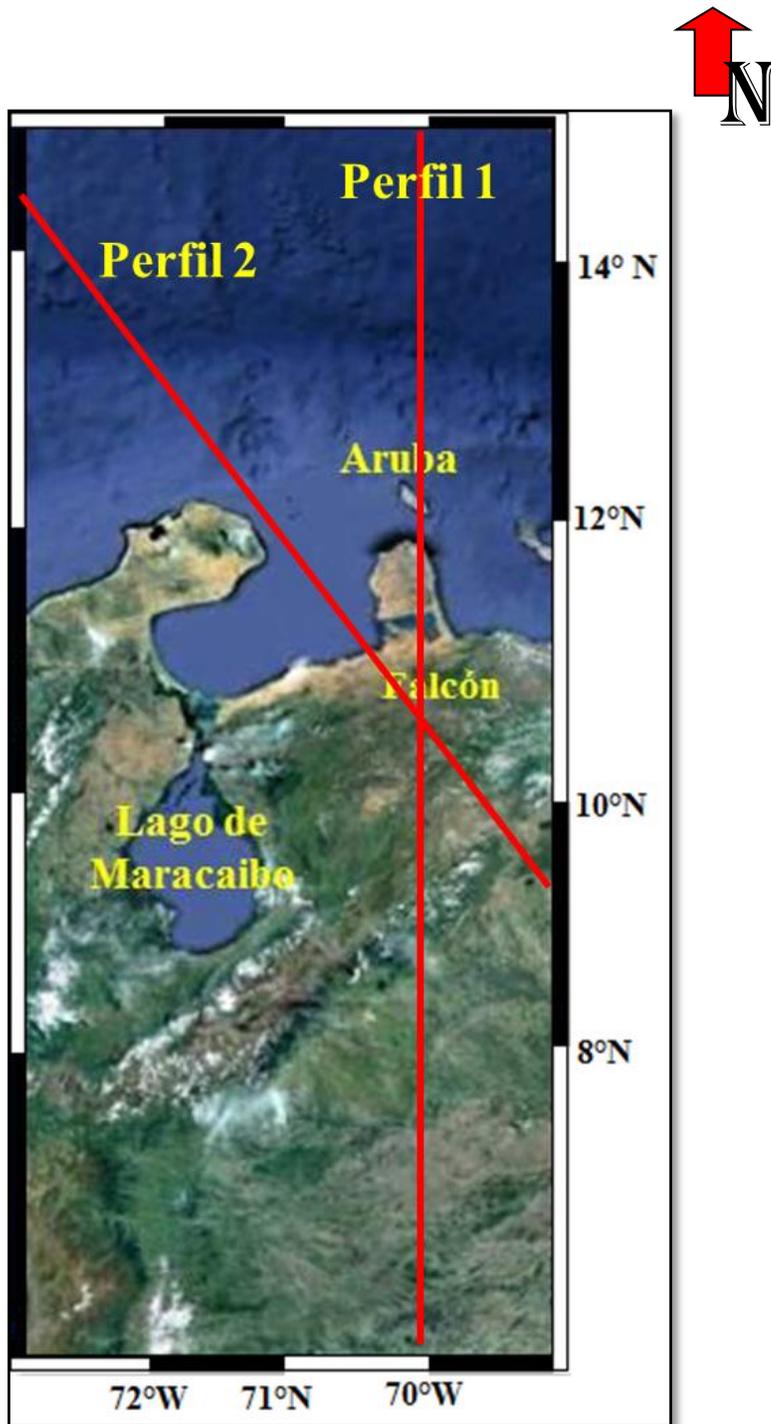
Del mismo modo el trabajo constituiría una contribución de utilidad para la industria petrolera, puesto que permitirá determinar con mayor precisión la ubicación de posibles zonas prospectivas en la región.

## 1.1 Ubicación del área en estudio

La zona en estudio está comprendida entre los meridianos  $-69^{\circ}\text{W}$  y  $-73^{\circ}\text{W}$  y los paralelos  $6^{\circ}\text{N}$  y  $15^{\circ}\text{N}$  (figura 1.1). En cuanto a los perfiles seleccionados en el trabajo, el primero presenta una orientación N-S, sobre el meridiano  $-70^{\circ}\text{W}$ , mientras que el segundo perfil muestra una dirección de  $\text{N}40^{\circ}\text{W}$ . La extensión de los perfiles es de aproximadamente 1000 km de longitud para el primero y de 600 km para el segundo (figura 1.2).



**Figura 1.1** Mapa de ubicación de la zona en estudio (Modificado de Google Earth).



**Figura 1.2** Mapa de la zona de estudio donde se muestra la ubicación espacial de los perfiles 1 y 2.  
(Modificado de Google Earth).

## **2. GEOLOGÍA**

La interpretación geofísica de cualquier zona en estudio se encuentra arraigada a la geología de dicha zona, es por ello que seguidamente se expondrán las características geológicas, geomorfológicas y la evolución geodinámica del Caribe y de algunas zonas de la región noroccidental de Venezuela

### **2.1 Placa Caribe**

La placa Caribe presenta una gran complejidad y variabilidad como placa tectónica. Es por tanto que en torno a ella se han producido innumerables teorías y modelos que permiten describirla; sin embargo, actualmente existe un consenso en la mayoría de los aspectos fundamentales que definen su geodinámica y evolución, así como sus principales estructuras y composición geológica.

La región del Caribe se encuentra entre las placas de América del Norte, Coco, Atlántico y Suramericana; constituyendo un accidente geológico que se localiza entre las longitudes de  $-60^{\circ}\text{W}$  y  $-90^{\circ}\text{W}$  y las latitudes  $10^{\circ}\text{N}$  y  $20^{\circ}\text{N}$ ; cubriendo un área aproximada de  $4.000.000 \text{ km}^2$ . La misma presenta una composición geológica característica de corteza oceánica (Dielbod *et al.*, 1981), aunque, posee un inusual espesor del piso oceánico que la diferencia de una corteza oceánica común, el cual oscila entre 10 y 15 km (Duncan y Hargraves, 1984), lo que la hace un poco más gruesa que las típicas cortezas oceánicas del Pacífico y el Atlántico, por lo que se le considera de tipo transicional (Bellizzia, 1985).

Dado lo anterior se tiene que la región de la placa Caribe correspondiente a corteza delgada, presenta un espesor promedio de 5 km, lo cual se asocia con la corteza oceánica, no obstante, en lo que respecta a las cuencas transicionales de Venezuela, Colombia y el Golfo de México, la misma, presenta espesores aproximados de 15, 18 y 20 km respectivamente (Bellizzia, 1985).

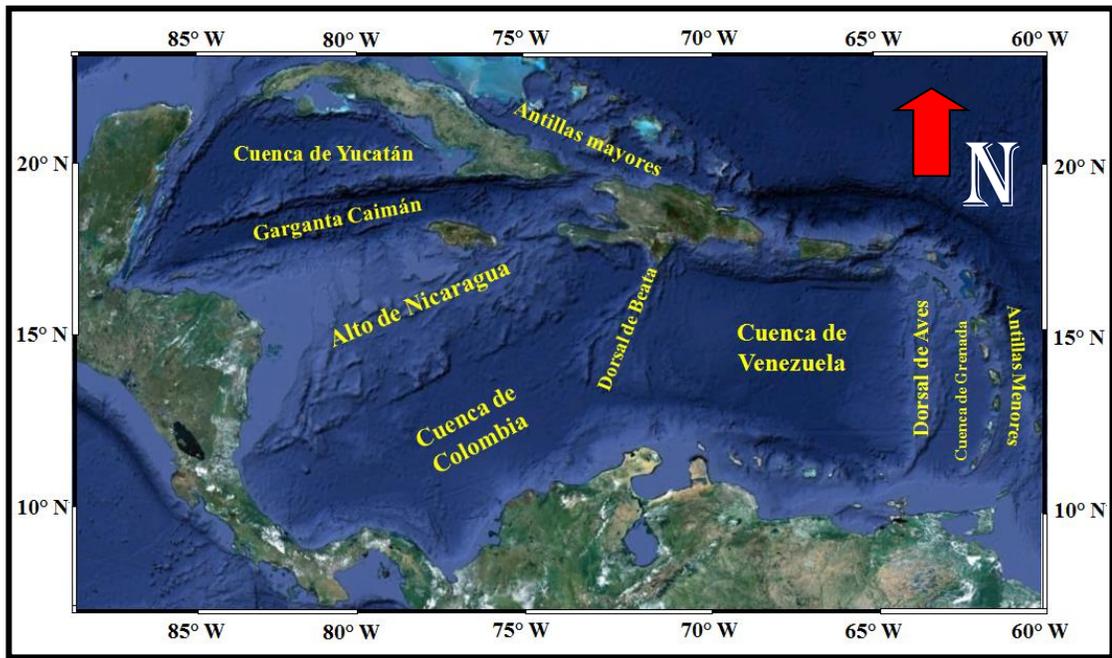
Las diferencias en los espesores del piso oceánico de la placa Caribe, según Houtz y Ludwig (1977) han sido atribuidas a que en la misma cohabitan cuencas

(correspondientes con un suelo oceánico de espesor normal) y “ridges” que se han visto engrosados por las erupciones volcánicas de basaltos, conclusiones a las que se ha llegado a partir de los resultados del DSDP (Deep Sea Drilling Project), los cuales muestran que los horizontes identificados como A” y B” son correlacionables con los engrosamientos de la corteza, debidos a la presencia de diques y flujos basálticos correspondientes al Cretácico Tardío (parte de estos flujos se hallan expuestos al norte de Venezuela en las Napas de Villa de Cura), estos diques se encuentran cubiertos por sedimentos y tienen espesores que van desde 1 a 2.5 km aproximadamente (Meschede y Frisch, 1998).

Por su parte el movimiento relativo entre la placa Caribe y sus otras placas vecinas, según Sykes *et al.* (1982) se ha interpretado de estudios sismológicos, donde se tiene que la componente dominante del movimiento tiene una dirección E – W (fallas transcurrentes dextrales), asociado a su vez a una componente menor en dirección N – S (fallas de compresión).

La placa Caribe se desplaza, según Molnar y Sykes (1969) y Jordan (1975), hacia el este a 1.4-2.2 cm/año con relación a la norteamericana; mientras que para Ladd (1976), Minster y Jordan (1978), Sykes *et al.* (1982), DeMets *et al.* (1990) y Deng y Sykes (1995) hay un rango de 1.2-4.0 cm/año. Ushakov *et al.* (1979) determinan en la placa Caribe una composición de movimiento hacia el norte de 0.3-0.4 cm/año y hacia el sur de 0.2 cm/año.

En la región del Caribe se pueden definir cuatro cuencas principales: al noroeste se presenta la cuenca de Yucatán, mientras que al sur se observan, de oeste a este, las cuencas de Colombia, Venezuela y Grenada, las cuales se encuentran separadas por zonas menos profundas. Existen otras unidades geomorfológicas como los arcos de islas de las Antillas Mayores y Menores, la dorsal de Aves y de Beate, y la Garganta Caimán, entre otros (Figura 2.1).



**Figura 2.1** Principales unidades geomorfológicas de la placa Caribe  
(Modificado de Google Earth).

### 2.1.1 Límites de la Placa Caribe

El límite norte de la placa Caribe es transcurrente, con movimiento lateral sinistral (Bellizzia, 1985). Dichas fallas activas presentan de 100 a 200 km de ancho y 2000 km de extensión, zona de fallas Chixoy – Polochic – Motagua – falla Swan – falla Oriente – Sistema Septentrional – falla Puerto Rico.

Por su parte el límite sur de la placa Caribe es más complejo, debido a que no existe una definición clara de sus bordes. Sin embargo, tomando en cuenta la sismología de la zona se tiene que la errática distribución de los hipocentros aparentemente está más ligada a fallamientos mayores que a zonas de subducción. Únicamente en la parte este, a lo largo del arco de las Antillas Menores y en la parte este de la Península Araya – Paria, la sismicidad aumenta formando grupos de hipocentros que definen una zona de subducción con buzamiento hacia el oeste (Bellizzia, 1985). A pesar de ello, algunos autores (Bosch y Rodríguez, 1992; Van

der Hilst y Mann, 1994; Ughi *et al.* 2004; Garzón y Ughi, 2008 y Orellana, 2008), han mostrado un acuerdo general al considerar que el Cinturón Deformado del Caribe Sur es el límite de la interacción meridional Caribe – Suramérica.

Finalmente, el margen este es un típico arco de islas originado por la subducción de la corteza oceánica del Atlántico debajo de la placa Caribe, la cual ha producido un magmatismo calco – alcalino aún activo en la cadena de islas de las Antillas Menores. Las edades más antiguas establecidas por paleontología y dataciones isotópicas corresponden al Cretáceo Superior. La edad Jurásico para el complejo volcánico-plutónico de la Isla La Desirade ha sido de difícil interpretación. Posiblemente las rocas representan remanentes de un arco volcánico primitivo, probablemente continuación del Arco de las Antillas Mayores, el cual fue posteriormente superpuesto por rocas volcánicas más jóvenes del arco de las Antillas Menores. El límite oeste de la placa Caribe está marcado por una zona de convergencia determinada por la subducción de las placas de Cocos y Nazca debajo de Centroamérica, la cual ha originado un vulcanismo Terciario – Reciente a lo largo de Centroamérica (Bellizzia, 1985).

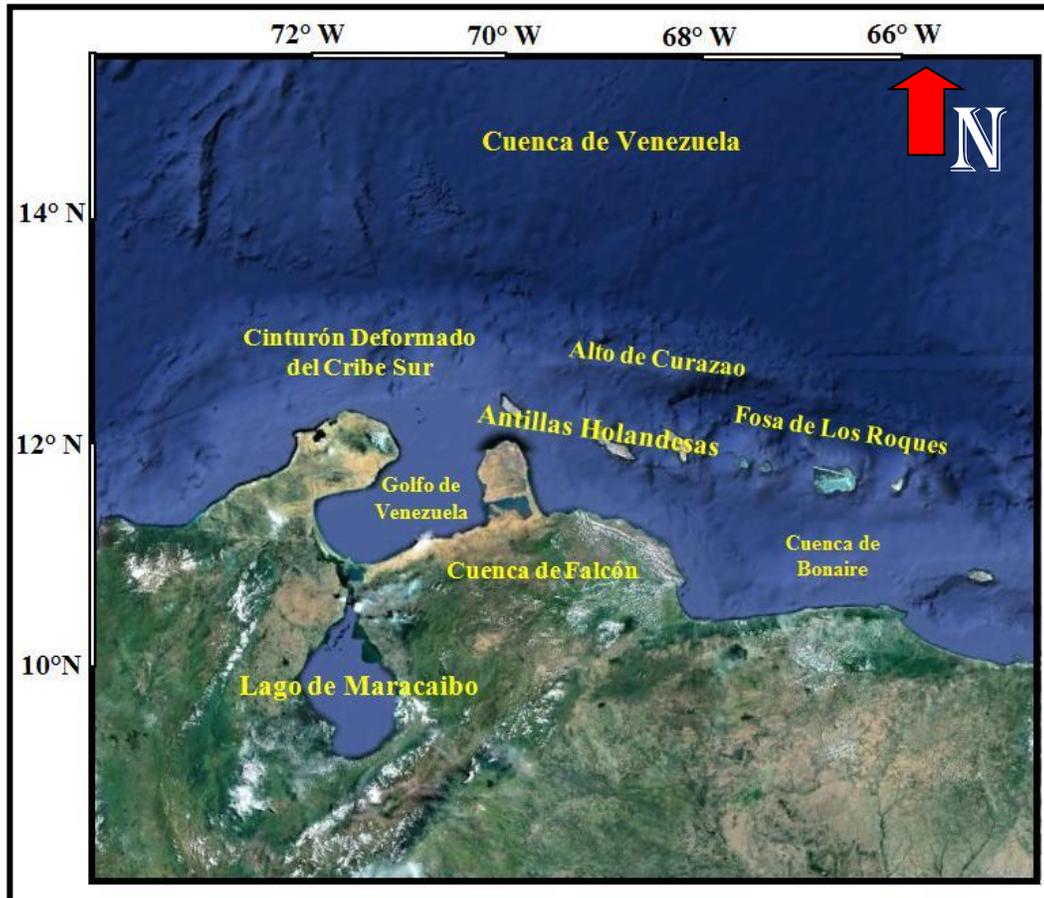
### **2.1.2 Geomorfología del Caribe**

La región del Caribe se caracteriza por presentar significativas unidades geomorfológicas, pese a ello, a continuación sólo se mencionaran las localizadas en la región costa afuera del noroccidente de Venezuela (Figura 2.2).

#### **Cuenca de Venezuela**

Es un accidente geomorfológico delimitado al este por un alto submarino complejo, mejor conocido como la Dorsal de Aves, donde se observa un patrón de anomalías magnéticas someras y paralelas al margen, atribuidas a una expresión de fallas de alto ángulo (Donnelly, 1994). Hacia el norte, la cuenca se extiende hasta la Garganta de Muertos, mientras que al sur limita con el Cinturón Deformado del Caribe Sur. La Cuenca de Venezuela presenta profundidades que varían entre los 4 y 5 km, haciéndose más somera en el centro y hacia el oeste, donde se extiende hasta la

Dorsal de Beata, la cual, es una estructura altamente asimétrica, con una ladera suave hacia el oriente y abrupta hacia el occidente, con pendientes que oscilan entre 8° y 15°, donde se presentan una serie de horsts y grábenes (Donnelly, 1994).



**Figura 2.2** Unidades geomorfológicas del Caribe al noroccidente de Venezuela (Modificado de Google Earth).

### **Cinturón Deformado del Caribe Sur y el Alto de Curazao**

El Cinturón Deformado del Caribe y su continuación hacia el este como Alto de Curazao se localizan en la región costa fuera de Venezuela y Colombia, está conformado por una espesa secuencia de sedimentos altamente deformados que interrumpen las secuencias sedimentarias no disturbadas de la Cuenca del Caribe y que se observa claramente en los perfiles sísmicos de reflexión (Bellizzia, 1985). Esta

prominencia se extiende desde la Fosa de Los Roques en el este hasta el Valle de Atrato en Colombia al oeste (Silver *et al.*, 1975).

### **Fosa de Los Roques**

Se ubica entre el Alto de Curazao y las Antillas Holandesas y es interpretada por Silver *et al.*, (1975) como una cuenca de más de 2000 m de sedimentos pelágicos Terciarios y posibles estratos turbidíticos, que parece existir gracias al Alto de Curazao.

### **Antillas Holandesas y Bloque Bonaire**

La Antillas Holandesas son una serie de bloques que se encuentran levantados y están ubicados al norte de las costas venezolanas, entre ellas se encuentran las islas de Bonaire, Curazao y Aruba.

Las Antillas Holandesas están constituidas principalmente por rocas ígneas submarinas (basaltos no orogénicos y de naturaleza oceánica) con edades que varían desde el Albiense al Conaciense y cuyo origen ha sido asociado con el arco volcánico de Villa de Cura (Bellizzia, 1985). Se consideran parte de la provincia tectono – geomorfológica, Bloque Bonaire, el cual está comprendido entre el Alto de Curazao y la Falla de Oca, que es una zona sísmicamente activa ubicada aproximadamente 40 km al sur de la línea de costa de Venezuela.

El Bloque Bonaire es considerado como un bloque rígido localizado entre las placas Suramericana y del Caribe, está limitado al norte por una zona atípica de subducción que buza hacia el sur denominada Cinturón Deformado del Caribe Sur, que no se encuentra acompañada de vulcanismo, ni de actividad sísmica, debido posiblemente a una lenta subducción o a una alta plasticidad de las rocas (Bellizzia, 1985); por su parte al sur se encuentra el Bloque de Maracaibo – Santa Marta, limitado por los sistemas de fallas de Oca – Santa Marta – Bucaramanga – Boconó.

Las rocas volcánicas del Bloque Bonaire varían de basaltos a riolitas en composición y están relacionadas químicamente a los basaltos de arcos primitivos de islas y se caracterizan por un gran contenido de agua (Bellizzia, 1985).

### **Cuenca de Bonaire**

Es una cuenca elongada que está limitada al Norte por las islas de la cadena insular y al Sur por la Cordillera de la Costa venezolana, ostenta un espesor estimado de unos 7 Km, es considerada como una cuenca de distensión y parece estar relacionada genéticamente con la Cuenca de Grenada (Pindell et. al., 1988). Silver *et al.* (1975) considera a la Cuenca de Bonaire como una continuación costa afuera de la Cuenca de Falcón. Contiene más de 4000 m de depósitos cenozoicos, los cuales han sido determinados a partir de información sísmica, por lo cual se puede decir que la Cuenca de Bonaire consiste en una espesa sección sedimentaria que abarca el intervalo Oligoceno – Reciente aunque no se descarta la presencia de remanentes del Eoceno que fueron depositada en discordancia sobre un basamento ígneo-metamórfico Mesozoico (Bellizzia, 1985).

### **2.1.3 Evolución geodinámica de la Placa Caribe**

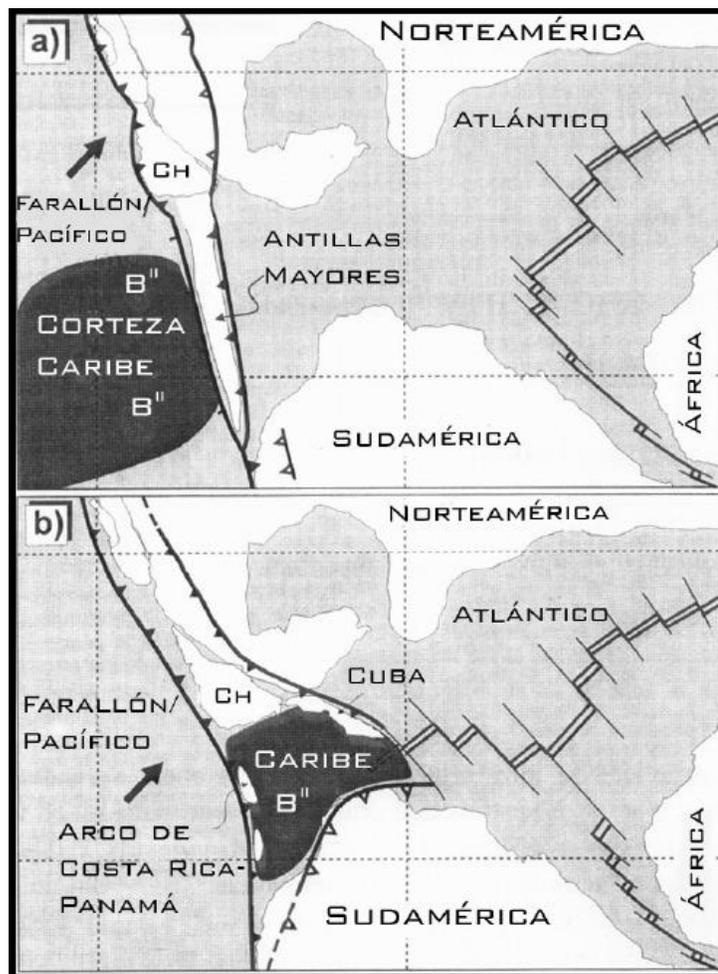
La evolución tectónica del Caribe ha sido objeto de controversiales discusiones en las últimas décadas y ha generado numerosas hipótesis. En la actualidad se está llegando a un consenso sobre la historia Jurásica y Cenozoica del Caribe, sin embargo, la evolución Cretácica continúa en debate.

Debido a que la descripción del origen de la placa Caribe varía marcadamente, han resultado las propuestas de dos modelos fundamentales: el modelo Pacífico y el modelo llamado alternativo, que apoya un origen “**in situ**”.

El modelo Pacífico (Figura 2.3 a) propone la formación de la placa Caribe en el océano Pacífico, en el Mesozoico Superior, justamente en el punto caliente de los Galápagos, la cual posteriormente se desplazó por deriva continental hasta su posición actual. Hoy por hoy un origen en el punto caliente de los Galápagos está

descartado, ya que implicaría un desplazamiento de la Placa Caribe de más de 400 km (Meschede y Frisch, 1998), por lo cual Pindell y Kennan (2001) plantean un origen para el Caribe basándose en la teoría del Pacífico, no obstante, tomando en consideración una posición más cercana a las dos Américas.

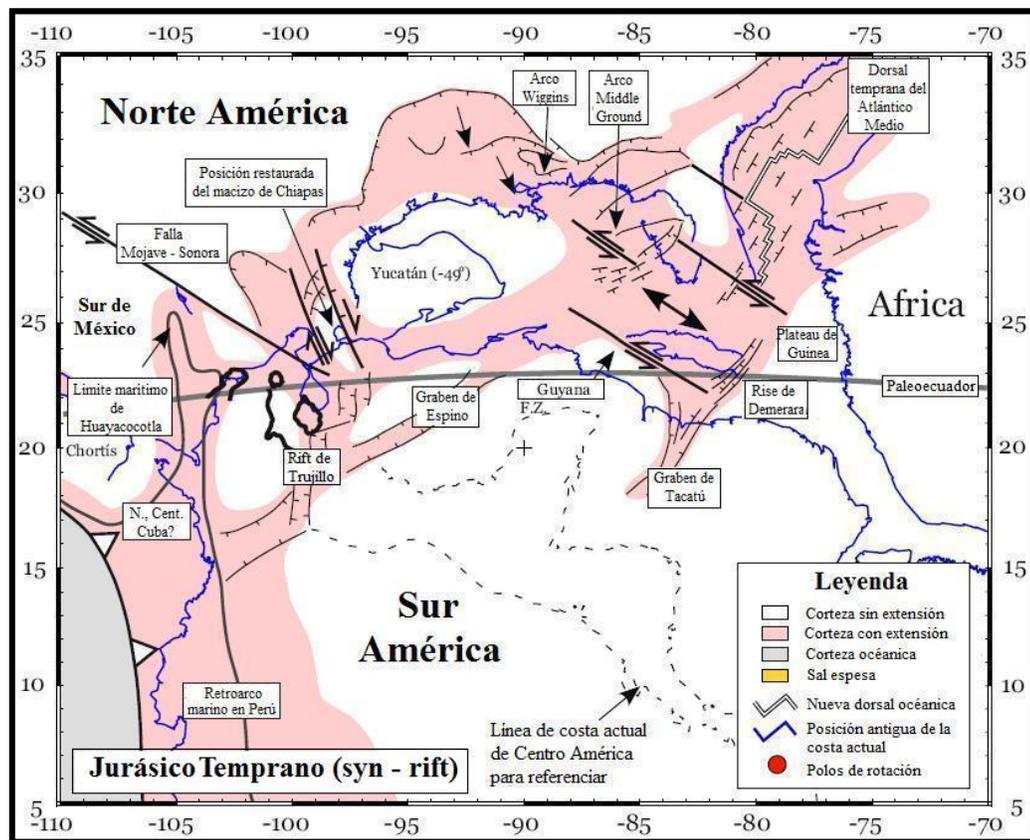
El modelo “in situ” o intra – Americano es formulado por Meschede y Frisch (1998) y en el mismo sugiere la formación de la placa Caribe por medio de la extensión entre las dos Américas (Figura 2.3 b).



**Figura 2.3** Principales modelos de la evolución de la Placa Caribe a) Modelo Pacífico y b) Modelo intra – Americano (Modificado de Meschede y Frisch, 1998).

Según Meschede y Frisch (1998) los conflictos entre las dos diferentes visiones de la evolución tectónica del Caribe se deben a las divergencias existentes en las ocurrencias de los eventos, disposición de placas, el origen de los bloques y terrenos (Antillas Mayores) y datos paleomagnéticos. Es importante señalar que los dos tipos de modelos coinciden a principios del Cenozoico.

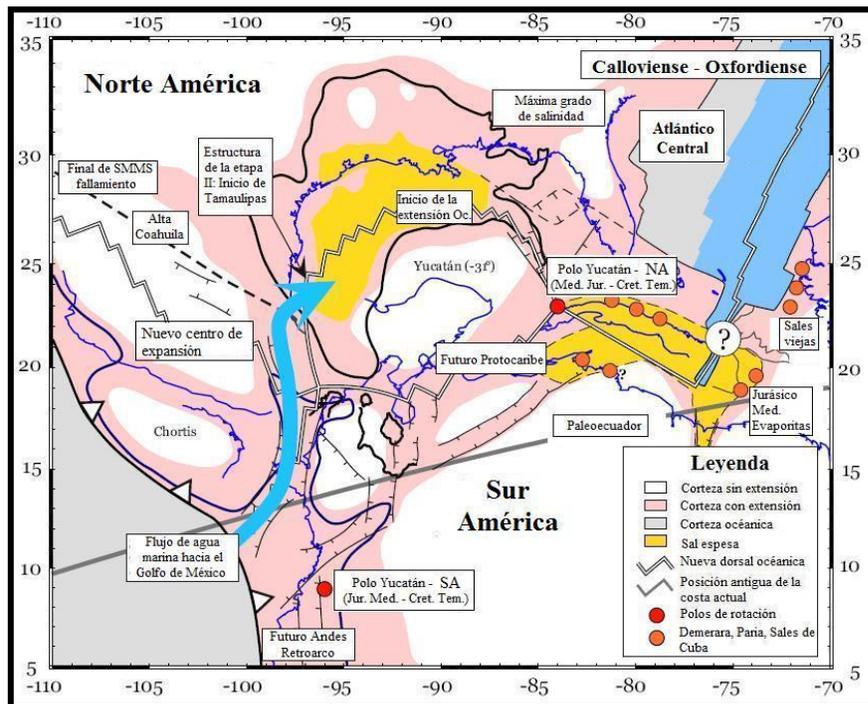
A continuación se contemplan algunos procesos globales ocurridos desde el Jurásico hasta el reciente con la finalidad de explicar la formación y desplazamiento de la placa Caribe, tomando en cuenta sólo la teoría del origen Pacífico según Pindell y Kennan (2001), donde se parte de una reconstrucción del Pangea occidental después del comienzo de la extensión continental y antes de la formación de la corteza oceánica en el Atlántico central (Figura 2.4).



**Figura 2.4** Reconstrucción del Pangea para el Jurásico Temprano (Pindell y Kennan, 2001).

## Jurásico

Dado que en el Jurásico Norteamérica y Suramérica se encontraban unidas, para resolver el problema de superposición de terrenos que se daría al tratar de reconstruir el Pangea, se ubicaba al bloque de Yucatán en lo que actualmente es el Golfo de Texas y Chortis al noroeste de Colombia y al sur de México. Para el Oxfordiense Temprano (Figura 2.5) comienza la expansión oceánica entre las dos Américas, debido a que la corteza estuvo sometida a un continuo proceso de estiramiento, lo cual provocó la depositación de evaporitas en los bordes norte y sur del Golfo de México, así como la ocurrencia de basaltos almohadillados tipo dorsal oceánica en el centro del golfo. Esta separación se tradujo de igual forma en un margen pasivo a través del Golfo de México y la región Protocaribe. Del mismo modo en México Central, se originó una expansión de retroarco con una orientación N – S (Pindell y Kennan, 2001).



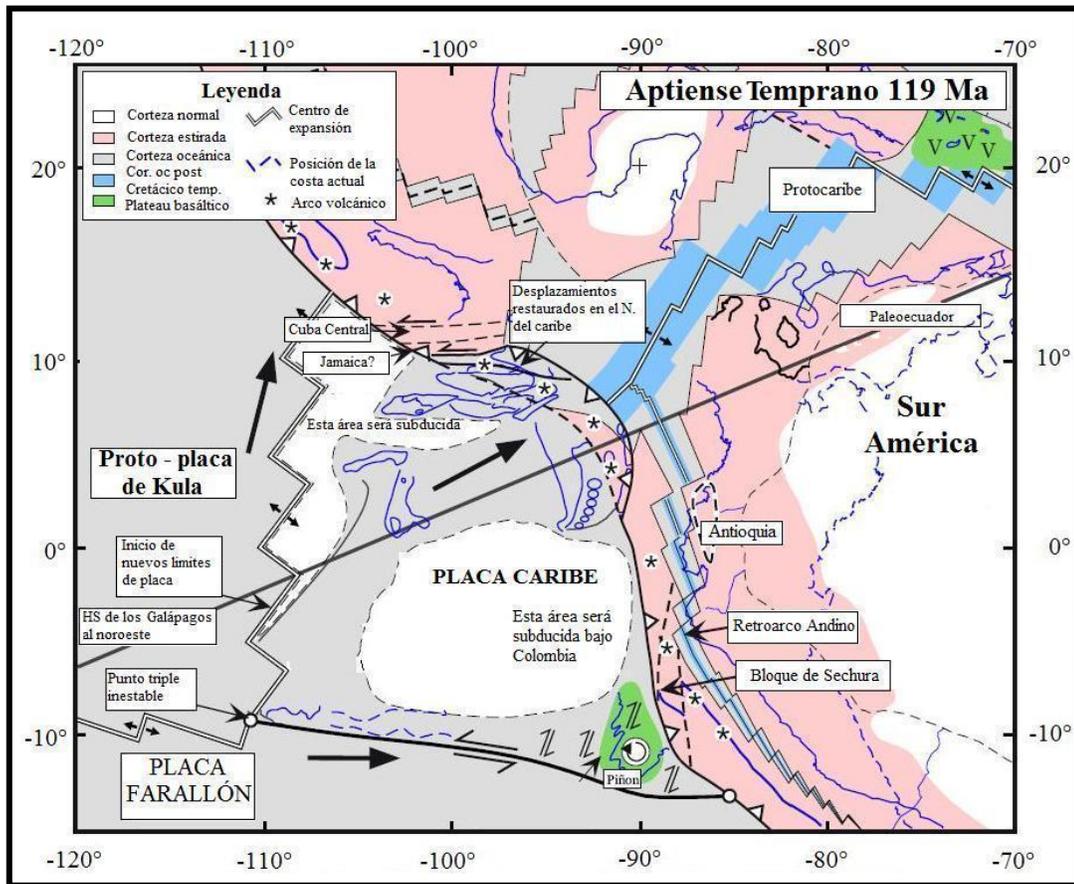
**Figura 2.5** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Coloviense/Oxfordiense (Pindell y Kennan, 2001).

## **Cretácico**

En la misma época que ocurre la expansión oceánica, Yucatán comienza su rotación con respecto a las dos Américas por medio de una ruptura ubicada al este del golfo, que va propagándose hacia el sur (Pindell, 1985; Marton y Buffler, 1994). El bloque de Yucatán alcanza su posición final respecto a Norteamérica en el Cretácico Temprano luego de aproximadamente 30° de rotación, lo cual supuso un reacomodo de la expansión en el Protocaribe, que pudo haber conectado a la Dorsal Atlántica con el oeste de Suramérica en el Aptiense. Aunado con el final de la expansión en el golfo se tiene la disminución de la extensión retroarco en México.

En el Aptiense (Figura 2.6), aproximadamente hace 120 Ma, se propone una inversión de la polaridad de la subducción entre las dos Américas, debido a la aceleración de la expansión en la Dorsal Atlántica (Pindell y Kennan, 2001), la evidencia de este cambio de polaridad viene dada por la interpretación de datos termocronológicos en rocas metamórficas, cambios estratigráficos en las Antillas relacionadas con el cambio de magmatismo primitivo a calco – alcalino, correlación con la orogénesis Severiana, así como el inicio de la clausura de la cuencas retroarco de México y los Andes.

En esta misma época (120 Ma) la placa Caribe se separa de la placa Farallón y lo más probable es que continua moviéndose más lentamente del noreste o este relativo a Norteamérica. La separación rápida de las dos Américas produce una subducción en el noreste del Caribe, mientras que en Colombia y Ecuador domina la transurrencia dextral.

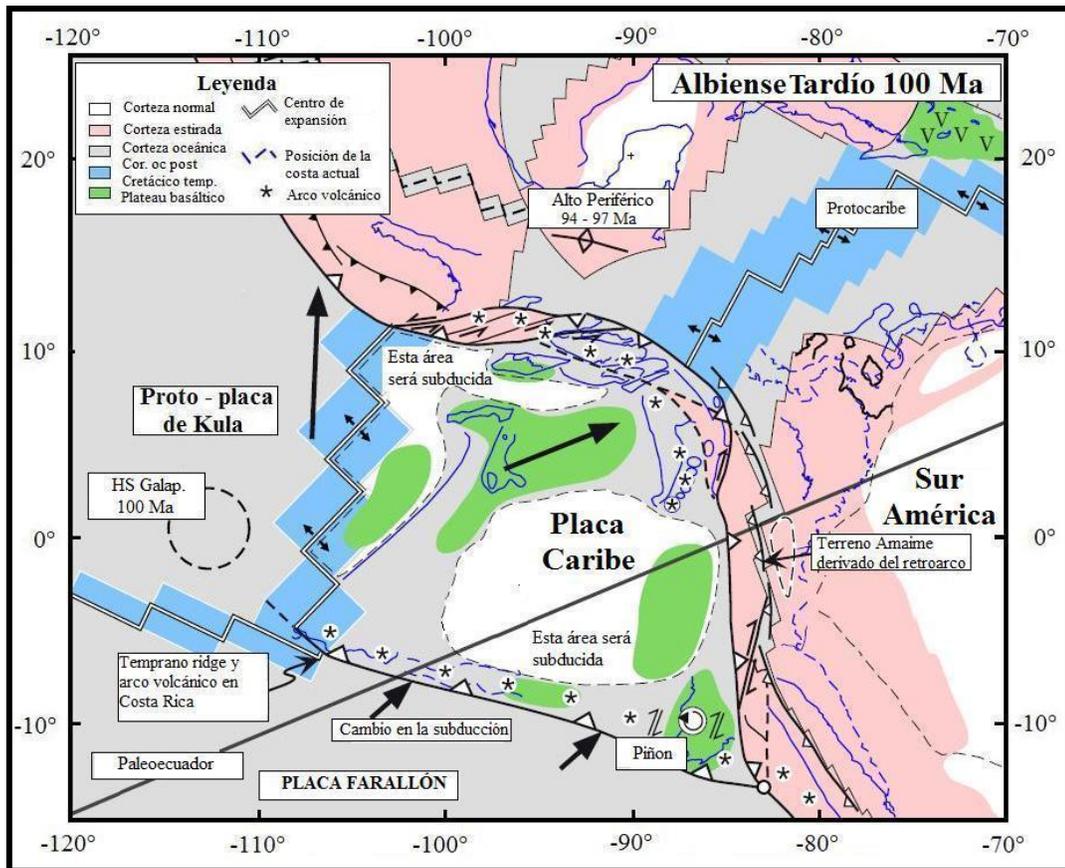


**Figura 2.6** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Aptiense Temprano (Pindell y Kennan, 2001).

En el Albiense (Figura 2.7), el avance relativo hacia el este de la placa Caribe provoca al cierre del retroarco Andino, lo cual provoca el comienzo del levantamiento en la Cordillera Oriental de Ecuador, así como sedimentación clástica gruesa en cuencas vecinas. Del mismo modo, Cuba Central comienza a migrar al este respecto del Bloque de Chortis.

La migración en dirección noreste relativa a Norteamérica de la placa Caribe pudo haber sobrecorrido la corteza continental y oceánica cercana al límite norte del retroarco Andino dando lugar a terrenos metamórficos de alta presión y temperatura, los cuales pueden ser encontrados en la isla de Margarita. En lo que respecta al norte

de Costa Rica se tiene el centro de expansión Kula – Caribe interceptando al Bloque de Chortis, lo que le da consistente a la ausencia de vulcanismo en esa área durante el Cretácico.

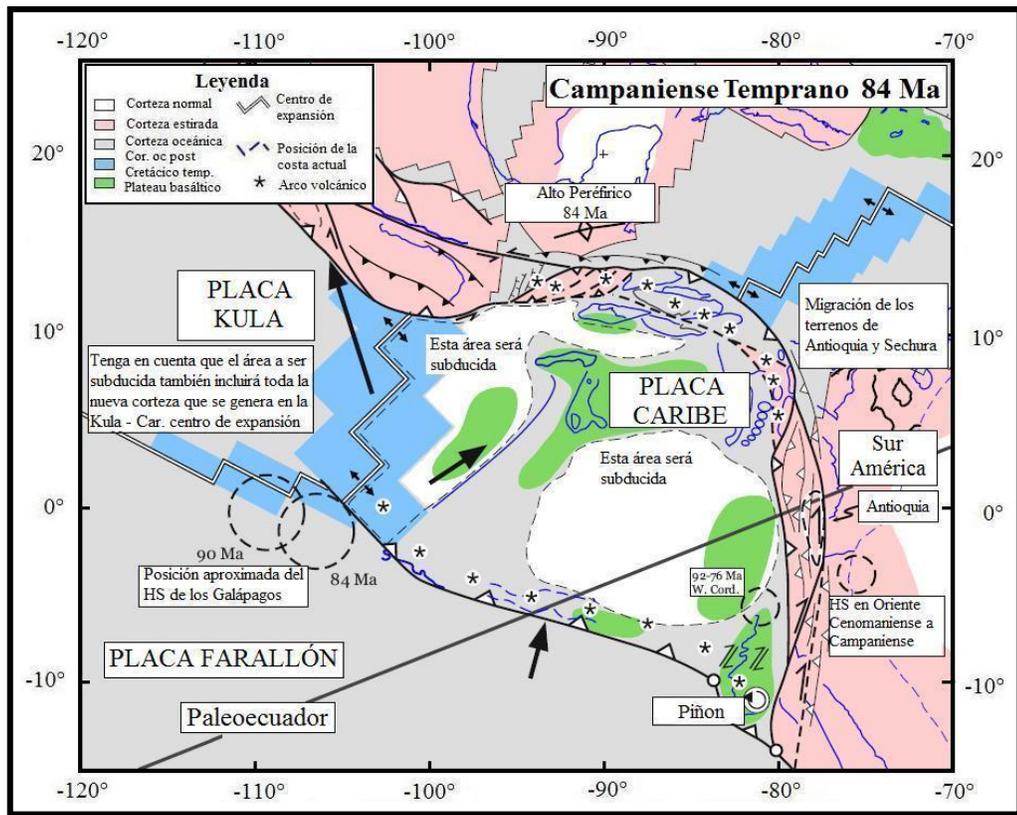


**Figura 2.7** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Albiense Tardío (Pindell y Kennan, 2001).

Durante el Campaniense (Figura 2.8) el límite entre el Caribe y Suramérica se hace más compresiva a causa de la disminución dramática de la tasa de divergencia en el Protocaribe (Pindell *et al.*, 1988; Pindell y Kennan, 2001). Este fenómeno conllevó al enfriamiento debido a levantamientos en la Cordillera Central de Colombia y Ecuador, y a la acreción de terrenos oceánicos a los Andes Ecuatorianos (Pindell y Kennan, 2001). Por su parte, el Bloque de Chortis posiblemente empezó a migrar hacia el este. Mientras que la subducción en el arco de Panamá – Costa Rica

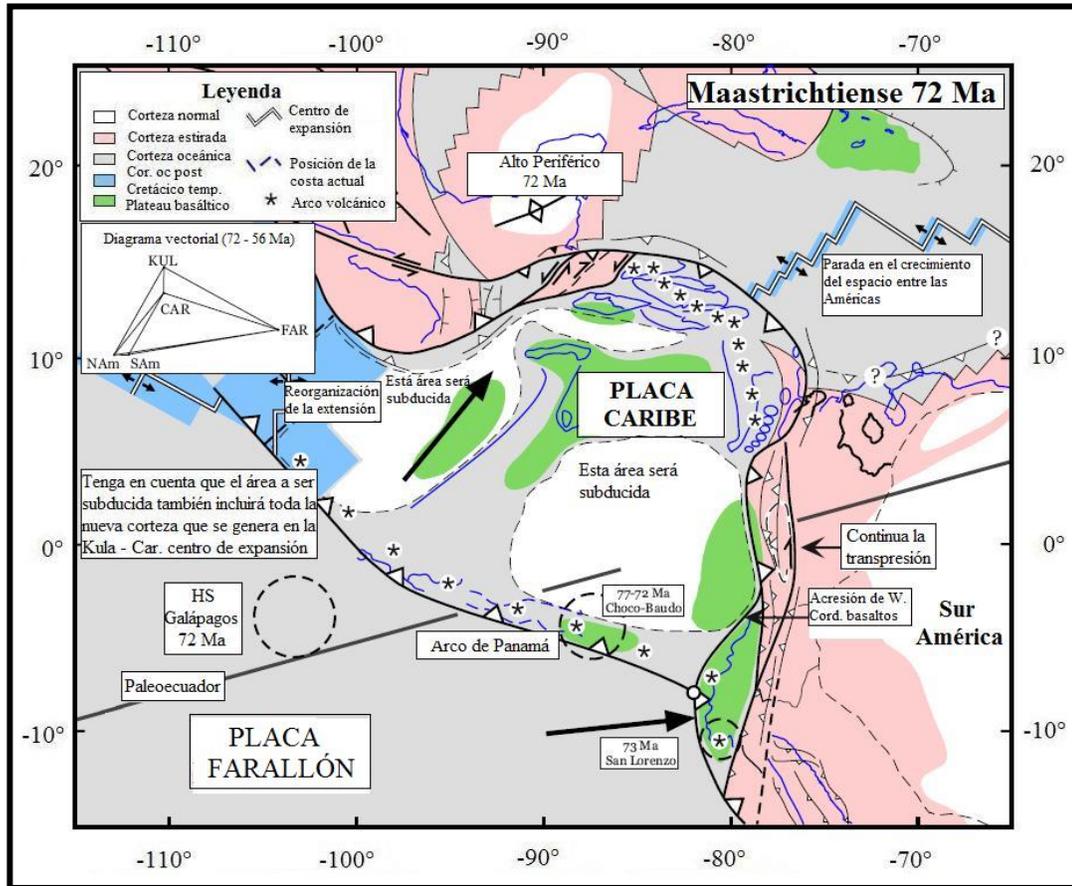
pudo haberse acelerado, generando entonces vulcanismo de arco, el cual comienza a moverse hacia México y Chortis con la placa Caribe hacia el noreste.

Según Duncan y Hargraves (1984) la placa Caribe se ve afectada por vulcanismo esporádico hace 90 – 70 Ma, generando un engrosamiento de la corteza, asociado al paso de la placa sobre el punto caliente de Galápagos. Sin embargo, actualmente es aceptado que la placa Caribe nunca estuvo tan al oeste como para haber sido afectado por dicho punto caliente (Pindell y Kennan, 2001), quizás inexistente para aquel entonces. Vale acotar que se cree que el horizonte basáltico B” fue generado por otro punto caliente de ubicación desconocida, probablemente asociado al evento superpluma del Cretácico.



**Figura 2.8** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Campaniense Temprano (Pindell y Kennan, 2001).

En lo que respecta al Maastrichtiense (Figura 2.9) se da inicio al sobrecorrimiento que afectan la península de la Guajira en noroccidente de Colombia y ocurre el levantamiento y migración hacia el noreste de Bloque Antioquia, producto de la subducción del Caribe bajo Suramérica. En el mismo periodo se da la migración hacia el noreste de la deformación andina, llegando al occidente de Maracaibo.

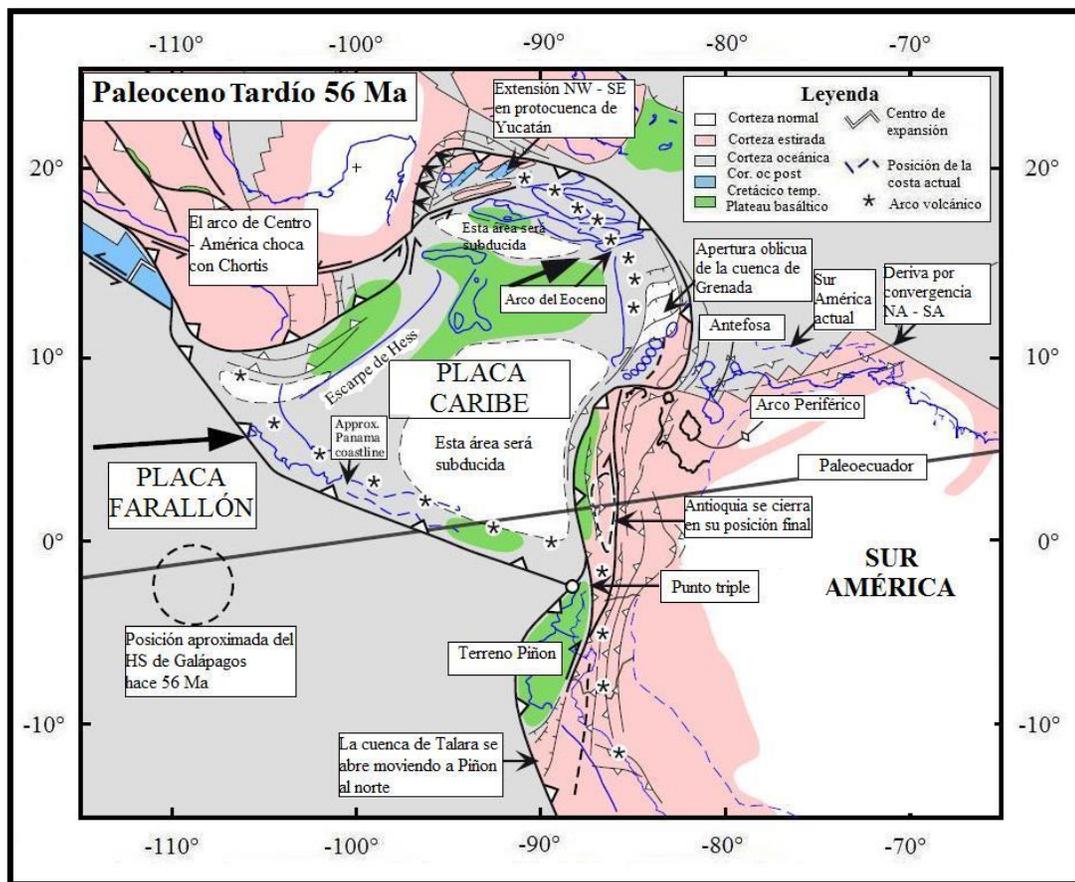


**Figura 2.9** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Maastrichtiense (Pindell y Kennan, 2001).

### Terciario

Pindell y Kennan (2001) reconstruyen el desplazamiento Terciario de la Antillas Mayores para poder describir el traslado de la placa Caribe por el espacio limitado entre Yucatán y la Guajira.

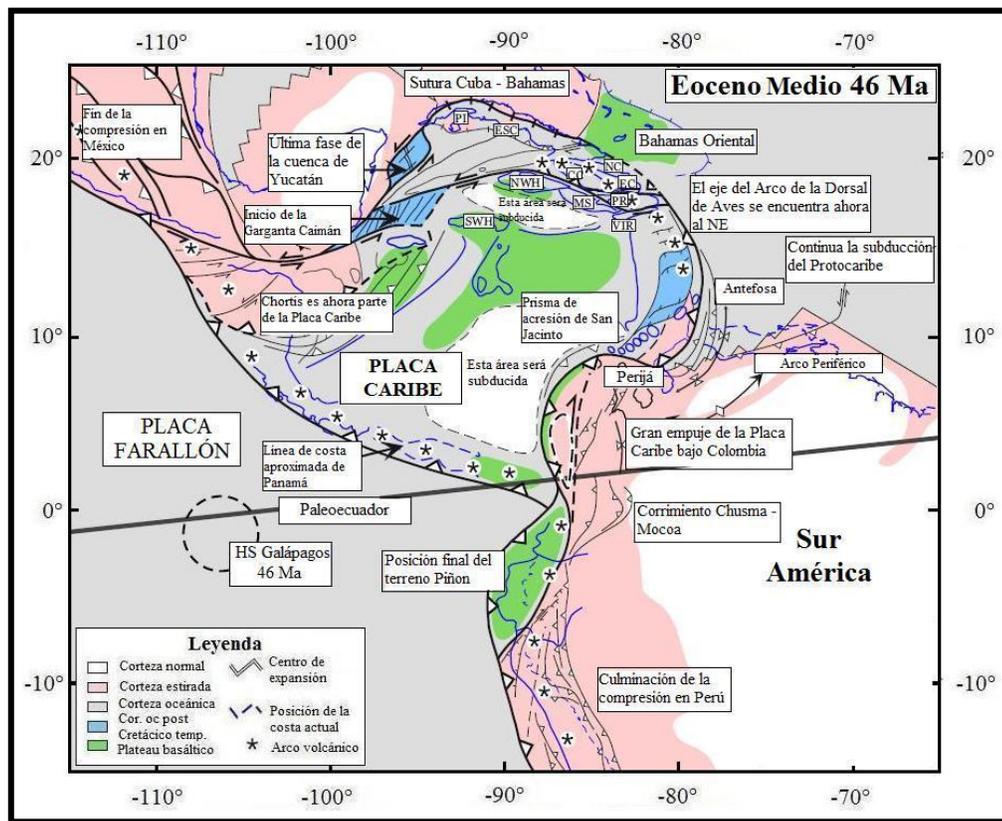
En el Paleoceno (Figura 2.10) comienza la subducción del protocaribe bajo lo que era el margen pasivo de Suramérica y el levantamiento del Norte de la Serranía del Interior Central. La subducción provoca un acomodo de la convergencia lenta entre norte y sur América. En el mismo sentido, el “Gran Arco” de las Antillas empieza a expandirse al atravesar el estrecho entre Yucatán y Suramérica, debido a la cantidad de espacio disponible, resultando en la creación de las cuencas de Yucatán y Grenada.



**Figura 2.10** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Paleoceno Tardío (Pindell y Kennan, 2001).

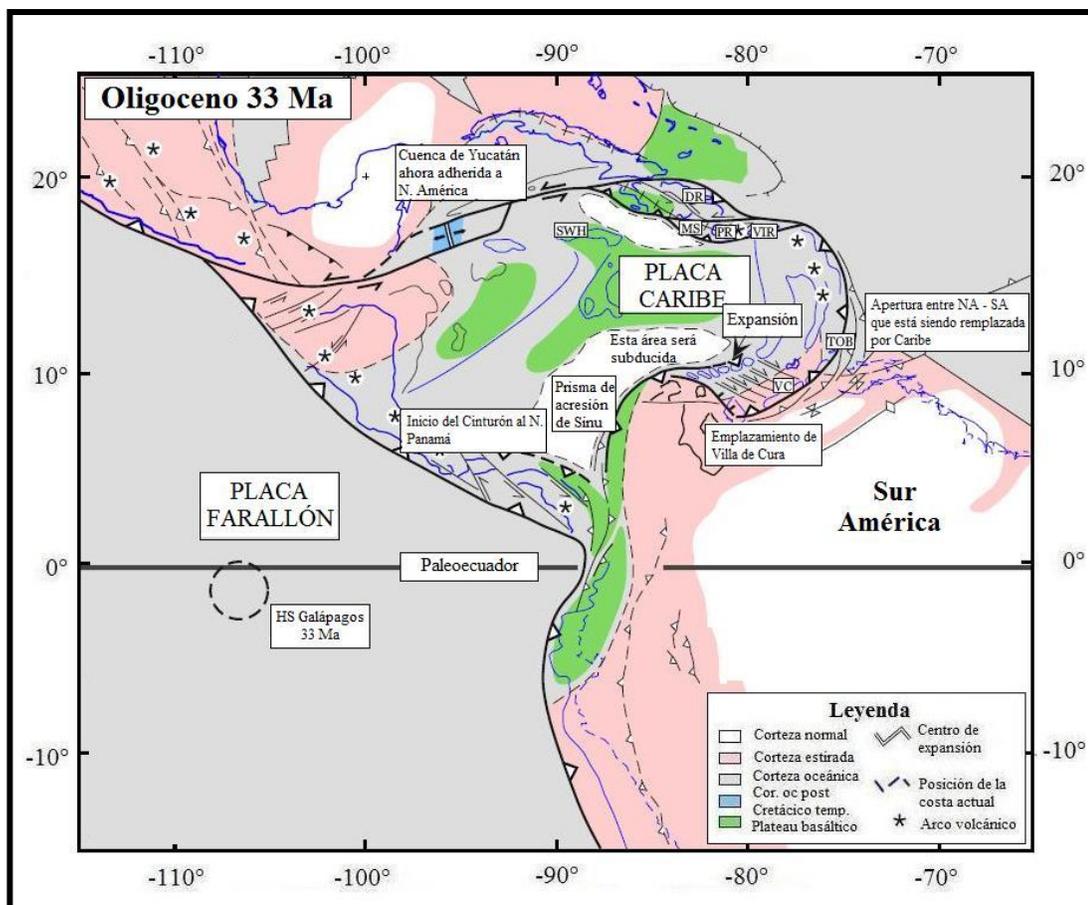
La extensión de la cuenca de Grenada comienza en el Eoceno, posiblemente con una componente N – S y con una cierta transcurrencia, ya que el arco en esta zona se encontraba oblicuo a la dirección de migración. Para el Eoceno Medio

(Figura 2.11) se produce el emplazamiento de las Napas de Lara (Pindell *et al.*, 1988). En el borde noroeste de la placa Caribe ocurre la acreción el arco de Panamá – Costa Rica contra al Bloque de Chortis, asimismo, en el Eoceno Medio finaliza el magmatismo de arco en la Provincia de Oriente, La Española y Puerto Rico e Islas Vírgenes como consecuencia de la colisión. Finalmente, el Bloque de Chortis efectivamente comienza a moverse como parte de la placa Caribe y no existe más subducción debajo del Alto de Nicaragua (Pindell y Kennan, 2001). En este periodo también se forma la Garganta de Caimán, por transurrencia sinestral, dado la deriva hacia el oeste de las Américas, acomodando el desplazamiento relativo entre Norteamérica y el Caribe, que comienza a moverse más hacia el este respecto a Suramérica.



**Figura 2.11** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Eoceno Medio (Pindell y Kennan, 2001).

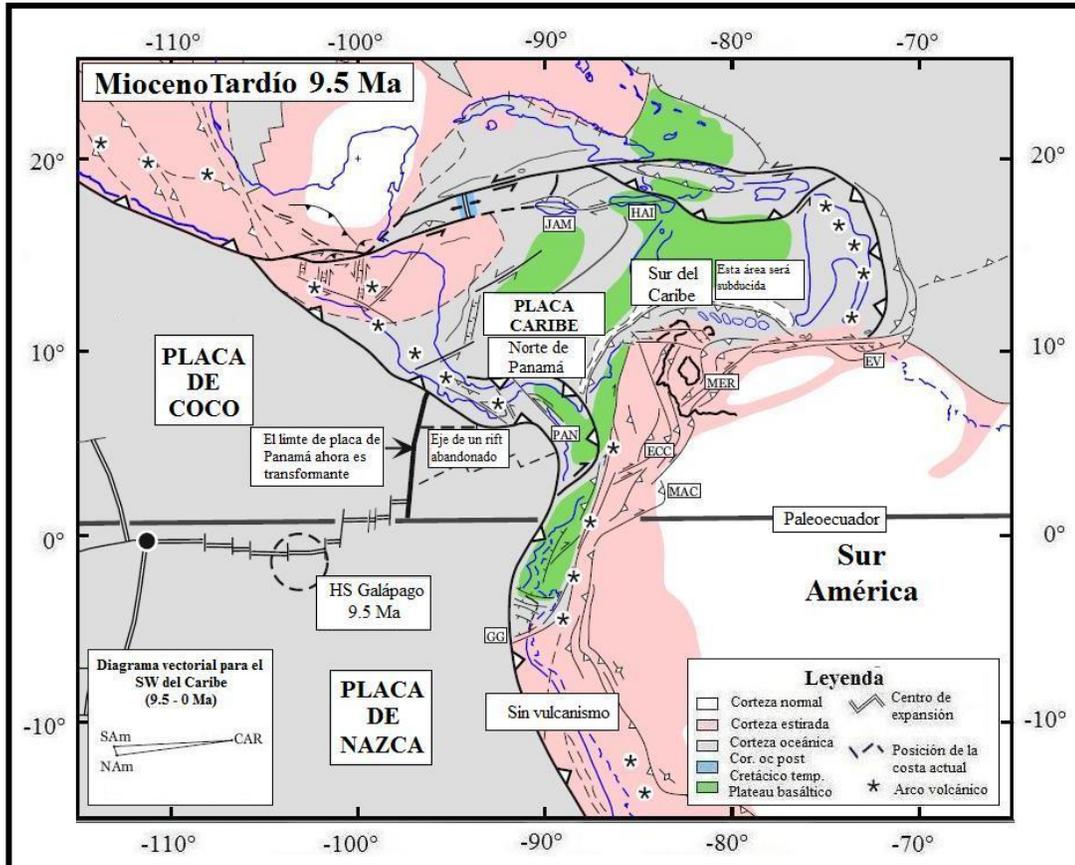
En el Oligoceno Temprano (Figura 2.12) sigue la colisión entre el Caribe y Suramérica, resultando en el emplazamiento de la cuenca “foredeep” (Antefosa) y el frente de corrimiento de Venezuela de oeste a este, alcanzando la Subcuenca de Maturín para el Mioceno Medio. En el oeste de Venezuela la convergencia entre Suramérica y el Caribe y la acreción del terreno produce la subducción plana del Caribe por debajo del Bloque de Maracaibo. Del mismo modo, para el Mioceno Medio continúa la colisión del Arco de Panamá con Colombia, iniciada en el Oligoceno, provocando el escape del Bloque de Maracaibo hacia el noreste.



**Figura 2.12** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Oligoceno (Pindell y Kennan, 2001).

En el Mioceno Tardío (Figura 2.13) se produce un cambio en la dirección de desplazamiento del Caribe respecto a las dos Américas, para el caso de Suramérica

cambia 105° a 85° y para Norteamérica cambia prácticamente de este a aproximadamente 70° (Pindell *et al.*, 1988) lo cual genera posteriormente un régimen transtensional en el margen sureste de la placa Caribe.



**Figura 2.13** Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Mioceno Tardío (Pindell y Kennan, 2001).

## 2.2 Margen norte de la placa Suramericana

El margen norte de la placa Suramericana presenta como característica más resaltante su interacción con la placa Caribe, la cual es la responsable de la expresión geomorfológica que se extiende desde Trinidad y Tobago hasta la parte oeste de Colombia denominada Sistema Montañoso del Caribe, el mismo está constituido por

una compleja superposición de napas corridas hacia el sur en la parte norte de América del Sur y hacia el este en la región occidental de Colombia (Bellizzia, 1985).

El margen norte de la Placa Suramericana tiene sus orígenes en el Triásico Tardío cuando el supercontinente Pangea se fragmentó, lo que trajo como consecuencia la deriva de Norteamérica con respecto a Suramérica y generó un margen continental pasivo tipo Atlántico. La presencia de ofiolitas alpinas y rocas metamórficas de alta presión en los bordes alrededor de la placa Caribe en Guatemala, Cuba, la Española, Jamaica, Puerto Rico, Venezuela y Colombia, es considerada como clara evidencia de convergencia (subducción u obducción), durante el Mesozoico y Terciario Temprano (Bellizzia, 1985).

La geodinámica de la zona norte de la placa Suramérica según Duerto (1998) se puede describir brevemente en seis periodos tectónicos; primeramente se tiene la apertura Jurásica responsable de la formación de grábenes y otras estructuras asociadas, rellenas con sedimentos continentales, seguido por el desarrollo del margen pasivo y subsidencia del Cretácico con la aparición de una plataforma carbonática.

A partir del Cretácico Tardío hasta el Paleoceno tuvo lugar la colisión de un arco de islas contra el borde occidental de Colombia, mientras que los emplazamientos de las napas del Caribe en el occidente de Venezuela se dieron en el Paleoceno al Eoceno Medio con incremento en la tasa de convergencia en Colombia, y la formación de la cuenca foreland en Venezuela. Posteriormente se produjo un régimen transpresivo en el Eoceno Tardío y el Mioceno Medio que finalizó con el levantamiento de la Serranía de Perijá y de Los Andes de Mérida desde el Oligoceno al Plioceno debido a la colisión de los terrenos de Baudo – Chocó contra Colombia. En el Plioceno – Pleistoceno una compresión EW refuerza el depocentro del norte de los Andes.

## **2.3 Marco tectónico de la región noroccidental**

En la región noroccidental es posible diferenciar dos grandes unidades geomorfológicas, las cuales son: la Cuenca de Maracaibo y el eje andino venezolano. No obstante, a continuación también se hará referencia a las unidades geomorfológicas más resaltantes de los estados Falcón, Lara, Barinas y Apure.

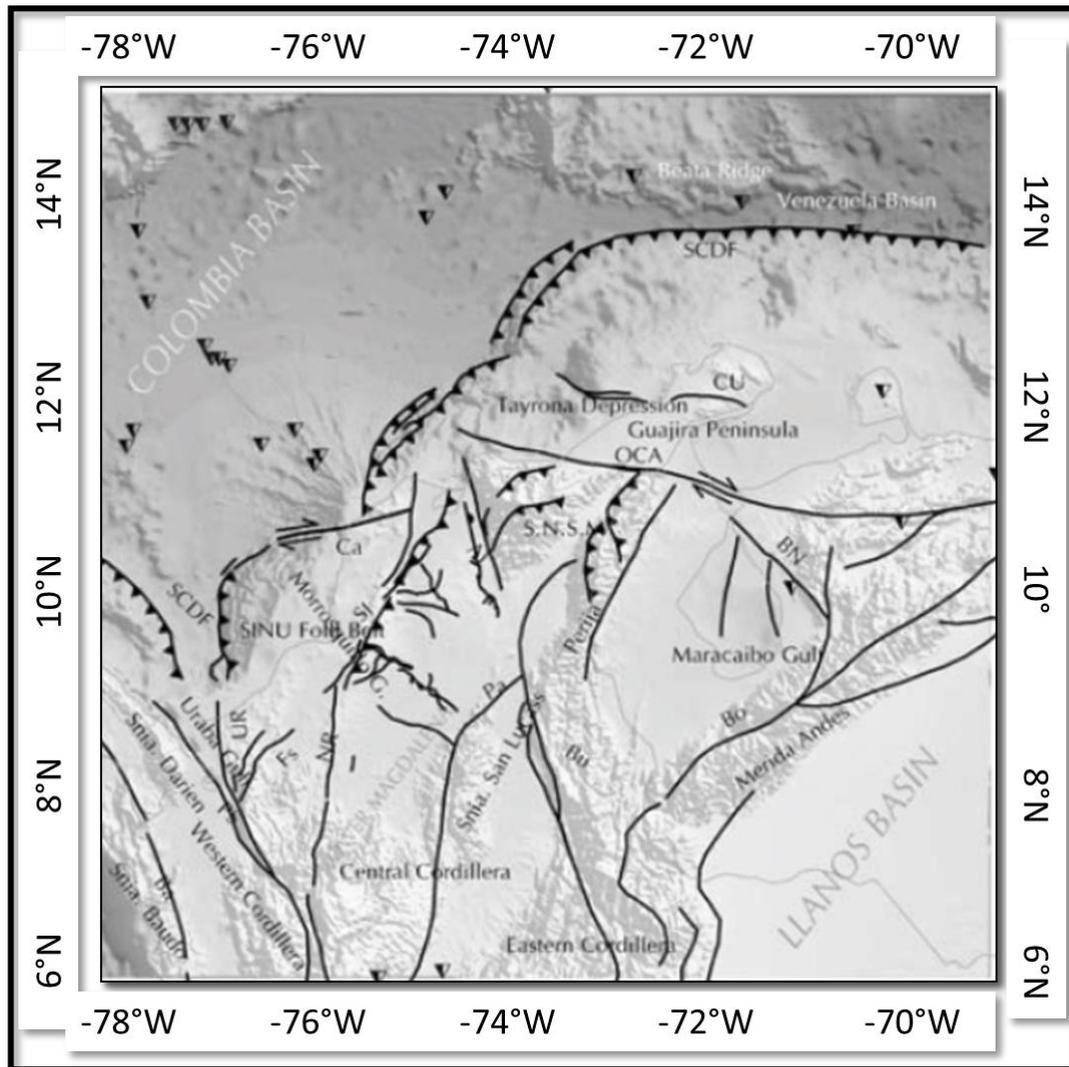
### **2.3.1 Andes de Mérida**

Los Andes de Mérida son una cadena montañosa, cuya elevación máxima es de unos 5000 msnm, además, posee una orientación N45°E; tienen unos 36.120 km<sup>2</sup> de extensión y constituyen una prolongación de los Andes colombianos orientales, que al llegar al Nudo de Pamplona se bifurcan en dos cadenas: la Cordillera de los Andes y la Sierra de Perijá, que en conjunto abarcan aproximadamente el 6% de la superficie territorial venezolana. Sin embargo, entre los Andes de Mérida y la cordillera oriental colombiana no existe relación genética directa (Audemard y Audemard, 2002).

Los Andes venezolanos propiamente dichos comienzan en el suroeste en la depresión del Táchira, desde donde se extienden en dirección noreste hasta la depresión de Barquisimeto-Acarigua en los Estados Lara y Cojedes. A lo largo de sus 300 km de longitud aproximada y 80 km de ancho, constituye una vasta divisoria entre las cuencas hidrográficas de los ríos Apure y Orinoco al sur, y del Lago de Maracaibo, Mar Caribe al norte, sin valles transversales de importancia. En contraste, los valles longitudinales constituyen profundas hendiduras, frecuentemente relacionadas con fallamiento. Las cadenas septentrionales caen hacia el noreste, en la depresión de Barquisimeto y continúan en la Sierra de Aroa, mientras que la cadena meridional es continua morfológicamente en la Sierra de Nirgua y el Sistema Montañoso del Caribe.

A diferencia de la mayoría de los andes suramericanos, los de Mérida no son producto de orogénesis relacionada con subducción de tipo B, éstos se elevaron

durante el Mioceno Medio, como consecuencia directa de la interacción entre la placa Caribe y la placa Suramericana (WEC, 1997). Audemard y Audemard (2002) consideran que la interacción con la Placa de Nazca y la Placa Caribe también aportaron a la orogénesis de los Andes de Mérida (Figura 2.14).

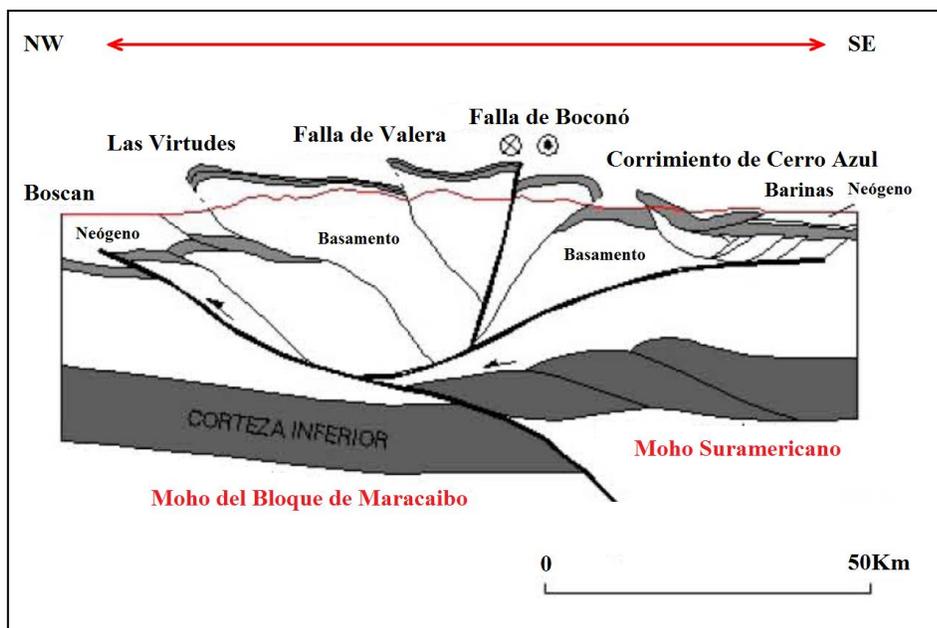


**Figura 2.14** Marco tectónico del noroccidente de Suramérica (Modificado de Cerón *et al.*, 2007).

La colisión del Arco de Panamá contra el noroccidente del continente suramericano, en el Mioceno, produjo que se levantaran unos Andes menos prominentes que los actuales. Junto con este levantamiento se da inicio a la

deposición de material molásico a lo largo de ambos flancos de la cadena andina (formaciones Parángula e Isnotú) (Audemard 1993). Más tarde en el Mioceno superior se produce la generación de la cuenca antepaís Barinas – Apure y la separación de ésta de la Cuenca de Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003). Finalmente la existencia de las morrenas, producto de la última glaciación, desplazadas varias decenas de metros son evidencias, según Schubert (1983), que el movimiento tectónico de los Andes se mantuvo durante el Holoceno; mientras que en el Plio – Cuaternario el levantamiento se acelera como consecuencia de la convergencia oblicua relativa entre el Bloque de Maracaibo en el ONO y la placa Suramericana en el ESE.

Actualmente el levantamiento de los Andes de Mérida es provocado por la transpresión entre Suramérica y el Bloque de Maracaibo, la cual, se superpone a los efectos asociados a la colisión del Arco de Panamá durante el Mioceno (Audemard y Audemard, 2002). En cuanto a la estructura interna de los Andes está fue descrita por Colletta *et al.* (1997) como una estructura compresional de flor positiva (Figura 2.15).



**Figura 2.15** Estructura en flor de los Andes de Mérida (Modificado de Colletta *et al.*, 1997).

### **2.3.2 Sierra de Perijá**

Aproximadamente en el paralelo 9°N se desprende de la Cordillera Oriental de Colombia, de rumbo N20°O, la Sierra de Perijá, que se inicia con rumbo N20E, estrechamente relacionada con la Cordillera de los Andes, tanto en lo estratigráfico como en lo tectónico. El sector sur, o Sierra de los Motilones, constituye una divisoria de aguas bastante simple entre el valle del río César en Colombia y la cuenca del Lago de Maracaibo en Venezuela, con alturas que excepcionalmente alcanzan los 2.600 m. No obstante, la Sierra de Perijá presenta 3650 msnm, como su mayor elevación.

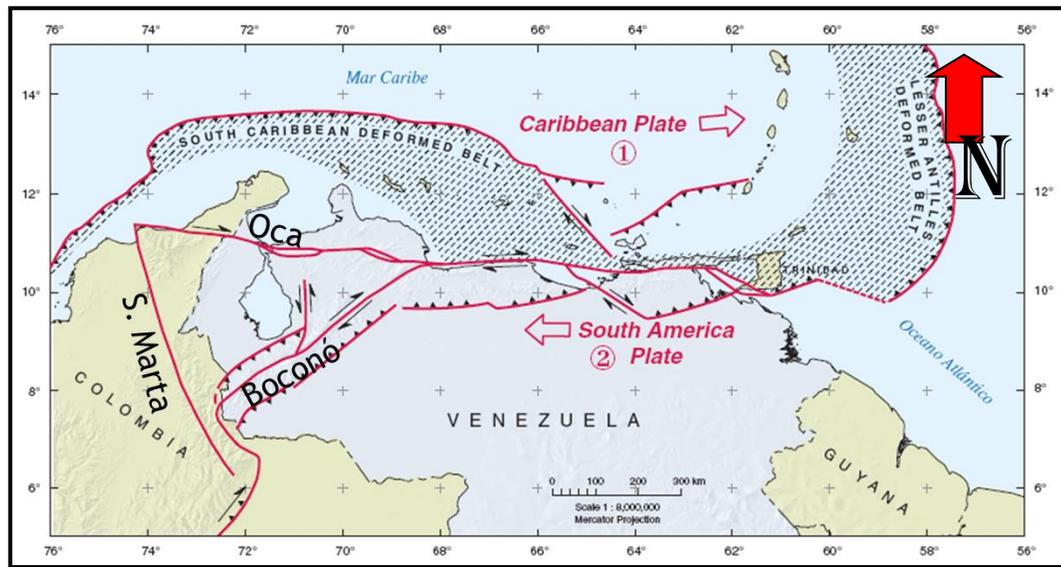
En su extensión de unos 18.000 km<sup>2</sup>, la Sierra de Perijá está sostenida por rocas ígneas, metamórficas del Precámbrico, unidades del Paleozoico y, especialmente, rocas mesozoicas estratificadas que imparten a su geomorfología sus características más distintivas. Topográficamente, debajo de los aluviones horizontalmente estratificados y las rocas neógenas de la cuenca de Maracaibo, al este, presenta un frente monoclinal buzante en dirección ESE; las más altas elevaciones de la sierra son relevantes por la presencia de rocas paleozoicas del basamento deformado, rocas jurásicas y rocas del Cretácico al Holoceno.

En lo que respecta al levantamiento de la Serranía de Perijá éste se asocia por lo general al levantamiento de los Andes de Mérida; por lo tanto, se tiene que el mismo inicia durante el Mioceno Superior como consecuencia de las primeras etapas de la colisión del Arco de Panamá contra el continente suramericano y prosigue durante el Plio-Cuaternario; con velocidades estimadas por Hall y Wood (1985) entre 11 – 16 mm/año durante el Cuaternario. Sin embargo, Duerto *et al.* (2006) sugiere que el levantamiento de la Serranía de Perijá viene asociado a la reactivación positiva de un sistema de fallas jurásicas durante el Cenozoico.

### **2.3.3 Bloque Maracaibo**

Es considerado como un bloque independiente (corteza continental) que posee una forma triangular, que se haya delimitado por el sistema de falla de Oca – Ancón

al norte, Santa Marta – Bucaramanga al oeste y Boconó al este. Se formó por la interacción entre la Placa Caribe, la Suramericana y la de Nazca (Audemard y Audemard, 2002). Según Audemard y Audemard (2002) la expulsión de este bloque, como la del Bloque Bonaire, tiene como origen la compresión generada por el Bloque de Panamá contra Suramérica (evento que, como se ha descrito con anterioridad, controla la orogénesis de los Andes de Mérida y de la Serranía de Perijá) (Figura 2.16).



**Figura 2.16** Esquema noroccidente de Venezuela, hacia el oeste se aprecia el Bloque de Maracaibo (FUNVISIS, 2013).

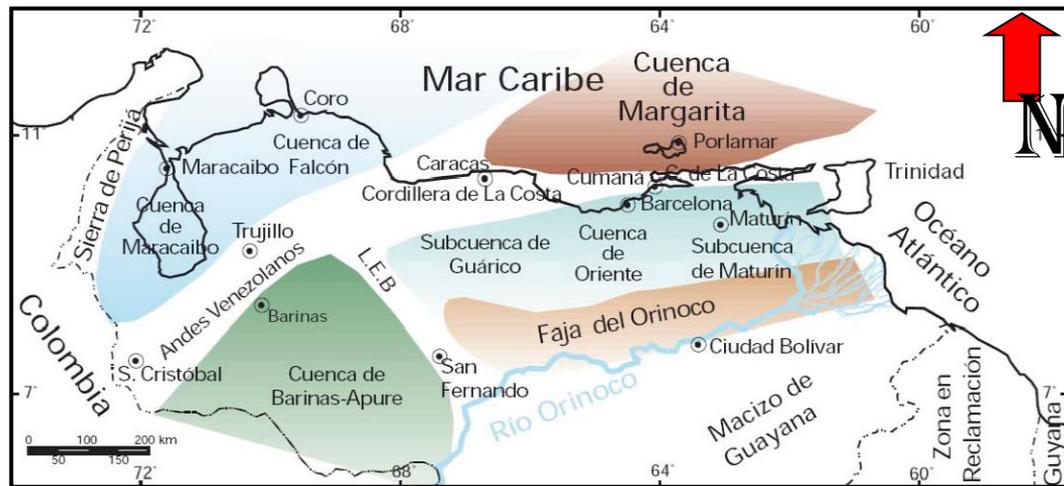
### 2.3.4 Cuencas de Venezuela

Sobre el territorio venezolano yacen cinco grandes cuencas sedimentarias (Figura 2.17), todas con gran potencial petrolero.

Las cuencas abarcan de este a oeste y se hayan distribuidas de la siguiente manera: en la zona noroccidental se encuentran la Cuenca de Maracaibo y la Cuenca de Falcón, en la región costa afuera del nororiente del país se localiza la Cuenca de Margarita, hacia el área centro – oriental está la Cuenca Oriental dividida en la

Subcuenca de Maturín al este y la Subcuenca de Guárico al oeste. Finalmente al suroeste del país se encuentra la Cuenca de Barinas-Apure.

Para el caso de la siguiente investigación sólo se tomaran en cuenta las cuencas de Maracaibo, Falcón y Barinas- Apure; las cuales son estructuras geológicas resaltantes de la región en estudio.



**Figura 2.17** Principales cuencas petrolíferas de Venezuela (Schlumberger Oilfield Services, 1997).

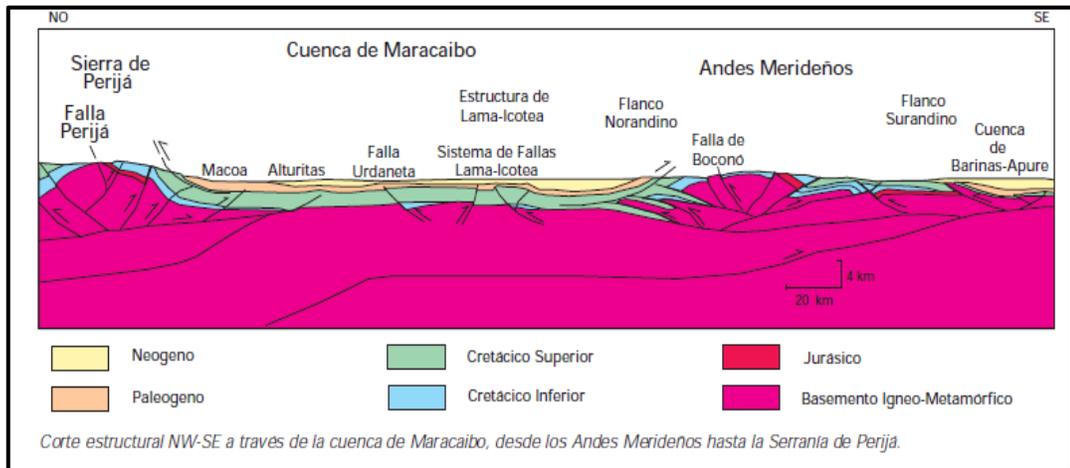
### Cuenca de Maracaibo

La cuenca de Maracaibo está ubicada en la región noroccidental de Venezuela. Se extiende sobre toda el área ocupada por las aguas del lago y los terrenos planos o suavemente ondulados que la circundan y que de modo general, pueden delimitarse como sigue: al oeste-noreste por el piedemonte de la Sierra de Perijá, al oeste-suroeste por la frontera colombiana hasta un punto sobre el río Guarumito, 12,5 km. Al oeste de la población de La Fría; al sureste por el piedemonte andino desde el punto mencionado hacia el río Motatán, ligeramente al este del cruce de Agua Viva; al este-noreste por la zona de piedemonte occidental de la Serranía de Trujillo y una línea imaginaria dirigida al norte hasta encontrar la frontera de los estados Zulia y Falcón, donde puede observarse un pequeño saliente hacia el este en la región de Quiros y en su parte norte, por la línea geológica de la falla de Oca.

La extensión de este trapezoide, de aproximadamente 52.000 km<sup>2</sup>, donde se han acumulado más de 10 km de espesor de sedimentos, cuyas edades se extienden desde el Cretácico hasta el Reciente; constituye la cuenca petrolífera más rica de América del Sur (PDVSA-Intevep, 1997); corresponde políticamente en su mayor parte al estado Zulia y extensiones menores a los estados Táchira, Mérida y Trujillo. Las líneas mencionadas anteriormente son bastante arbitrarias en sentido fisiográfico y geológico, pero corresponden en realidad al carácter geo-económico de la cuenca petrolífera como tal.

Tectónicamente, la cuenca de Maracaibo (Figura 2.18), se relaciona con el levantamiento post-Eoceno de la Sierra de Perijá y de la Cordillera de los Andes. La gran masa de agua que ocupa la parte central de la cuenca está enmarcada por llanuras casi sin relieve, parcialmente anegadizas, que se extienden hasta las estribaciones de las serranías circundantes, donde afloran rocas de edad variable entre el Terciario Inferior y el Precámbrico.

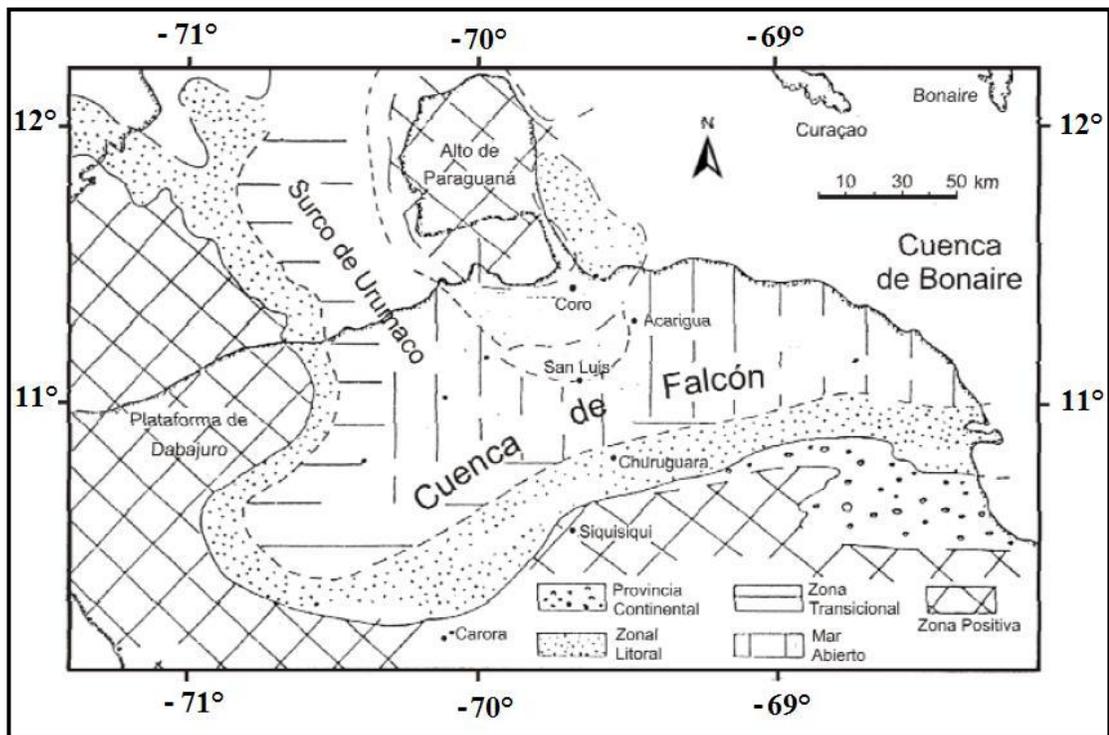
La cuenca de Maracaibo presenta dos sistemas de fallas principales en la dirección NNE, Icotea y Pueblo Viejo. Según Lugo *et al.* (1992), desde el Jurásico hasta el Eoceno Inferior a Medio, el desplazamiento de las fallas es normal y está asociado al régimen de apertura continental iniciado en el Jurásico. Luego se tiene una inversión tectónica durante los sistemas transpresivos del Eoceno Tardío y Mioceno Medio a Plioceno con un periodo pasivo intermedio. Finalmente se tiene otra inversión durante el periodo de compresión EW iniciado en el Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo la falla principal desde el punto de vista de un sistema transpresivo regional es la falla dextral de Oca (Lugo *et al.*, 1992), la cual está orientada en dirección EW y es considerada como una falla dextral de poco desplazamiento a lo sumo unos 20 km, causado al parecer por el movimiento relativo hacia el este de la placa Caribe con respecto a la placa de Sur América (Feo Codecido, 1972).



**Figura 2.18** Corte estructural NW – SE a través de la Cuenca de Maracaibo desde los Andes de Mérida hasta la Sierra de Perijá (WEC, 1997).

### Cuenca de Falcón

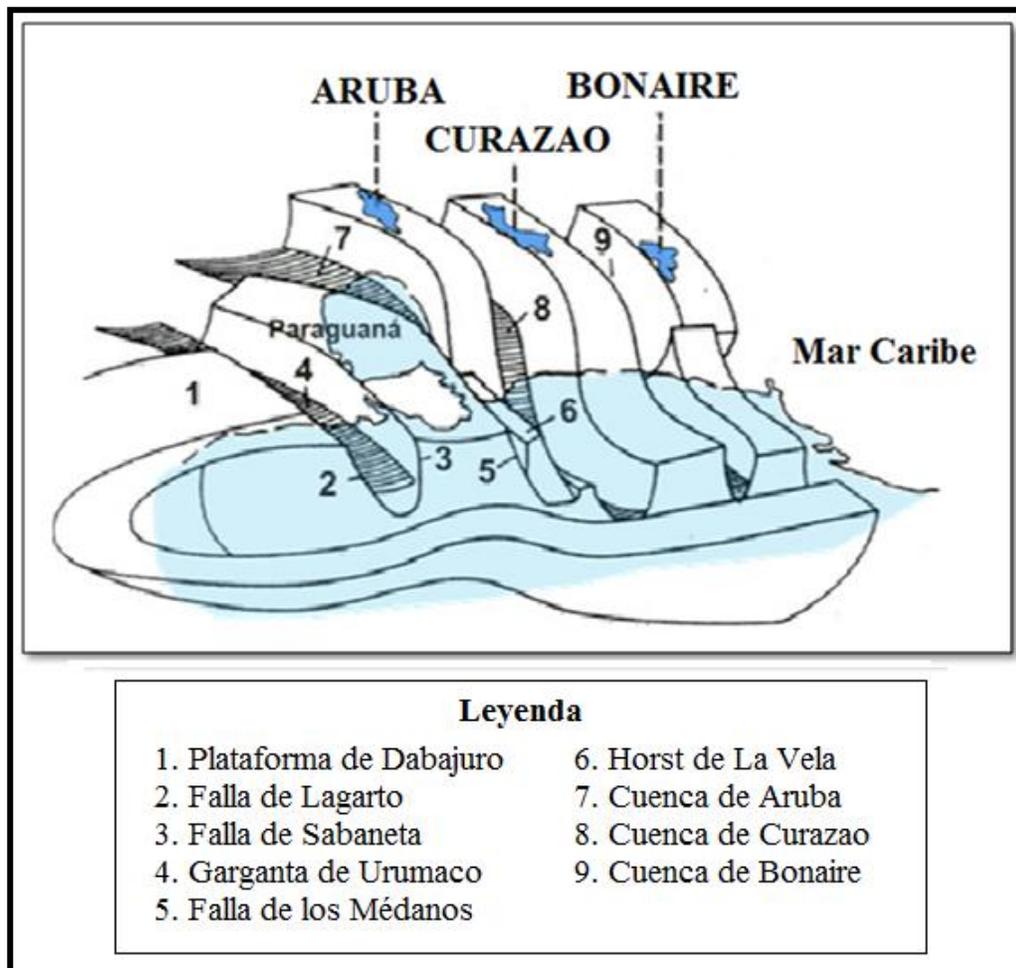
La cuenca de Falcón está ubicada al noroccidente de Venezuela y abarca el estado Falcón, el este del estado Zulia y la parte septentrional de los estados Lara y Yaracuy. Es una depresión angosta con una extensión 36.000 km<sup>2</sup> (Audemard, 1995b), de tendencia casi este – oeste y está compuesta mayormente de rocas sedimentarias de edad Oligoceno – Mioceno, que fueron depositadas por una serie de surcos de rumbo NO – SE y NE – SO (Wheeler, 1963) (Figura 2.19). Hacia el occidente de la Cuenca de Falcón los sedimentos se encuentran en contacto con la plataforma carbonática de Maracaibo, en la parte central y oriental los sedimentos se encuentran sobre al alóctono Caribe que fue emplazado durante la fase compresiva de edad Paleoceno – Eoceno Temprano (Audemard, 1995b).



**Figura 2.19** Mapa paleográfico del noroccidente de Venezuela en el Mioceno Temprano (González de Juana *et al.*, 1980).

La cuenca tuvo su máxima extensión entre el Oligoceno y el Mioceno Temprano y para ese momento presentaba una forma elongada en dirección este – oeste, abierta hacia el este en continuidad con la cuenca Bonaire, presentando una zona más angosta en su parte central. Estaba limitada tanto al oeste como al sur por zonas positivas y al norte se encontraba cerrada por el alto de Paraguaná. Boesi y Goddard (1991) elaboran un modelo conceptual para representar la forma de la cuenca, basados en un modelo previamente planteado por Wheeler (1993) y González de Juana *et al.* (1980). El modelo se (Figura 2.20) basa en la existencia de “horsts” y “grabenés” de rumbo NO – SE hacía el norte de la cuenca, lo que explica la presencia de zonas levantadas (Paraguaná, Antillas Holandesas) y deprimidas (Surco de Urumaco y cuencas entre las islas).

La geodinámica entre las placas Caribe y Suramérica es la principal responsable del desarrollo de la cuenca de Falcón. Los diversos autores coinciden en una evolución Cenozoica polifásica de la cuenca (Audemard, 1995a, 1995b). Sin embargo, el mecanismo de formación de la cuenca no se ha esclarecido en su totalidad. Actualmente existen dos modelos que explican la formación de la cuenca y aunque ambos coinciden en que fue generada por extensión, la geometría y dirección varían. Estos modelos corresponden a: (1) Cuenca en tracción (Boesi y Goddard, 1991; Muessig, 1984; Silver *et al.*, 1975). (2) Cuenca tipo retro – arco como la extensión de la cuenca de Granada (Audemard, 1993, 1995a, 1995b).

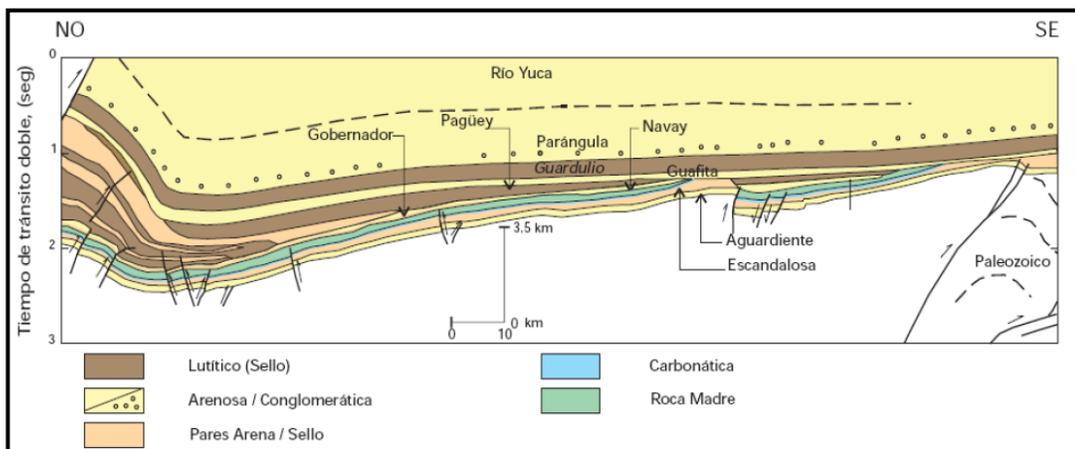


**Figura 2.20** Modelo conceptual de la Cuenca de Falcón (Modificado de Boesi y Goddard, 1991).

## Cuenca Barinas – Apure

La cuenca Barinas – Apure es una depresión estructural situada en el centro – occidente de Venezuela, limitada hacia el noreste por los Andes venezolanos; al norte por la prolongación occidental de la Serranía del Interior Central y al este y noreste por el Arco del Baúl; al sur separada de las cuencas de los llanos por un alto gravimétrico situado entre los ríos Apure y Arauca (Gonzales de Juana *et al.*, 1980). Presenta una superficie de 87.000 km<sup>2</sup>, está integrada por los estados Apure, Barinas y Portuguesa, y un volumen de sedimentos de 167.000km<sup>3</sup> en los estados Barinas y Apure, parte de Portuguesa y Táchira meridional. Abarca dos subcuencas separadas por el Arco de Santa Bárbara, la subcuenca de Barinas que ocupa la mayor parte de la cuenca a través de los estados Barinas y Apure, y la Uribante ubicada a oeste de Apure.

Contiene un máximo de 5 km (16.500 pies aproximadamente) de sedimentos cretácicos y post-cretácicos los cuales se encuentran depositados discordantemente sobre un basamento ígneo – metamórfico pre-cretácico. Es importante resaltar que lateralmente esta cuenca se correlaciona con la de Maracaibo, ya que el origen de ambas es similar y no es sino hasta el levantamiento de los Andes Venezolanos, durante el Terciario que se separan (Figura 2.21).



**Figura 2.21** Corte conceptual de la Cuenca Barinas – Apure (Yoris y Ostos, 1997).

El flanco Norte de la cuenca se desarrolla principalmente en el pie de monte Suroriental de los Andes y presenta una pendiente mayor que su similar meridional. Está caracterizado por la presencia de dos anticlinales: el de Quebrada Seca y el de Barinitas, que muestra sedimentación Eocena en su parte superior e inclinación hacia el Noroeste. Su extremo Noroeste está cortado por la falla de la Soledad (González de Juana *et al.*, 1980).

Para el flanco Sur, el buzamiento exhibe cierta regularidad, manifestado por curvas estructurales que a diversos niveles conservan cierto paralelismo ajustado a la forma de la depresión (Feo Codecido, 1972). En la parte central se reconoce un alto en el basamento (en el tope del Cretácico) asociado con el Arco de Mérida. A partir del Cretácico, el flanco Sur sufrió leves deformaciones y es por ello que no ostenta efectos compresivos importantes, siendo sus principales estructuras fallas normales de rumbo E-O y N-NE, que ocasionan levantamientos menores y bloques ligeramente arqueados entre ellas (González de Juana *et al.*, 1980). Para el caso de esta cuenca, la roca madre por excelencia es la Formación Navay, de edad Cretácico Tardío, cuyas facies son equivalentes laterales a las de la Formación La Luna y se han encontrado rocas madre de importancia secundaria en el Grupo Orocué (Formación Los Cuervos) pero ésta sólo se habría generado en los depocentros más profundos, asociados con la acumulación de grandes espesores de molasa por el levantamiento andino.

### **2.3.5 Napas de Lara**

Según Bellizzia (1972) el Sistema Montañoso del Caribe se extiende desde la Deflexión de Barquisimeto (en el occidente) hasta la Península de Araya – Paria (en el oriente), prolongándose hasta la Cordillera Septentrional de Trinidad en su lado este, y hasta la Península de la Guajira y Sierra Nevada de Santa Marta al oeste. El mismo, se haya localizado en la región norte – costera de Venezuela y está definido como un complejo orográfico caracterizado por una topografía elevada y un relieve accidentado, con una extensión de 29.000 km<sup>2</sup> y que forma un cinturón alargado en dirección E – O.

Este Sistema Montañoso del Caribe presenta rocas que tienen edades que van desde el Mesozoico hasta el Cenozoico y está formado por una superposición de napas tectónicas, las cuales son conocidas como Napas de la Cordillera de la Costa, Napa de Caucagua – El Tinaco, Napa Ofiolítica de Loma de Hierro – Paracotos, Napa del Paleo – Arco de Villa de Cura, la Napa Piemontina y Napas de Lara.

Las napas le otorgan al Sistema Montañoso del Caribe una gran variedad litológica y estructural (Bellizzia, 1972). De igual forma, estas estructuras han sido construidas sobre unidades tectónicas de origen continental y oceánicas, las cuales han sido superpuestas y han sufrido extensa deformación y metamorfismo como consecuencia de la transurrencia destral E – O del sistema de fallas de San Sebastián, El Pilar y La Victoria (Giunta et. al., 2002).

Las Napas de Lara son una serie de rocas alóctonas, con un bajo grado de metamorfismo (formaciones Barquisimeto y Bobare) y sedimentarias (Formación Matatere), provenientes de zonas del noroeste que se desplazaron sobre las rocas autóctonas terciarias y cretácicas del margen pasivo de la Cordillera de los Andes. Entre finales del período Cretácico e inicio del Terciario comienza a emplazarse sobre el margen pasivo del norte de América del Sur, una serie de rocas alóctonas genéticamente iguales a la Cordillera Occidental de Colombia; esta a su vez formada por la colisión de placas oceánicas del Pacífico contra la Cordillera Central durante el Cretácico Tardío (Pestman *et al.*, 1998), sobre las regiones de los actuales estados Falcón y Lara.

#### **2.4 Fallas y sistemas de fallas asociados en la región noroccidental**

En la región noroccidental es posible identificar varias fallas o sistemas de fallas principales de carácter regional, estas son caracterizadas por los rasgos estructurales particulares a través de las montañas de la cordillera. Principalmente la región noroccidental está atravesada en sentido suroeste – noreste por la falla activa destral de Boconó (Schubert, 1980).

La falla de Boconó presenta una tendencia NE - SO con desplazamiento del tipo transcurrente dextral. Corre ligeramente oblicua al eje de los Andes de Mérida y alcanza las costas del Caribe hacia el norte, de este modo se extiende por más de 500 km entre la depresión del Táchira en la frontera entre Venezuela y Colombia, y la población de Morón en las costas del Caribe venezolano (Audemard y Audemard, 2002). En su extremo norte, el sistema de Fallas de Boconó cambia de dirección (en unos 45° al este) donde se conecta con el sistema de fallas dextrales activo de San Sebastián – Morón, el cual se encuentra compuesto por grandes fallas rumbo deslizantes de dirección aproximada este – oeste; se ubican a todo lo largo del margen norte de Suramérica, principalmente en su región central, prolongándose sobre el continente y por debajo (zona marina) (Schubert, 1980).

El área occidental también se encuentra gobernada por el sistema de fallas de Icotea y Pueblo Viejo y las falla de Oca Ancón y Valera, los cuales son los elementos mayores e importantes en la estructuración de la cuenca de Maracaibo (Lugo *et al.*, 1992). Esta misma zona se encuentra enmarcada dentro de tres importantes alineamientos estructurales: la falla de Boconó, la falla de Oca y la falla de Santa Marta en Colombia conforman un bloque triangular denominado bloque triangular Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002; Molnar y Sykes, 1969; Soulas, 1985) tal como se ha mencionado anteriormente.

Por su parte la falla de Oca, se extiende por unos 300 km en sentido general E – SE desde el borde norte de la Sierra Nevada (Santa Marta – Colombia) hasta llegar a la isla de Toas, la cual se enlaza con la falla de Ancón (transcurrente dextral), que atraviesa la cuenca de Falcón y cuyo plegamiento regional es causado por esta transurrencia. Dicho sistema de fallas presenta un desplazamiento calculado de unos 30 Km (Audemard y Giraldo, 1997).

A parte de la imponente falla de Ancón en Falcón, otras fallas menores que afloran en dicha región son las Fallas de Socremo, Araurima, Manrique y Duaca – Aroa (Audemard, 1997).

La falla de Valera forma parte de un sistema de fallas que con dirección general noreste se desprende de los Andes y alcanza una longitud de 220 a 240 km de extensión total, teniendo un desplazamiento netamente sinistral (Soulas, 1985).

Por último, al Sur, se tiene lo que es el sistema de fallas de Apure que fue considerado por Feo Codecido *et al.* (1984) como un contacto de tipo tectónico entre rocas de edad Precámbrico pertenecientes al Escudo de Guayana y rocas paleozoicas del basamento de la cuenca sedimentaria presente en la región de los llanos venezolanos.

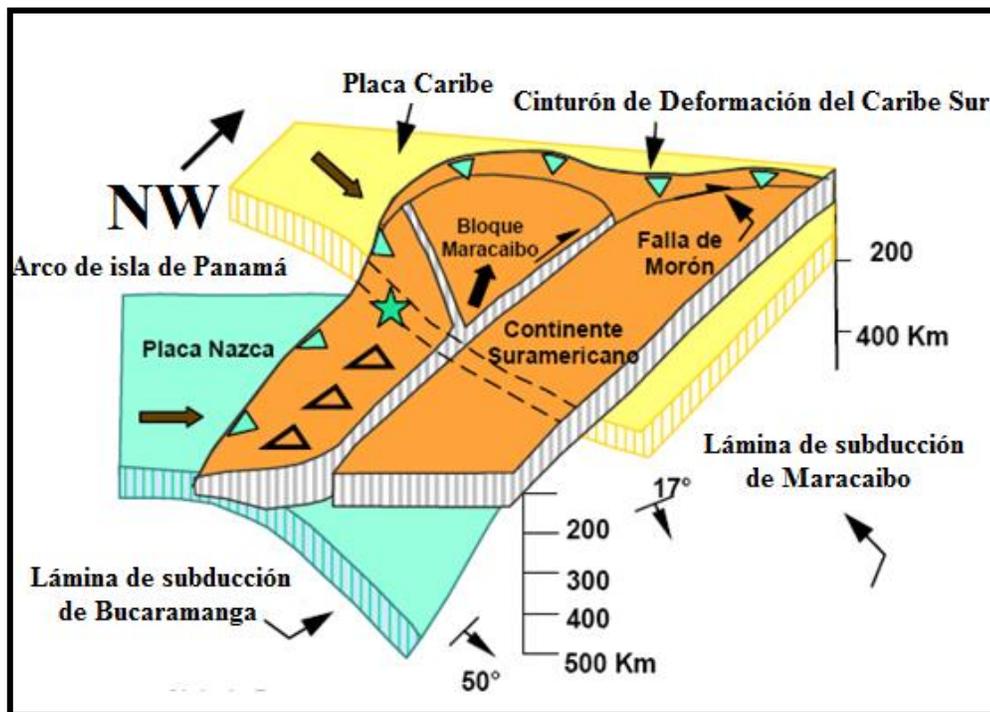
### **3. INTERACCIÓN ENTRE LAS PLACAS CARIBE Y SURAMÉRICA**

Debido a la gran complejidad de la interacción intraplaca Caribe – Suramérica, a lo largo de los últimos años se han realizado numerosos estudios geofísicos, los cuales han contribuido de manera significativa con la comprensión de la evolución geodinámica y tectónica del margen norte de Suramérica. Estos estudios han dado a conocer un sinnúmero de evidencias (la principal es el Cinturón Deformado del Caribe Sur) que sustentan la existencia de una lámina de subducción, que se prolonga por debajo de Suramérica, producto de la colisión entre las placas tectónicas Caribe y Suramérica, además, dichos estudios han proporcionado una cantidad considerable de modelos geológicos del subsuelo, de la zona noroccidental, que reflejan distintos estilos de subducción posibles y las distintas profundidades viables a las que se prolonga la lámina de subducción.

Partiendo entonces de lo anteriormente mencionado, a continuación se presentarán los diferentes trabajos, realizados en la zona noroccidental del territorio venezolano, en los cuales se menciona a la lámina de subducción, ya que, estos representarán la base teórica del presente trabajo que se propone probar todas las posibles estilos de subducción de la interacción Caribe – Suramérica, para de ese modo determinar el que mejor se ajuste a las condiciones geológicas y geofísicas de la zona en estudio.

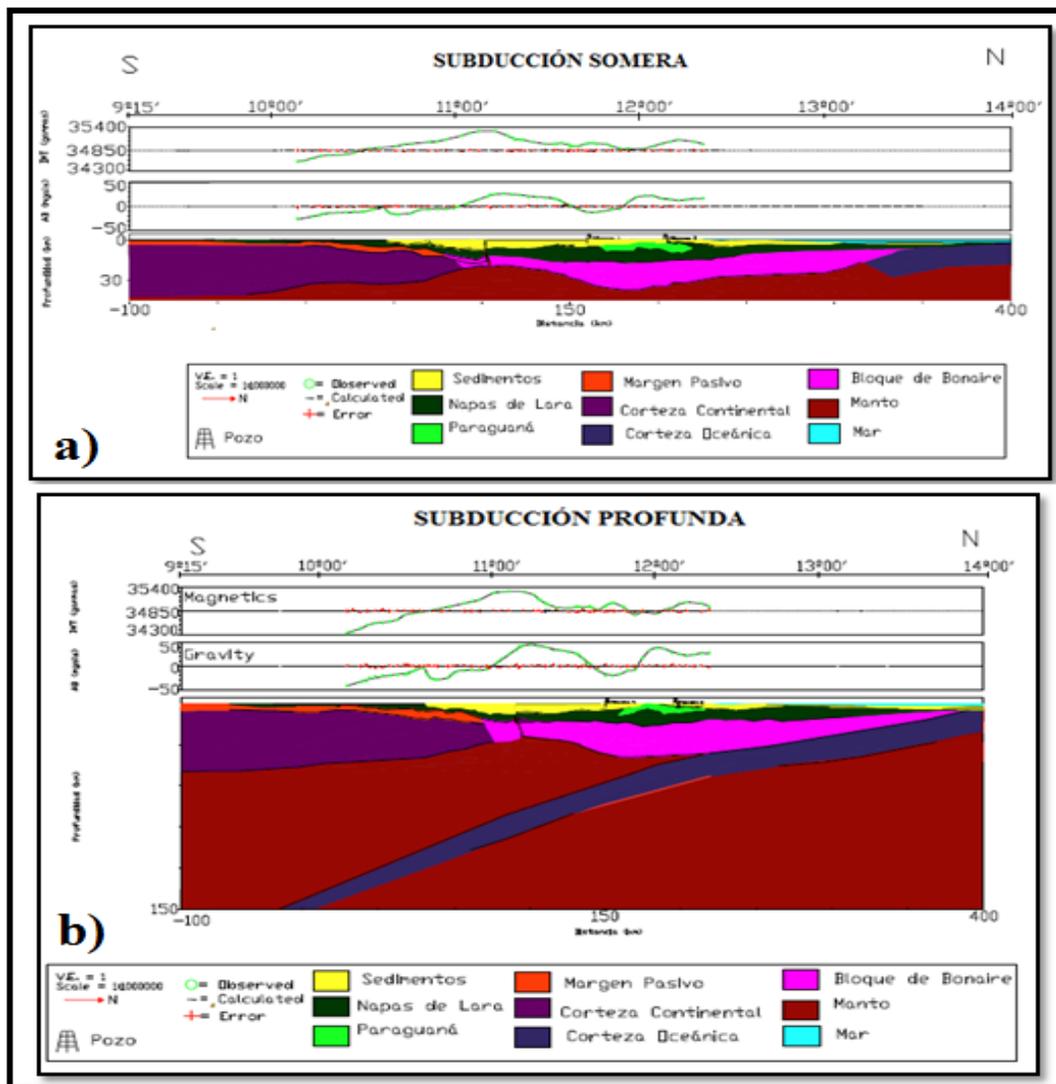
#### **3.1 Modelos gravimétricos de la Interacción Caribe – Suramérica**

En 1994 Van der Hilst y Mann, a partir de un estudio de tomografía sísmica, concluyen que existen dos láminas subductantes por debajo de Suramérica (placa Caribe y placa Nazca), prolongándose varias centenas de kilómetros en profundidad (Figura 3.1).



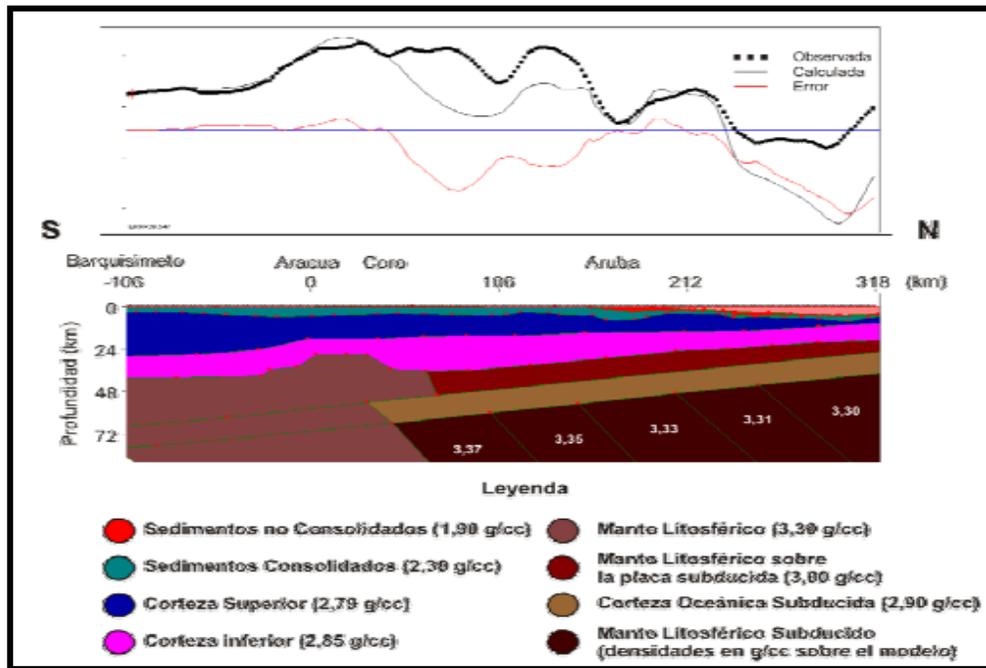
**Figura 3.1** Modelo de las láminas subductantes (Maracaibo y Bucaramanga), donde se muestra la geometría y extensión de las mismas. (Modificado de Van der Hilst y Mann, 1994).

En la región de Falcón, Sousa *et al.* (2005), a partir de la integración de datos geológicos y geofísicos plantean un conjunto de modelos gravimétrico – magnéticos que muestran variabilidad en las profundidades de prolongación de la lámina de subducción (somera, intermedia y profunda) y en lo que respecta a la presencia del Bloque Bonaire. A partir del análisis de los 6 modelos propuestos con las diferentes alternativas de subducción, concluyeron que los dos mejores modelos, eran el modelo de subducción somera y el de subducción profunda (Figura 3.2) en los cuales se consideraba la presencia del Bloque Bonaire. No obstante, el que mejor se ajustaba a la respuesta gravimétrica era el modelo de subducción somera.



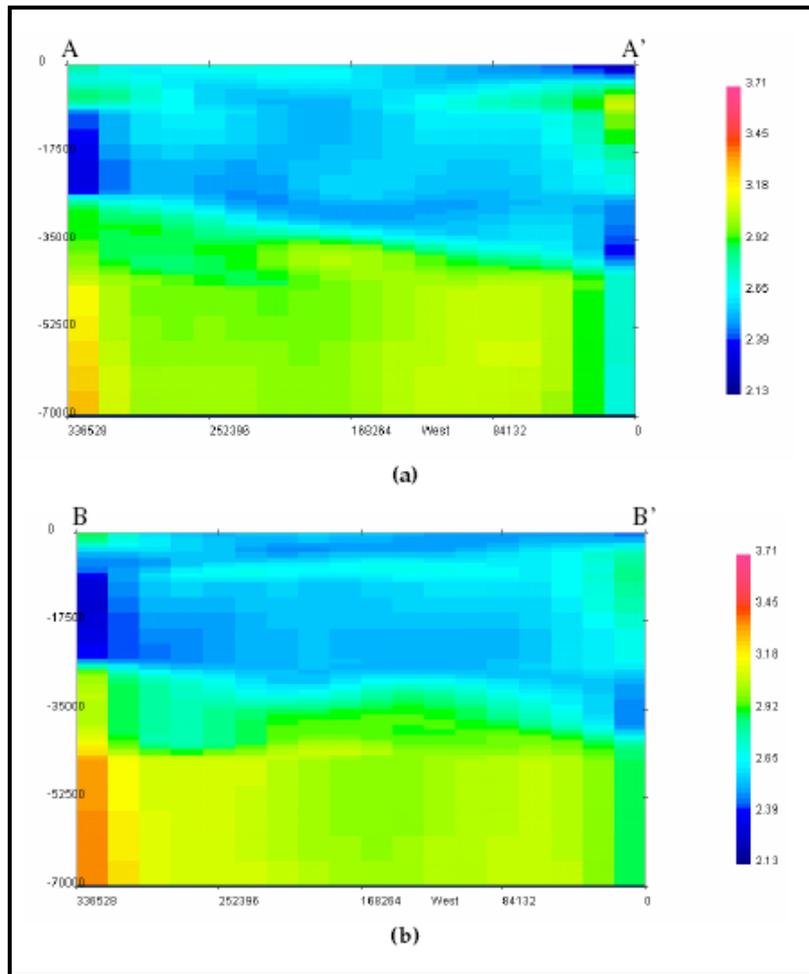
**Figura 3.2** Modelo gravimétrico – magnético a) con lámina de subducción somera y b) con lámina de subducción profunda (Modificado de Rodríguez y Sousa, 2003).

Bezada (2005) en los estados Lara – Falcón, partiendo de un estudio geofísico donde trabajó con datos sísmicos y gravimétricos, genera un modelo gravimétrico, en donde se aprecia la subducción de la placa Caribe por debajo de la Suramérica, teniéndose de este modo un buen ajuste en las respuestas gravimétricas (Figura 3.3). En dicho trabajo estima una profundidad de 20 km, así como un adelgazamiento de la corteza continental bajo la Cuenca de Falcón, con una profundidad de Moho de 27 km en la población de Aracúa, al oeste de la zona de investigación.



**Figura 3.3** Modelo gravimétrico en el noroccidente de Venezuela con lámina de subducción (Bezada, 2005).

Por otra parte Quijada (2006) partiendo de un estudio de inversión gravimétrica elabora un modelo con un perfil N – S, en el cual se puede observar un contraste de densidad entre la corteza y el manto. La subducción se visualiza hacia el Norte por debajo de la superficie de Moho, donde se aprecia una capa de menor densidad (Figura 3.4).



**Figura 3.4** Secciones de densidad a lo largo de los perfiles seleccionados en dirección norte – sur al noroccidente de Venezuela (Quijada, 2006).

Posteriormente Garzón y Ughi (2008) con perfiles gravimétricos en los meridianos  $68^{\circ}$  W y  $69^{\circ}$  W, realizan un estudio mediante el análisis de flexión de placa en la región noroccidental de Venezuela, tomando al modelo gravimétrico que exhibe una lámina de subducción somera por debajo de la placa Suramericana como el de mejor ajuste (Figura 3.5a y 3.5b). Además presentan que la discontinuidad de Mohorovicic reduce en profundidad de sur a norte, encontrándose profundidades al sur de 35 km y al norte de 15 km.

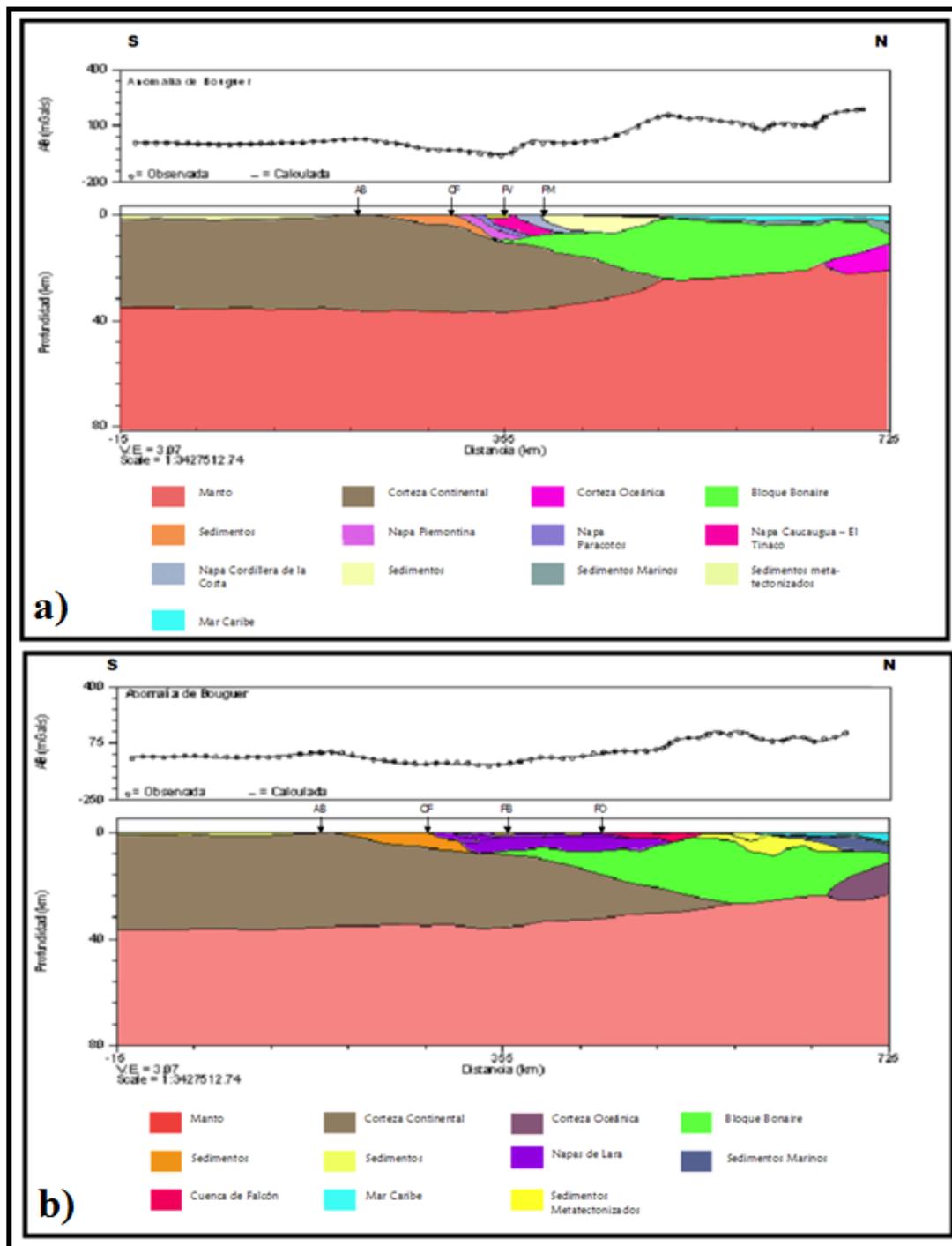
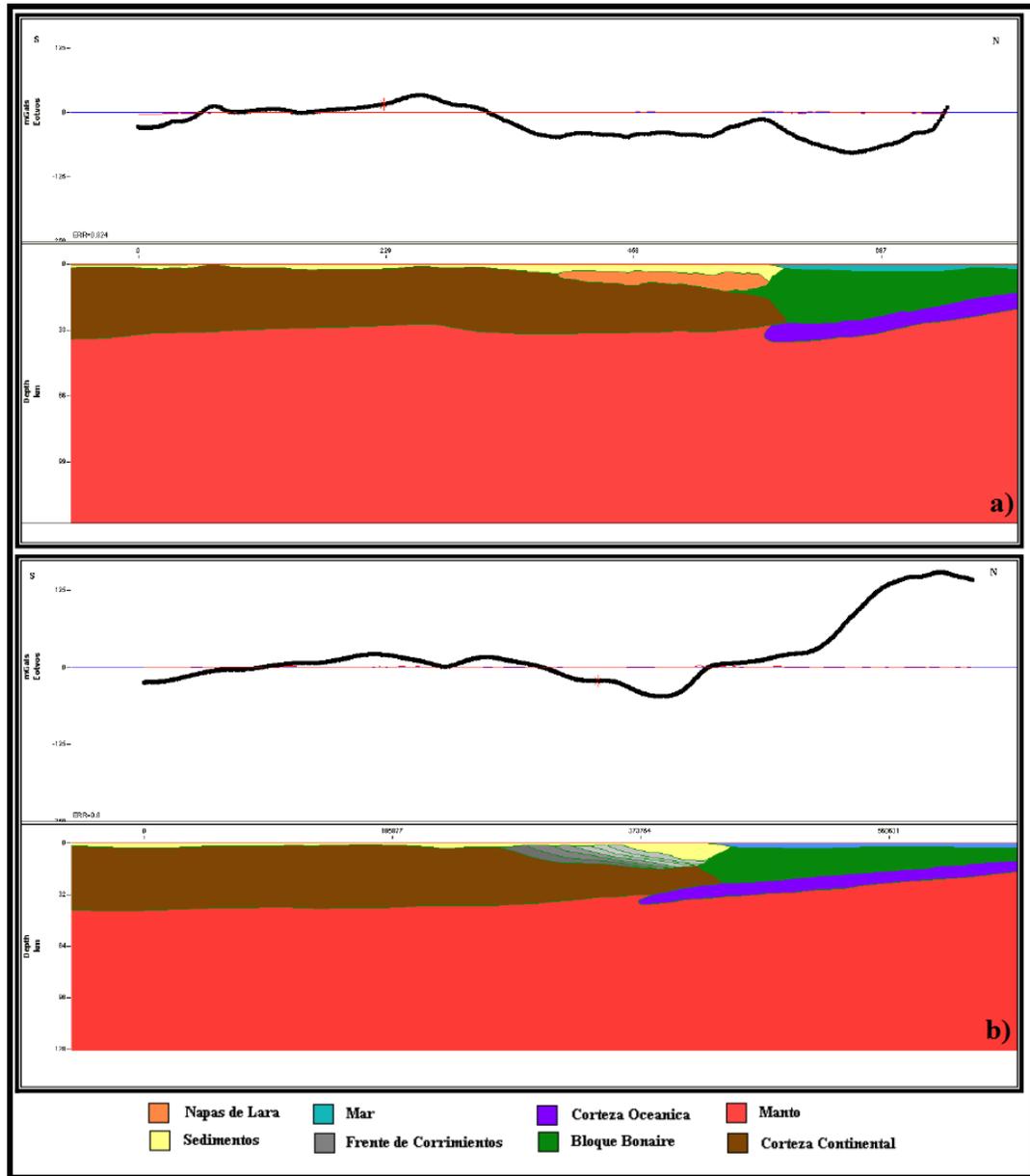


Figura 3.5 Modelo gravimétrico con lámina de subducción somera a) propuesto para el perfil 69° W y b) propuesto para el perfil 68° W (Garzón y Ughi, 2008).

Orellana (2008) realiza dos modelos gravimétricos en los cuales toma en consideración, para su análisis de flexión de placas, a la configuración de la lámina de subducción somera (Figuras 3.6a y 3.6 b).



**Figura 3.6** Modelo gravimétrico con lámina de subducción somera a) propuesto para el perfil N65°W y b) propuesto para el perfil N15° (Orellana, 2008).

Los estudios de índole geofísico se han llevado a cabo a lo largo de toda la zona norte del territorio venezolano, por lo cual seguidamente se hará referencia a uno de los estudios realizados en la zona nororiental, debido a que en el mismo se representa una posible configuración de la lámina de subducción para la zona noroccidental de Venezuela.

Giraldo *et al.* (2002) partiendo de algunos modelos corticales ya publicados, proponen sobre una sección regional orientada N – S, varias posibles interpretaciones geodinámicas coherentes del margen septentrional de Venezuela en el oriente del país, desde el río Orinoco hasta la placa Caribe, pasando por Barcelona, basándose en datos de sísmica de refracción adquiridos en un trabajo conjunto (Proyecto ECCO) entre PDVSA, FUNVISIS y USB. Los tres modelos corticales propuestos se observan en la figura 3.7, donde:

- I. La zona de subducción al norte se extiende por debajo de la corteza continental con un ángulo de 20 grados. El sistema de fallas dextrales de El Pilar, sería subvertical con el buzamiento elevado al norte, como una falla transcurrente.
- II. La zona de subducción, alcanza los 100 km debajo de Barcelona, según la estimación de Van der Hilst (1990). La falla de El Pilar quedaría limitada al orógeno en flotación, tal como en el caso anterior.
- III. La zona de subducción tendría un ángulo muy bajo y la falla de El Pilar afectaría la corteza continental, hasta la lámina de subducción. De esta manera delimitaría al norte un bloque cortical que se desplaza al este con respecto a la placa Suramericana, que se mueve actualmente al oeste.

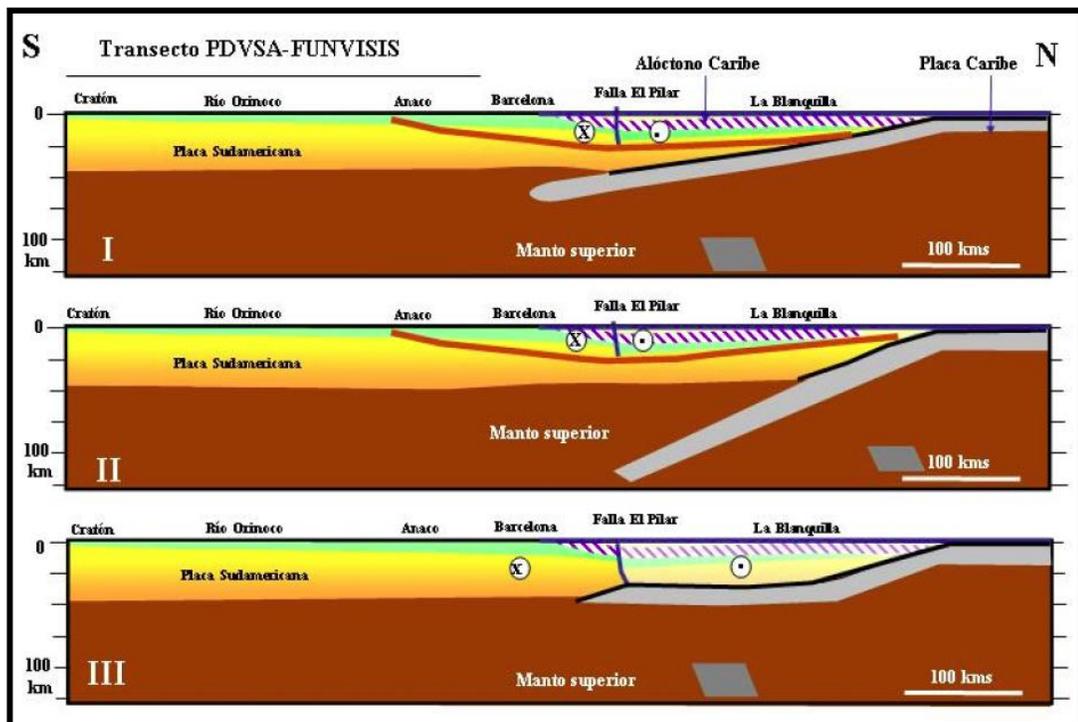


Figura 3.7 Modelos propuestos para el transecto geodinámico entre la Placa Caribe y el Cratón de Guayana (Giraldo *et al.*, 2002).

## **4. VALIDACIÓN ESTADÍSTICA Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS**

### **4.1 Fuente de los datos gravimétricos, topográficos y batimétricos**

Los datos gravimétricos, topográficos y batimétricos empleados en esta investigación se obtuvieron de la recopilación publicada periódicamente en el *Scripps Institution Of Oceanography*, de la Universidad de California en San Diego (UC Dan Diego, EEUU; Sandwell and Smith, 2009), se descargaron en formato ASCII\_XYZ con 1 minuto de arco entre cada valor ( $0.016^\circ$ ). Para acceder a los mismos se recurrió al link <http://topex.ucsd.edu/>., dichos datos están calculados por el satélite altimétrico TOPEX/Poseidon, el cual se encuentra bajo el control conjunto de la Administración Nacional de la Aeronáutica y el Espacio ubicado en EE.UU (siglas en inglés, *NASA*), y el Centro Nacional de Estudios Espaciales ubicado en Francia (siglas en inglés, *CNES*).

Inicialmente los datos comprendieron información de latitud, longitud y valor de anomalía para el caso de los datos de gravedad, mientras que para los datos topográficos se dispuso de información de latitud, longitud y cota; con un total de 132.791 datos.

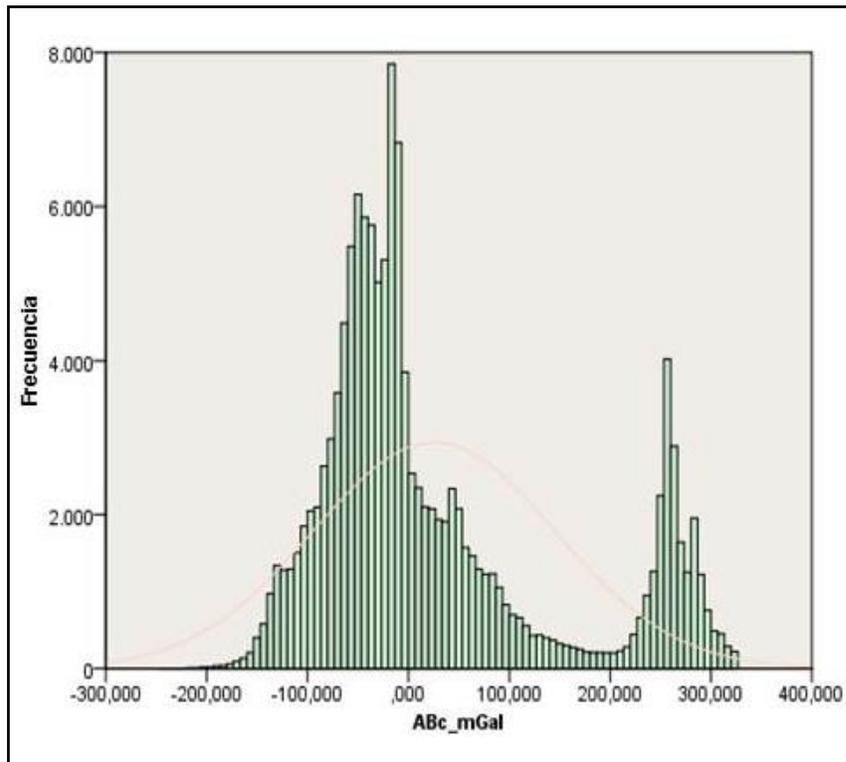
Los datos obtenidos contenían Anomalías de Aire Libre, por lo que fue necesario realizar las correcciones de Bouguer y topográficas a los datos, para la obtención de la Anomalía de Bouguer Completa. Las Anomalías de Bouguer fueron calculadas usando una densidad estándar de  $2,670 \text{ g/cm}^3$  y  $1,025 \text{ g/cm}^3$ , densidad del continente y del agua marina, respectivamente.

### **4.2 Validación estadística de los datos gravimétricos**

Con la finalidad de establecer la calidad y distribución de los datos gravimétricos, se sometieron los mismos a un análisis estadístico, utilizando el programa *Statistical Package for Social Science (SPSS) Versión 20.0*. El análisis

consistió en la obtención de un histograma de frecuencia, para las Anomalías de Bouguer, a partir del cual se pudo evaluar de forma cualitativa el tipo de distribución que caracteriza al conjunto de datos.

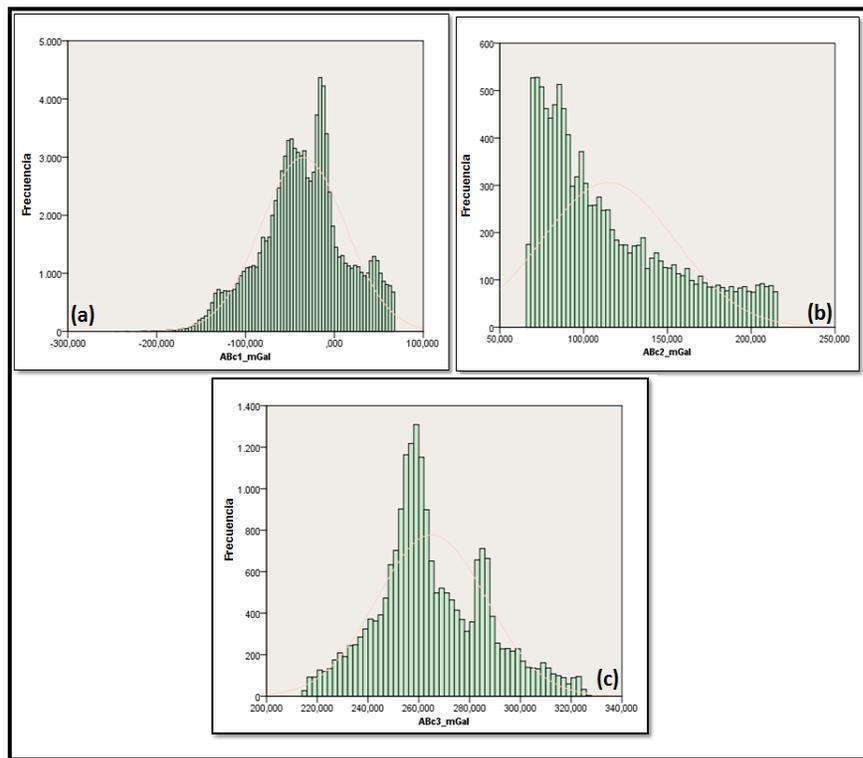
En el histograma que se muestra en la figura 4.1 se puede observar la presencia de tres modas definidas, lo cual no permite catalogar los datos como normales; sin embargo, sugiere la descomposición de los mismos en tres grupos diferentes.



**Figura 4.1** Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos.

Para la separación de los datos gravimétricos, se decidió disponer de un método estadístico multivariante de clasificación automática de datos, conocido como Análisis Cluster/Conglomerados (K medias), el cual agrupa los datos de manera que los que puedan ser considerados similares son asignados en un mismo grupo, mientras que casos diferentes se localizan en grupos distintos.

En la figura 4.2 se muestran los histogramas correspondientes a los tres grupos obtenidos por medio del Análisis de Conglomerados, donde se observa que la primera población contiene la totalidad de los valores negativos y una parte de los mínimos positivos de Anomalía de Bouguer, representando un 75,541% del total de datos. Dichos mínimos (positivos y negativos) corresponden en su mayoría a expresiones gravimétricas producto de las características geológicas de la región, como lo son la Sierra de Perijá, las asociaciones ígneas de la Guajira, los Andes de Mérida y las cuencas adyacentes a este. Por su parte el segundo grupo que representa un 8,673% presenta valores positivos relativamente bajos, los cuales se asocian al talud o plataforma continental y al Cinturón Deformado del Caribe Sur, vale acotar que los valores se hayan sesgados hacia los mínimos positivos. El tercer grupo corresponde a valores positivos que se relacionan con la cuenca de Venezuela, los mismos representan un 15,786% de los datos totales.



**Figura 4.2** Histogramas de frecuencia de los grupos obtenidos por K – media. (a) Grupo1, (b) Grupo2, (c) Grupo3.

La tabla 4.1 muestra los parámetros estadísticos obtenidos luego de la aplicación del Análisis de Conglomerados a los datos de Anomalía de Bouguer, en la cual se tiene la separación de los datos en tres grupos bien definidos, donde los valores máximos de cada grupo no se solapan con los valores mínimos del grupo siguiente, además, la media y mediana exhiben valores muy cercanos entre sí, indicando una correspondencia a las distribuciones normales. En el caso de las modas de cada grupo se tienen valores no tan cercanos a las medias y medianas respectivas, este comportamiento se podría asociar a una población de múltiples modas dentro de los grupos tal como se visualiza en la figura 4.2. Igualmente, las desviaciones estándar de estos grupos muestran valores relativamente bajos tomando en cuenta las cantidades de las muestras y el comportamiento sesgado.

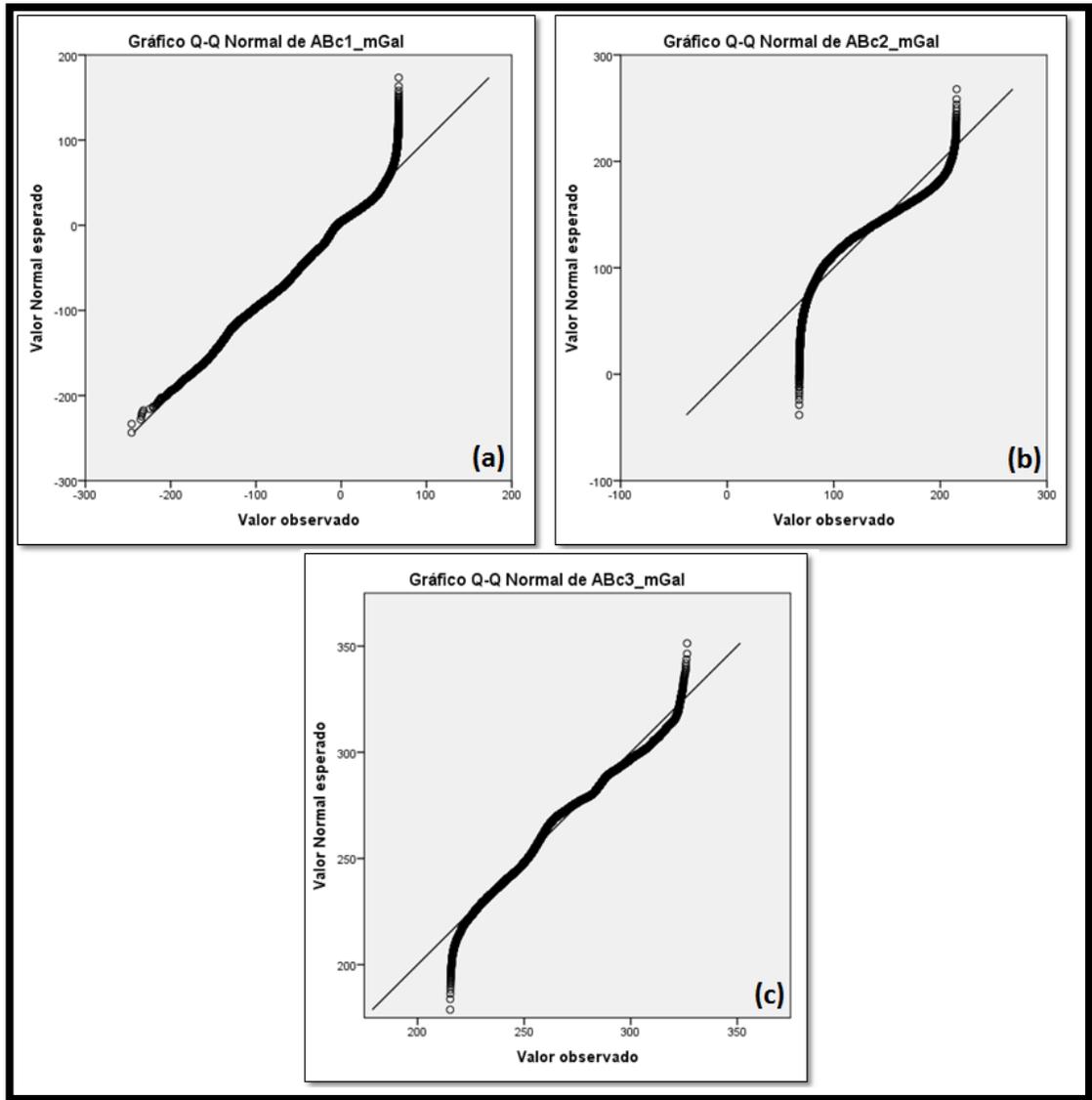
**Tabla 4.1** Parámetros estadísticos

<b>Grupos</b>	<b>N</b>	<b>Media</b>	<b>Mediana</b>	<b>Moda</b>	<b>Mínimo</b>	<b>Máximo</b>	<b>Desv. Estándar</b>
<b>ABc1</b>	100312	-35.102	-34.159	-17.502	-245.839	67.426	47.706
<b>ABc2</b>	11517	114.758	102.391	93.187	67.453	215.248	39.550
<b>ABc3</b>	20962	265.070	261.119	285.828	215.273	326.457	21.495

En general la simple exploración visual de los histogramas de la figura 4.2 permite clasificar los grupos de datos como normales, ya que el ajuste con respecto a la curva de normalidad es bastante preciso, solo para el caso de la figura 4.2 (b) se muestra un ligero sesgo de los datos hacia los valores bajos de Anomalía de Bouguer.

Seguidamente se elaboraron gráficos Q – Q para los tres grupos, obteniéndose de este modo la figura 4.3, donde se contrasta el ajuste de los datos a una distribución normal, midiendo el ajuste de la muestra a una recta a 45°. Es de esperarse que si el ajuste es bueno, los puntos se distribuyan aproximadamente según la recta. Para este caso, las gráficas muestran una tendencia clara de los puntos a concentrarse sobre la línea teórica para el grupo 3 y un ligero sesgo hacia los valores positivos para el

grupo 1, por lo tanto, se podría decir que se está en presencia de una potencial distribución normal de los datos para los dos grupos. Por su parte el gráfico del grupo 2 se aleja considerablemente de un comportamiento normal, sin embargo, es considerado aceptable dentro de un rango definido.



**Figura 4.3** Gráficos Q – Q de los grupos obtenidos por K – media. (a) Grupo1, (b) Grupo2, (c) Grupo3.

Posteriormente, para cada grupo se realizaron diagramas de cajas y bigotes, para descartar la presencia de algún valor atípico o fuera de rango. En la figura 4.4, se presentan los diagramas para los tres grupos, donde para el caso del grupo 1 y 3 se observan algunos valores fuera del rango establecido; sin embargo, considerando el volumen de datos disponibles y las pruebas de normalidad anteriormente aplicadas, se considera razonable evitar descartar estos datos y en cambio, conservar la totalidad de ellos.

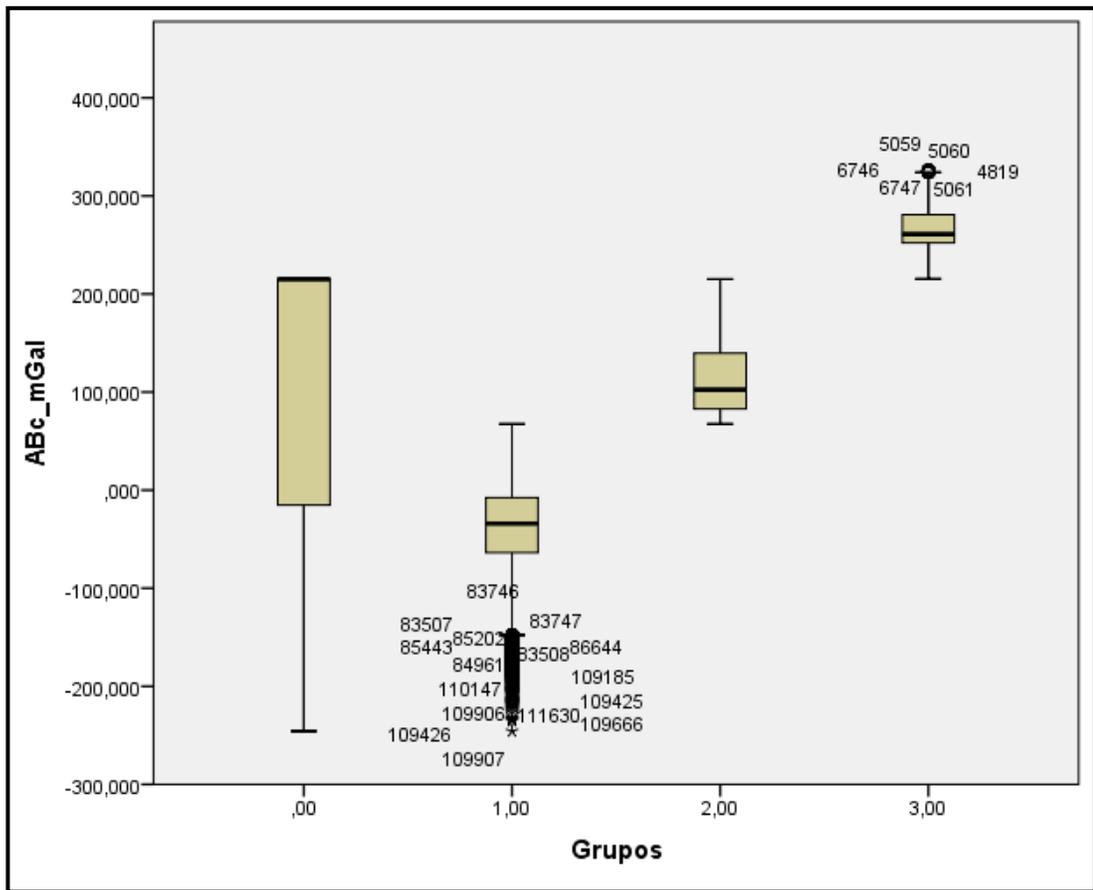
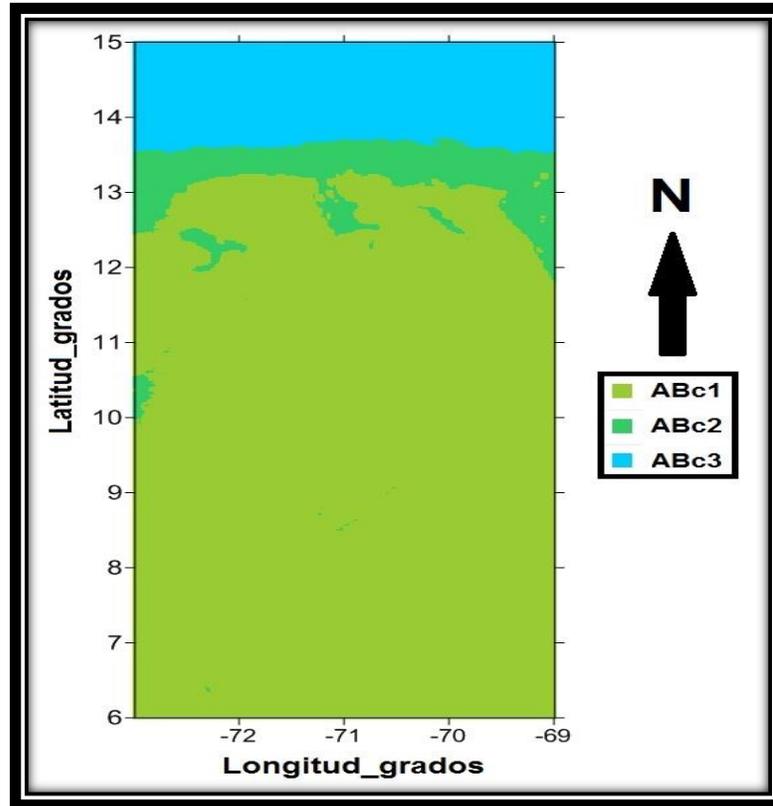


Figura 4.4 Diagramas caja bigotes para los grupos 1, 2 y 3.

Finalmente, se graficaron conjuntamente los datos de cada grupo (Figura 4.5) empleando para ello las coordenadas geográficas asociadas a cada uno, y a partir de esto se pudo comprobar que la separación en grupos tiene implicaciones geográficas

y geológicas, dado que el gráfico ostenta una limitación muy clara entre cada conjunto de datos, datos en tierra (grupo 1 al sur) y costa afuera (grupo 3 al norte). Mientras que el grupo 2, se consideraría un conjunto de datos transicionales. En general, tal como lo evidencia el análisis estadístico solo se tienen dos grupos de datos de Anomalía de Bouguer Completa.



**Figura 4.5** Distribución espacial de los datos de Anomalía de Bouguer.

### 4.3 Mapas de Anomalías de Aire Libre y Anomalías de Bouguer

A partir de los datos obtenidos del *Scripps Institution Of Oceanography* se elaboró el mapa de Anomalía de Aire Libre (AA) con el cual se obtuvo el mapa de Anomalía de Bouguer (AB) para la construcción de dicho mapa se calculó la corrección de Bouguer (CB) y la corrección topográfica (CT). La CB se consiguió con la presente ecuación:

$$CB = -0,04191 * \rho_B * h \quad (\text{Ec. 4.1})$$

Siendo  $\rho_B$  igual a  $2,67 \text{ g/cm}^3$  para la corteza continental y  $1,025 \text{ g/cm}^3$  para el agua marina. Por su parte la CT se obtuvo utilizando el módulo *Gravity* y el submódulo *Topographic Correction* del *Oasis Montaj*, donde las densidades usadas fueron las mismas de la CB, también fue indispensable una grilla de topografía regional y otra de topografía local (ambas extraídas de la base topográfica del Scripps Institution Of Oceanography). Una vez calculada la CB y la CT se procedió a obtener la AB de cada punto por medio de la siguiente ecuación:

$$AB = AA \mp CB + CT \quad (\text{Ec. 4.2})$$

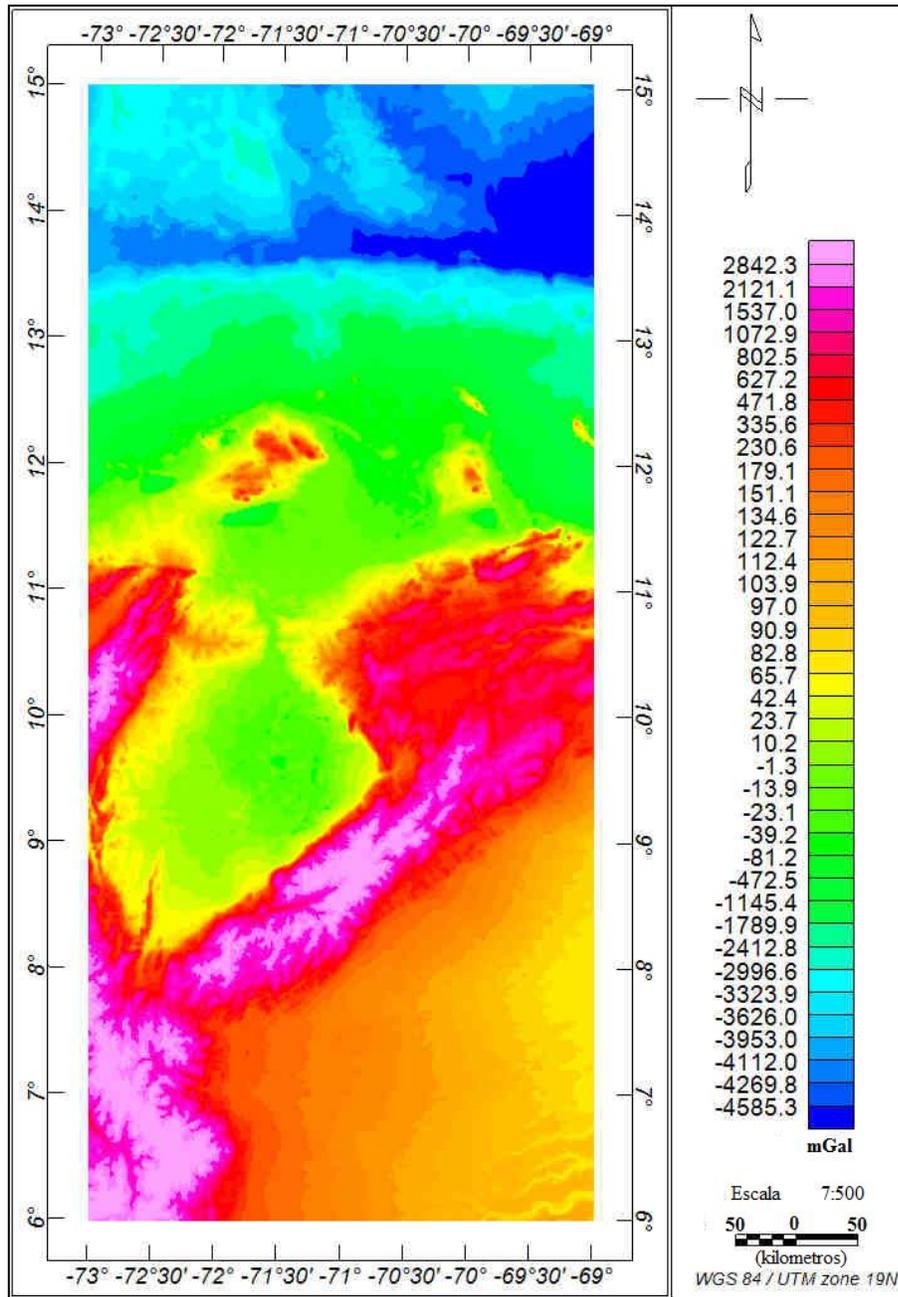
Vale acotar que para evitar problemas de borde, en el mapa Topográfico y Batimétrico y los mapas de Anomalía de Aire Libre y de Bouguer, se trabajó con una ventana  $1^\circ$  más grande que la ventana original, de la cual luego se extrajo la malla correspondiente a la zona de estudio.

#### **4.3.1 Mapa Topográfico**

El mapa topográfico que se muestra en la figura 4.6, representa la ventana del área de estudio, la cual se encuentra comprendida entre las latitudes  $6^\circ\text{N}$  y  $15^\circ\text{N}$  y entre las longitudes  $-69^\circ\text{W}$  y  $-73^\circ\text{W}$ , con una extensión aproximada de  $444.000 \text{ km}^2$ , abarcando desde la cuenca Barinas – Apure y la Cordillera de los Andes, al sur, y la cuenca de Venezuela, al norte. En dicho mapa se vislumbran los altos topográficos correspondientes a los andes venezolanos, hacia la zona suroeste, la Sierra de Perijá y la Península de la Guajira. Hacia el noreste del mapa, específicamente en los estados Falcón y Lara se tienen el alto de Paraguaná y las Napas de Lara. También se aprecian las bajas alturas de la cuenca de Maracaibo, cuenca Barinas – Apure y hacia el norte la cuenca de Venezuela.

Dado lo anteriormente expuesto se considera entonces que la región en estudio presenta zonas bien definidas, que se hayan caracterizadas por la presencia de estructuras geológicas tan importantes como las ya mencionadas. Por lo tanto, es de

esperarse que las mismas presenten repuestas gravimétricas que guarden cierta relación con el mapa topográfico, en cuanto a la ubicación de las zonas dominadas por cada estructura geológica.

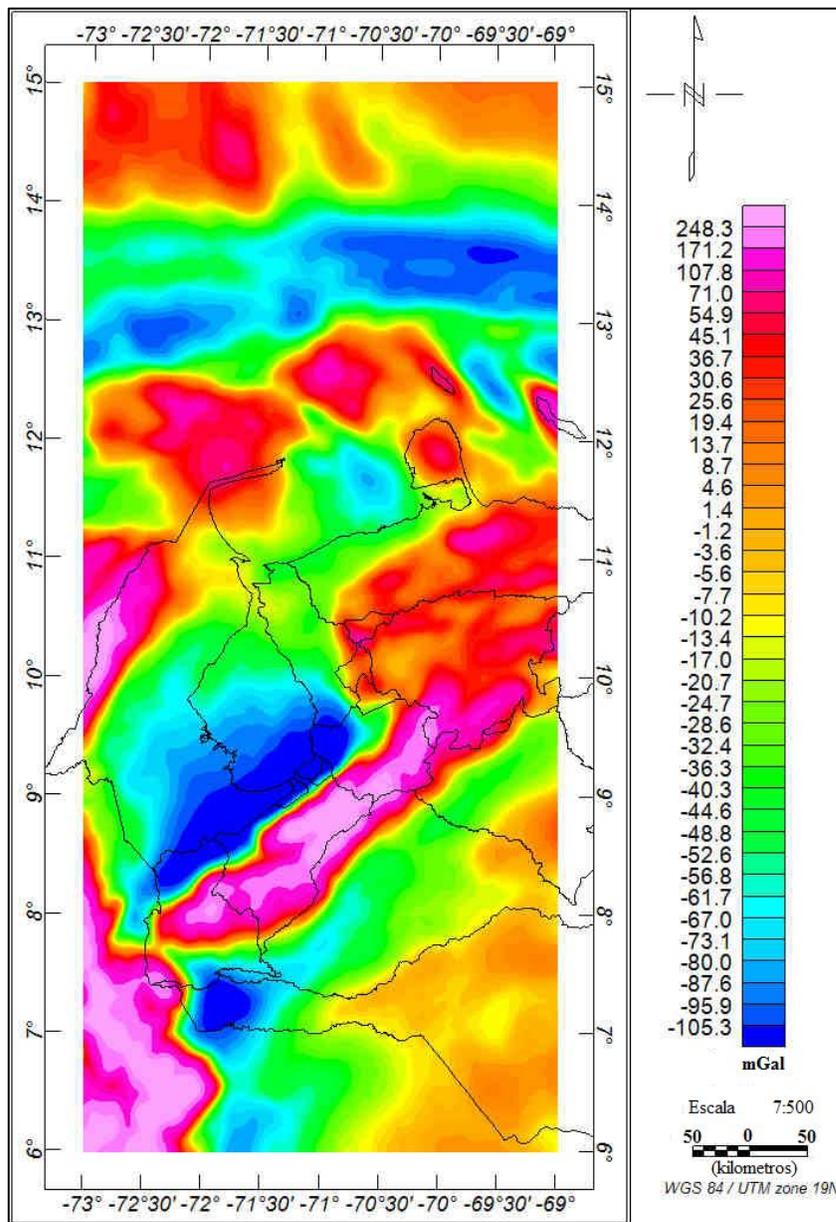


**Figura 4.6** Mapa Topográfico y Batimétrico de la región noroccidental de Venezuela.

### 4.3.2 Mapa de Anomalía de Aire Libre

En el mapa de Anomalía de Aire Libre (Figura 4.7) se puede apreciar la distribución de las estructuras en el área de estudio. Los máximos más resaltantes que se pueden evaluar son aquellos relacionados con las mayores alturas (vistas previamente en la figura 4.6) en la Sierra de Perijá, los Andes de Mérida y colombianos, localizados hacia la zona SO del mapa y cuyo valor aproximado de anomalía es de 248,3 mGal. También se observan valores máximos al norte entre los 12°N y 13°N correspondientes a las islas del Caribe y Paraguaná (de entre 36,7 a 107,8 mGal), por debajo de los 12°N entre las longitudes -69°W y -70°30'W se tienen máximos relacionados con las napas de Lara (36,7 – 54,9 mGal), mientras que al NO se vislumbra un máximo relativo de  $\approx 71$  mGal correspondiente a las asociaciones ígneas en la Guajira.

Los valores anómalos mínimos más importantes corresponden a las zonas donde el basamento es más profundo. Se visualizan, valores que van desde -105,3 mGal a -61,7 mGal, hacia el SO por encima de los 7°N y entre las longitudes -71°W hasta los -72°30'W, en los depocentros de las cuencas (Maracaibo y Barinas – Apure). También se aprecian valores mínimos de entre -87,6 a -105,3 mGal en la zona de subducción del Caribe entre las latitudes 13°N y 14°N. Otras estructuras destacables son el alto de Curazao hacia el NE entre las longitudes -69°30'W hasta -69°W y sobre los 12°N; mientras que al oeste de Maracaibo se observa la cuenca de la Guajira, al oeste de Paraguaná se tiene el mínimo del Golfo de Venezuela de  $\approx -80$  mGal y entre las islas Aruba y Curazao el mínimo de  $\approx 96,1$  mGal correspondiente a la depresión entre las dos islas. Finalmente al SE, se tiene los grábenes de Apure – Mantecal (en el flanco sur de la Cuenca Barinas – Apure).



**Figura 4.7** Mapa de Anomalía de Aire Libre de la zona noroccidental de Venezuela.

### 4.3.3 Mapa de Anomalía de Bouguer

En el mapa de Anomalía de Bouguer que se muestra en la figura 4.8, las anomalías gravimétricas aumentan claramente de norte a sur, teniéndose que el máximo absoluto se ubica en la zona NO del mapa por encima de los 14°N,

presentando un valor de más de 286 mGal, relacionado con el basamento de la cuenca de Venezuela. De igual manera se tienen un conjunto de máximos relativos los cuales a continuación se describen:

- Entre las latitudes  $12^{\circ}\text{N}$  –  $13^{\circ}\text{N}$  hacia el noreste se observan las estructuras correspondientes a las Antillas Holandesas, cuyo mayor valor de anomalía gravimétrica es de 156,212 mGal.
- En el área más al norte de Venezuela se observa el alto gravimétrico correspondiente a Paraguaná cuyo valor es de 42,016 mGal.
- Al oeste, justo en la longitud  $-72^{\circ}30'30''\text{W}$  y la latitud  $10^{\circ}\text{N}$  se tiene un máximo gravimétrico de 145,937 mGal asociado a las rocas ígneas de la Guajira.
- El adelgazamiento cortical al este del estado Falcón también se distingue claramente debido al valor máximo relativo que presenta de 30,228 mGal.

El mínimo absoluto se sitúa al suroeste del mapa justo por debajo de la latitud  $8^{\circ}\text{N}$  y entre las longitudes  $-72^{\circ}\text{W}$  y  $-71^{\circ}30'\text{W}$  (en el depocentro de la cuenca Barinas Apure) cuyo valor aproximado es de -149,938 mGal, el cual corresponde a la suma de la respuesta gravimétrica de la cuenca y la flexión conjunta de los Andes de Mérida y los Andes colombianos. Del mismo modo entre las latitudes  $8^{\circ}\text{N}$  –  $10^{\circ}\text{N}$  y hacia el oeste de la longitud  $-70^{\circ}30'\text{W}$  se tiene otro mínimo resaltante de -141,793 mGal y el cual se relaciona con el depocentro de la cuenca de Maracaibo y la estructura intracortical del contacto entre el Bloque Maracaibo y la placa de Suramérica.

De igual forma se tienen mínimos relativos que vale la pena mencionar:

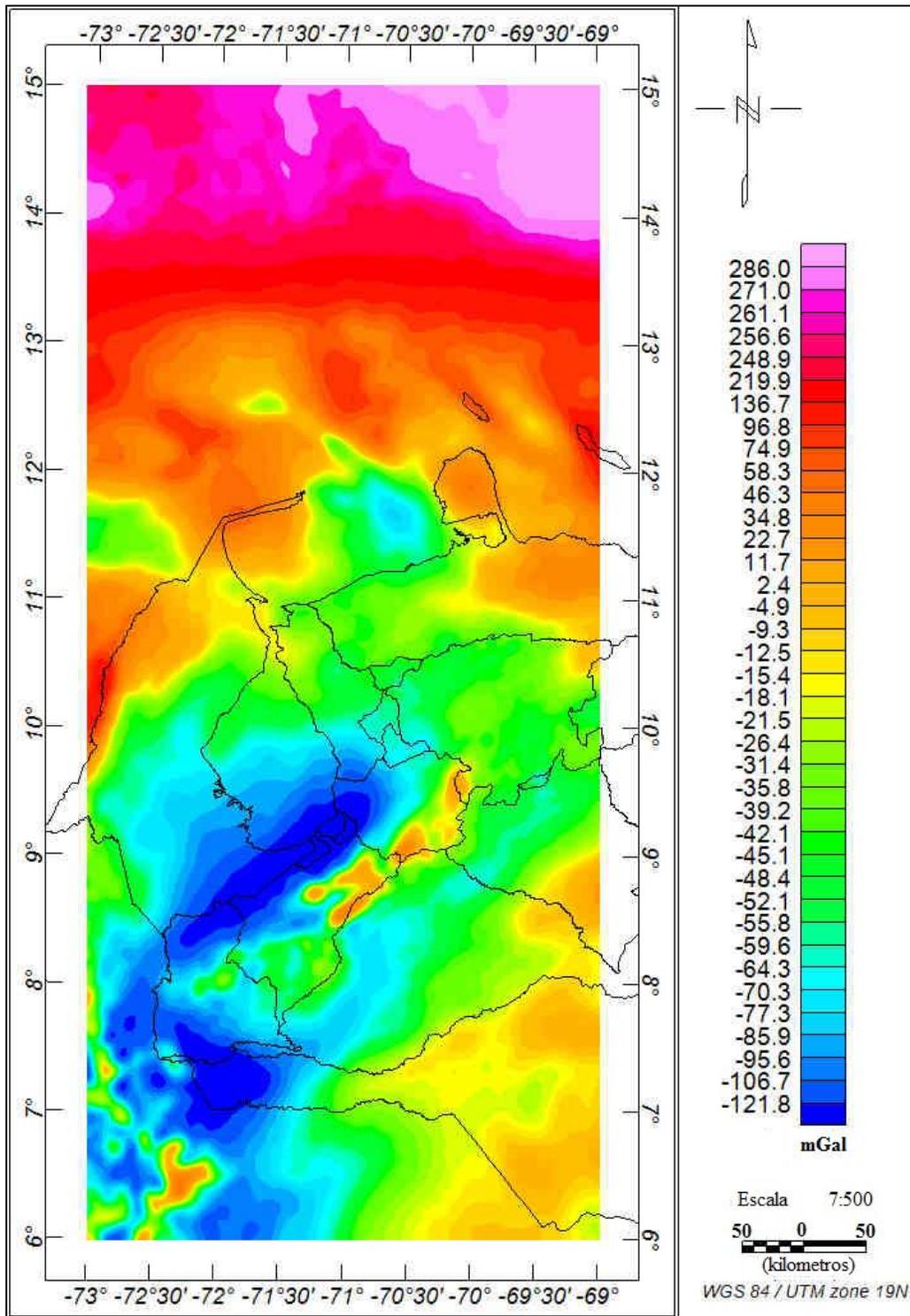
- Al oeste de Paraguaná se aprecia un mínimo cuyo valor es de -78,758 mGal relacionado con la cuenca del Golfo de Venezuela.
- Localizado al oeste de Maracaibo se observa un mínimo de -33,886 mGal, el cual corresponde a la cuenca de la Guajira.

Los contornos en el mapa muestran una dirección preferencial  $N45^{\circ}E$  al suroeste del mapa, justamente donde se ubica el mínimo valor de anomalía, alineándose estos con la cadena andina y los depocentros de las cuencas adyacentes, productos directo del levantamiento del orógeno. Hacia el sur de los contornos  $N^{\circ}45E$  justamente al sureste del mapa y por debajo de la latitud  $9^{\circ}N$  y al este de  $-71^{\circ}W$  existe un cambio en la orientación de los contornos a  $N60^{\circ}W$ , siguiendo la orientación de las estructuras en el basamento de la cuenca Barinas – Apure (graben de Apure – Mantecal).

Al norte justo por debajo de la cuenca de Venezuela los contornos toman una dirección aproximadamente  $EO$  los cuales corresponden claramente a la estructura del Cinturón Deformado del Caribe Sur, cuya orientación es producto de la colisión rumbo dextral del Bloque Bonaire – placa Caribe. Se observa en esa área una fuerte respuesta gravimétrica posiblemente referida al contraste de densidades entre ambas placas.

En cuanto a los gradientes, se observan altos gradientes al norte donde el Bloque Bonaire se pone en contacto con la placa Caribe, en el flanco norandino los gradientes también son elevados como consecuencia de la fuerte pendiente de la cuenca de Maracaibo y a su profundidad máxima estimada en más de 9 km, por su parte en el flanco surandino se aprecian gradientes bajos producto de la forma y buzamiento suaves del basamento de la cuenca Barinas – Apure.

Finalmente otro aspecto que vale acotar es que el mínimo gravimétrico absoluto del mapa de Anomalía de Bouguer se encuentra parcialmente desplazado hacia el norte de donde se localiza la Cordillera de los Andes, por lo cual se puede asociar dicho valor a la suma de las contribuciones gravimétricas de la cuenca y de la raíz de la montaña, generada por la flexión ejercida por los Andes de Mérida sobre el borde de la placa Suramericana (Arnáiz, 2009).



**Figura 4.8** Mapa de Anomalía de Bouguer de la zona noroccidental de Venezuela.

#### 4.4 Separación regional y residual

En general las anomalías gravimétricas presentan una combinación de dos fuentes, la regional y la residual. Las anomalías gravimétricas generadas por estructuras o cuerpos geológicos localizados a profundidades relativamente pequeñas (cerca de la superficie), normalmente son de longitud de onda corta, son perceptibles a poca distancia y son llamadas anomalías residuales; caso contrario a las anomalías producidas por estructuras geológicas con mayor magnitud y localizadas a grandes profundidades, son observables a largas distancias y se les conoce con el nombre de anomalías gravimétricas regionales.

Por tal motivo y para una mejor interpretación de las estructuras geológicas y su respuesta gravimétrica, ya sea profunda o somera, es de suma importancia realizar la separación de dichas anomalías. El proceso de separación de estos efectos regionales y residuales se inicia con la obtención del efecto regional, mientras que el residual se sustrae del mapa original a partir del regional, con la siguiente relación:

$$AB = AB_{Reg} + AB_{Res} \quad (\text{Ec. 4.3})$$

Donde, AB es la Anomalía de Bouguer;  $A_{Res}$  la anomalía residual y  $A_{Reg}$  la Anomalía regional.

Para el caso de la presente investigación se obtuvo el mapa regional haciendo uso del análisis espectral del mapa de Anomalía de Bouguer, con el cual se obtuvo el número de onda (valor a partir del cual se dejaron pasar las longitudes de ondas bajas, correspondientes a anomalías profundas).

La profundidad del tope de las estructuras causantes de anomalía puede ser determinada a través del análisis espectral de los datos gravimétricos. Este análisis se basa en una aplicación de filtros en el dominio del tiempo en donde primero se deben transformar al dominio de la frecuencia y debido a que el espectro de energía promediado radialmente es una función de onda de una sola frecuencia y se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un mismo número de

onda, el logaritmo del espectro de los datos se puede interpretar para hacer referencia sobre las profundidades de las fuentes mediante una serie de relaciones o ecuaciones (Ríos, 2002).

Con la finalidad de estimar las posibles profundidades de las fuentes que generan las respuestas de anomalías de Bouguer, se procedió a realizar el análisis espectral para el mapa de AB con el uso del módulo *MAGMAP* del programa *Oasis Montaj*, generando una gráfica en función del espectro de energía promediado radialmente (Figura 4.9). A partir de la gráfica y los datos generados con el análisis espectral, se construyó una gráfica similar a la anterior por medio de una hoja de cálculo (Figura 4.10). En el gráfico, Número de onda vs. Logaritmo de la potencia, partiendo de la teoría desarrollada por Spector y Grant (1970), se buscaron los rangos de longitudes de onda donde se mantenía una relación lineal. En función de ello, se seleccionaron las pendientes de las curvas presentes en el gráfico, en donde estas conservarían una relación directa de la profundidad en que se localiza un contraste de densidades; para calcular la profundidad del contraste o tope del cuerpo geológico se empleó la siguiente expresión:

$$h = -\frac{m}{4\pi} \quad (\text{Ec. 4.4})$$

Donde,

h: Es la profundidad de la interface geológica.

m: Es la pendiente seleccionada en el espectro de potencia.

Partiendo de la expresión anterior se obtienen las profundidades que se aprecian en la tabla 4.2. Las pendientes de cada espectro se consiguen por medio del ajuste de mínimos cuadrados. Debido a que la selección de las pendientes se encuentra sujeta a ambigüedades se trató de hacer dicha selección de la mejor forma posible, tomando en cuenta la información geológica en cuanto a características del cuerpo de roca, para de ese modo evitar un erróneo cálculo de la profundidad.

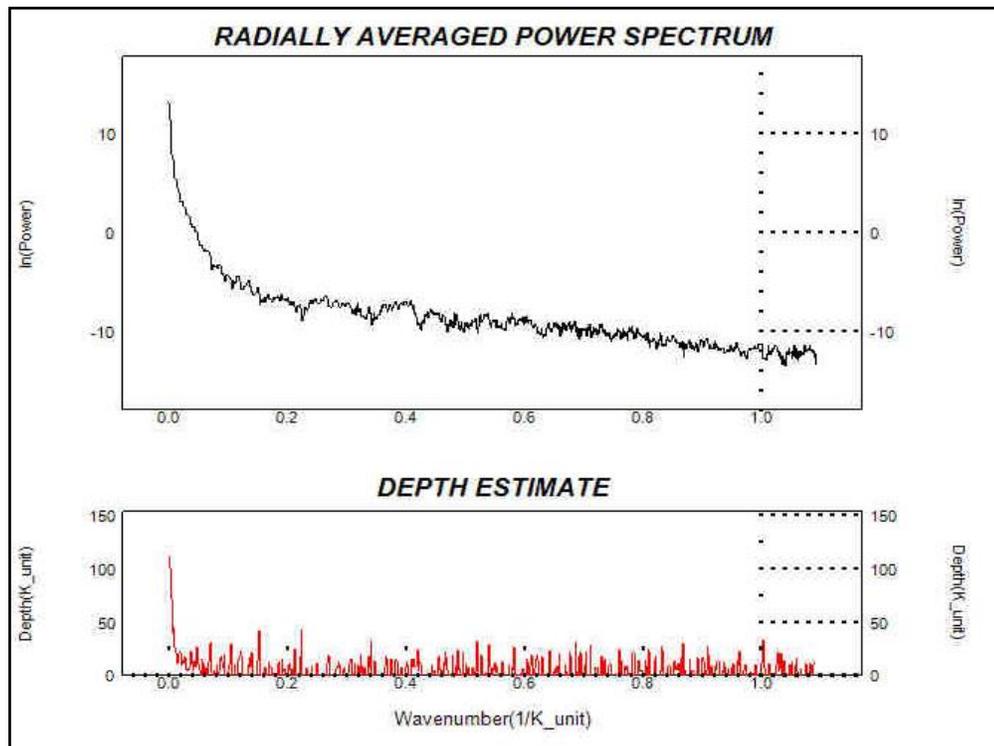


Figura 4.9 Espectro de potencia de la Anomalía de Bouguer obtenido del *Oasis Montaj*.

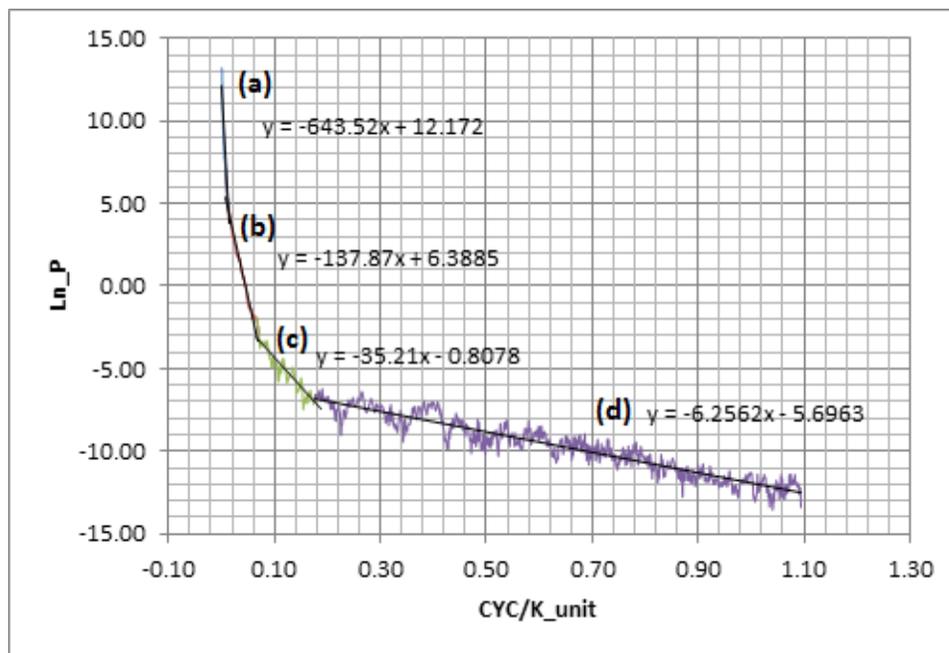


Figura 4.10 Pendientes del espectro de potencia. (a) Profunda, (b) Intermedia, (c) Somera, (d) Ruido.

**Tabla 4.2** Profundidades calculadas con el espectro de potencia y su posible asociación geológica.

	<b>Pendientes</b>	<b>Profundidad (km)</b>	<b>Fuente</b>	<b>Asociación geológica</b>
<b>a</b>	-643.52	51.21	<b>Profunda</b>	<b>Profundidad máxima, contacto Bloque Maracaibo – Placa Suramericana</b>
<b>b</b>	-137.87	10.97	<b>Intermedia</b>	<b>Depocentro Cuenca Maracaibo</b>
<b>c</b>	-35.21	2.80	<b>Somera</b>	<b>Sedimentos recientes y antiguos</b>
<b>d</b>	-6.26	0.50	<b>Ruido</b>	

Una vez conocidas las profundidades de cada fuente, se selecciona aquella que corresponde a las estructuras tectónicas más profundas. Para el caso de la presente investigación la estructura más profunda es el contacto Bloque Maracaibo – placa Suramericana, por lo cual la anomalía que se espera que sea la más regional es aquella causada por dicha estructura.

Existe una estrecha relación entre ancho de anomalía (según Lowrie, 1997) son lo que se conoce como longitud de onda aparente) y profundidad de un cuerpo, para ello en la interpretación de los campos geopotenciales la estimación de profundidad de un cuerpo geológico se lleva a cabo comparando la respuesta de anomalía observada con modelos sintéticos de formas simples como esferas, cilindros, placas horizontales o verticales, etc. (Telford *et al.*, 1990). La correspondencia profundidad – ancho de anomalía para el campo gravimétrico, según Dobrin y Savit (1988), viene dado por la siguiente ecuación:

$$Z = 0,65W_{1/2} \quad (\text{Ec. 4.5})$$

Donde,

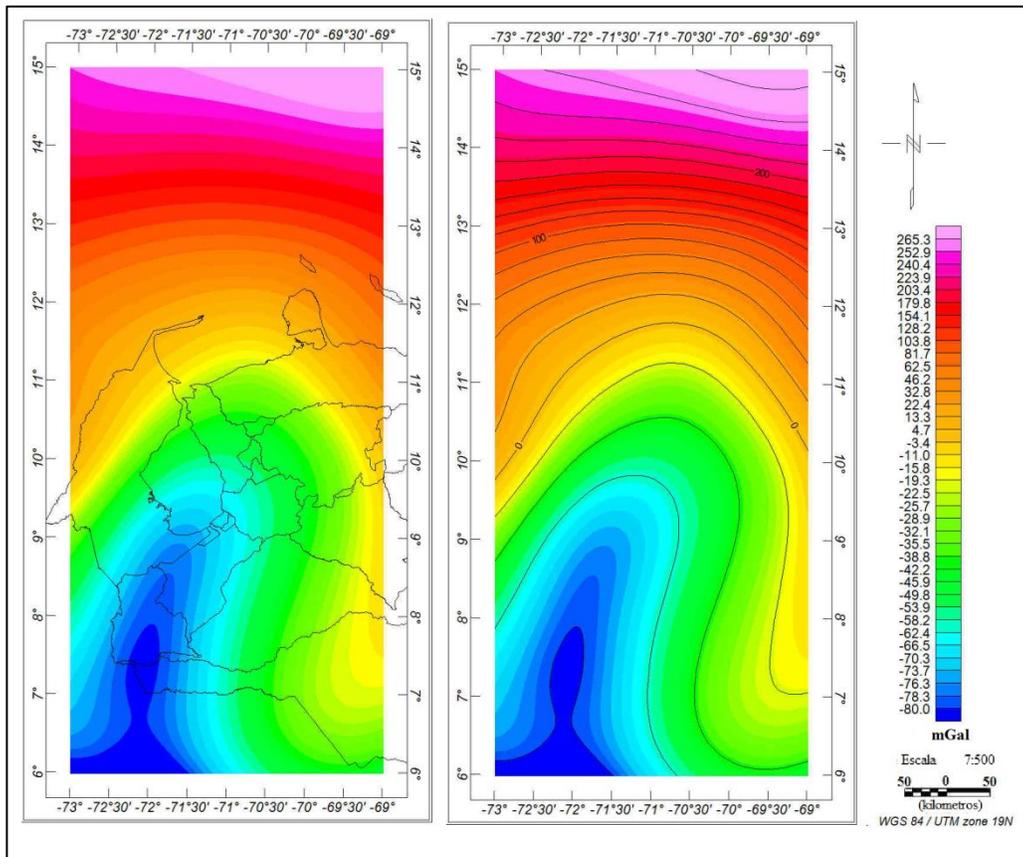
Z: Es la profundidad estimada para un cuerpo en el subsuelo (caso de una esfera).

$W_{1/2}$ : Es el ancho de la anomalía gravimétrica en la mitad de la amplitud de la misma.

Tras obtener la longitud de onda aparente ( $W_{1/2}$ ) para la profundidad de la fuente profunda, se procedió a determinar el número de onda (k), necesario para la

aplicación del filtro paso bajo, el cual no es más que la inversa de  $W_{1/2}$ . Dicho valor se introdujo en el módulo *MAGMAP* para de ese modo elaborar el mapa de Anomalía de Bouguer regional (Figura 4.11).

En el mapa regional se observa claramente la marcada tendencia del aumento de las anomalías de norte a sur. En la zona norte se mantiene la tendencia N80°E hacia el oeste, mientras que al este se vuelve E-W, del contacto placa Caribe – Suramérica, evidenciada en superficie por el Cinturón Deformado del Caribe Sur. Hacia el suroeste la repuesta gravimétrica de la cuenca de Maracaibo ha desaparecido, lo que lleva a interpretar que el aporte gravimétrico de la raíz desplazada es mucho mayor que el aporte de la cuenca. La respuesta mínima más hacia el sur del mapa no se alinea a la perfección con la cadena Andina, posiblemente porque la respuesta gravimétrica es producto de la raíz de dicha estructura. Finalmente hacia la zona más sureste del mapa se tiene una anomalía que se puede asociar con el horst que separa al graben de Apure – Mantecal.

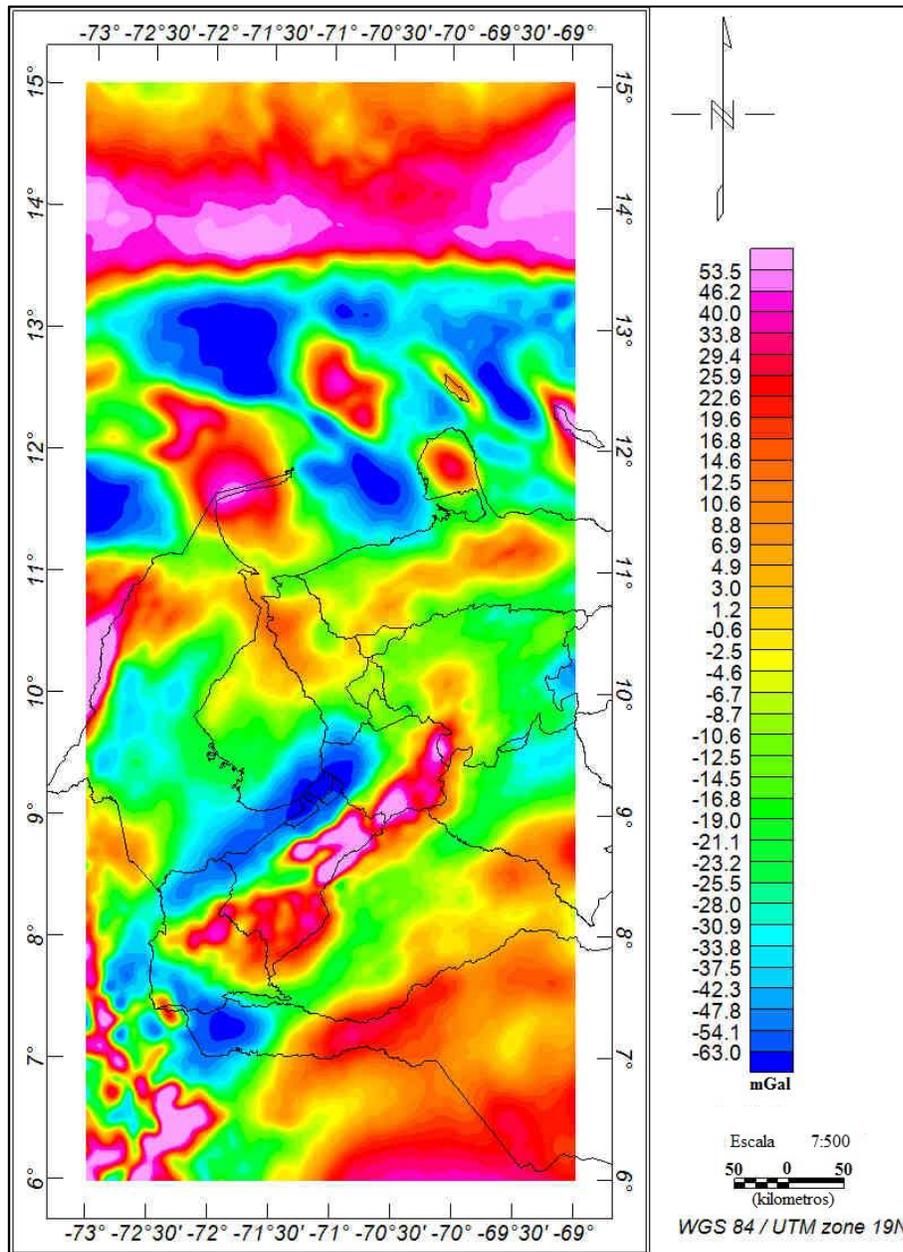


**Figura 4.11** Mapa de Anomalía de Bouguer regional para un  $k= 0.0126$ , correspondiente a la fuente profunda. En la figura a la izquierda se aprecia al mapa regional con el contorno del mapa de Venezuela, mientras que a la derecha se tienen los contornos del mismo.

Posteriormente se logró el mapa residual de Anomalía de Bouguer usando la relación de la Ec. 4.3, la cual se obtiene automáticamente haciendo uso del módulo Grid, de Oasis Montaj, y el submódulo Expressions – Subtract Grids. En dicho mapa residual, que se muestra en la figura 4.12, se aprecian claramente las siguientes estructuras geológicas:

- Al norte se tiene la placa Caribe (corteza oceánica) y el Bloque Bonaire donde se aprecian las Antillas Holandesas, fallas y depresiones. Se ve claramente la estructura producida por la colisión entre ambas placas, Cinturón Deformado Caribe Sur.

- Por debajo de los 12°N se observan los máximos locales relacionados con la asociación geológica de la Guajira ( $\approx 42,2$  mGal), la Sierra de Perijá ( $\approx 53,5$  mGal), el alto de Paraguaná ( $\approx 29,4$  mGal). La falla de Oca con una orientación aproximadamente E-W (valores de anomalía entre 4,9 a 10,4 mGal). También se visualiza el basamento de la cuenca de Falcón al este (entre 4,5 a 8,8 mGal) y al oeste de la Guajira se tiene un mínimo local asociado a la depresión de la Guajira ( $\approx -54,1$  mGal), mientras que al este se presenta la respuesta de la anomalía gravimétrica producida por el Golfo de Venezuela ( $\approx .62$  mGal).
- Los contornos N45°E ubicados en la zona suroeste del mapa corresponden a los máximos locales de las rocas ígneas metamórficas de la Cordillera de los Andes alineada a su vez con el sistema de fallas de Boconó que se ramifica un poco hacia el noreste.
- Los dos mínimos locales en la región suroeste del mapa se alinean visiblemente a la Cordillera de los Andes venezolanos y corresponden a los depocentros de las cuencas a cada lado del orógeno, la de Maracaibo y Barinas – Apure (con un rango de -47,8 a -63 mGal). Hacia el sureste se tienen máximos locales con orientación N60°E, que se podrían asociar al graben Apure – Mantecal (de entre 14,6 a 29,4 mGal).



**Figura 4.12** Mapa residual de Anomalía de Bouguer de la región noroccidental de Venezuela.

En general, los mapas descritos anteriormente muestran dos zonas con marcadas respuestas gravimétricas las cuales se mantienen a niveles regionales. Estas son: la localizada al norte del mapa, que tal como se ha mostrado corresponde evidentemente al Cinturón Deformado del Caribe Sur, y la situada al suroeste

producida por la Cordillera Andina (Andes venezolanos y colombianos) y las respectivas cuencas que se hayan a cada lado de los Andes venezolanos.

La característica gravimétrica al norte, aproximadamente sobre la latitud  $13^{\circ}30'N$ , corresponde a un máximo gravimétrico que en todos los mapas muestra una tendencia general E-O. Este máximo se asocia con la flexión producida por la colisión entre la placa Caribe y la placa Suramericana, generando el Cinturón Deformado del Sur y provocando en profundidad una lámina de subducción conocida como el *Slab* de Maracaibo propuesto por Van der Hilst y Mann (1994). Dicho cinturón separa superficialmente a la cuenca de Venezuela del Bloque Bonaire y marca la evidencia más tangible de la lámina de subducción por debajo de la placa Suramericana.

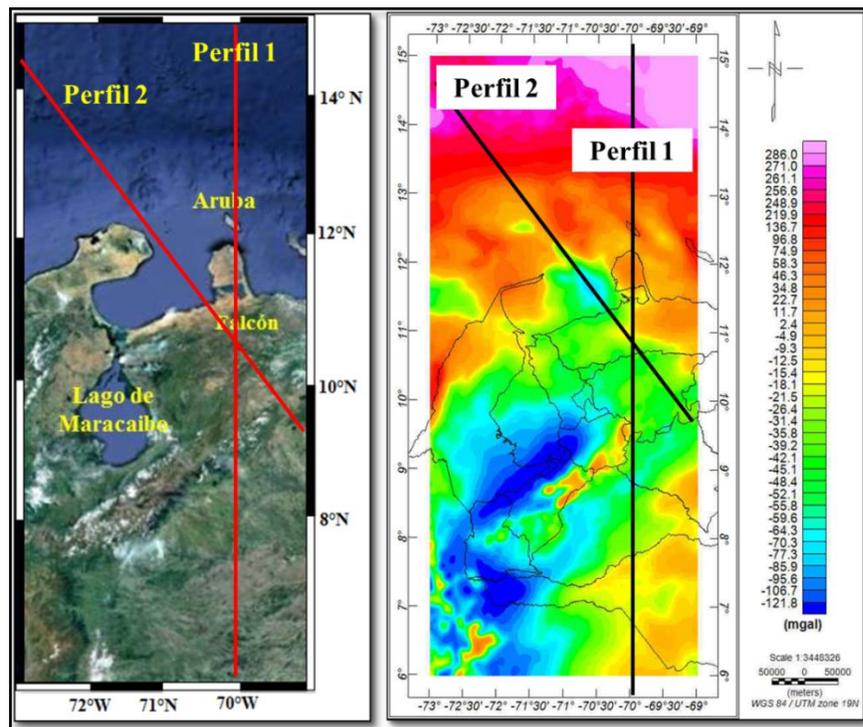
Por su parte la anomalía gravimétrica ubicada al suroeste del mapa y cuyo contorno muestra una orientación  $N45^{\circ}E$  (en todos los mapas, exceptuando el regional) se haya paralela a los Andes de Mérida generando un claro mínimo gravimétrico producido por la suma de la repuesta gravimétrica de la cuenca de Maracaibo (depocentro) y de la raíz de la montaña (flexión ejercida por los Andes de Mérida sobre el borde de la placa Suramericana). A simple vista se puede apreciar que la extensión de la anomalía abarca gran parte de la cuenca de Maracaibo, debido a la flexión hacia el noroeste de la Sierra de Perijá, la cual se muestra levemente en el mínimo hacia el flanco sur de esta. A pesar de ello, el mínimo absoluto se encuentra por debajo de la latitud  $8^{\circ}N$  justamente en la zona más profunda de la cuenca Barinas – Apure y donde convergen los andes colombianos y los Andes venezolanos. Sin embargo, la diferencia en mGals entre un valor de anomalía y el otro es de apenas una decena de mGal, es de esperarse que la carga combinada de los sedimentos de la cuenca Barinas – Apure, los Andes venezolanos y colombianos genere un valor mínimo de anomalía significativo y mucho mayor que el producido por la combinación de las estructuras geológicas al norte del mismo (contacto Bloque Maracaibo – placa Suramericana y sedimentos de la cuenca de Maracaibo) lo cual no es así pues la anomalía al norte del mínimo presenta una mayor extensión. Por lo

tanto se puede interpretar que el espesor elástico de la placa Suramericana es mayor que el espesor del Bloque de Maracaibo, tal como propusieron Audemard y Audemard (2002). Vale acotar que la respuesta gravimétrica regional de esta zona, se hace mayor al suroeste justamente donde se empieza a apreciar la cadena andina en la región colombiana, lo cual llama a concluir que dicha respuesta gravimétrica indica la forma de la estructura intracortical andina o la distribución de la flexión que éstos ejercen a lo largo de la litósfera continental.

## 5. MODELADO GRAVIMÉTRICO BIDIMENSIONAL

En general, para la elaboración de modelos gravimétricos bidimensionales no es únicamente necesario tener un control sobre los datos gravimétricos y su interpretación, sino que aunado a esto se debe tener la interpretación de otros datos geofísicos, la geología y geodinámica de la zona; lo cual brinda una idea relativa de la geometría, extensión y profundidad de las estructuras en el subsuelo.

Por lo tanto, al momento de modelar las estructuras presentes en la zona noroccidental, que es el punto de interés del presente trabajo, se recurrió a trabajos previos de índole geofísico y geológico. Se procedió a elaborar los modelos usando el menú *GM-SYS* del programa *Oasis Montaj* de *Geosoft* a partir de la ubicación de los perfiles, propuestos en el mapa de Anomalías de Bouguer previamente generado (Figura 5.1).



**Figura 5.1** Mapa de ubicación y de Anomalías de Bouguer para una densidad  $\rho=2.67 \text{ g/cm}^3$ . Las líneas rojas y/o negras corresponden a los perfiles.

En cuanto a la geometría, densidades y profundidades fueron extraídas de trabajos previos, realizados en la zona de estudio, tales como Silver *et al.* (1975), Bellizzia (1985), Bosch y Rodríguez (1992), Ughi *et al.* (2004) y Rodríguez y Sousa (2003), Garzón y Ughi (2008), Orellana (2008), Arnáiz *et al.*, (2011). La tabla 5.1 muestra la información correspondiente a las estructuras y densidades presentes en los modelos propuestos para los dos perfiles.

**Tabla 5.1** Densidades de los cuerpos presentes en los modelos gravimétricos.

<b>Estructura/Cuerpo</b>	<b>Densidad (gr/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>Mar Caribe</b>	1,025
<b>Sedimentos cuenca de Venezuela</b>	2,40 – 2,45
<b>Sedimentos prisma de acreción</b>	2,50 – 2,55
<b>Sedimentos recientes</b>	2,30 – 2,40
<b>Metasedimentos</b>	2,40 – 2,50
<b>Cuenca de Falcón</b>	2,35 – 2,40
<b>Paraguaná</b>	2,8
<b>Napas de Lara</b>	2,55 – 2,65
<b>Cuenca Barinas – Apure</b>	2,5
<b>Corteza Continental</b>	2,75
<b>Bloque Bonaire</b>	2,80 – 2,85
<b>Corteza Oceánica</b>	2,95
<b>Manto</b>	3,3

Aparte de la información brindada por los trabajos previos, se recurrió al modelo de velocidad de ondas sísmicas generado por Guédez (2007) que corresponde a un perfil que cruza el límite Bloque Bonaire – Suramérica en 70°W, el cual presentan un buen control de profundidad de Moho, resaltando adelgazamientos corticales y engrosamientos de la corteza en algunas zonas. Del mismo modo se hizo uso de la información recopilada en el trabajo de Schmitz (2011) para complementar

la profundidad del Moho. Al igual que se dispuso de los modelos geológicos de WEC (1997) y el mapa geológico de Hackley *et al.* (2006).

### **5.1 Sección de la corteza perfil -70°W**

En la sección de la corteza correspondiente al meridiano -70°W, denominado perfil 1, se realizaron varios modelos gravimétricos contemplando en cada modelo las distintas alternativas posibles referentes al comportamiento de la subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica; sin embargo, para este perfil, los modelos propuestos presentan características comunes tales como:

- Disminución de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic de sur a norte, teniéndose que en la zona de la placa Suramericana la profundidad se encuentra comprendida entre los 38 km – 42 km, mientras que en la región más al norte, correspondiente a la placa Caribe, la profundidad tiene un rango de 14 km – 15 km; lo que concuerda con los trabajos previos tales como los de Arnáiz *et al.* (2011); Garzón y Ughi (2008); Orellana (2008); Schmitz *et al.* (2005); Schmitz (2011); Sousa *et al.* (2005) y Ughi *et al.* (2004).
- En la zona continental correspondiente a los Andes de Mérida, se tomó de modo muy general el comportamiento de la misma, ya que se consideró como un área no relevante de la investigación, además, que dada la orientación del perfil, el modelar la interfaz manto – placa Suramérica sería mucho más complejo. No obstante para el establecimiento de la profundidad máxima de la interfaz de la placa Suramericana se hizo uso de los valores obtenidos en el espectro de potencia.
- Se tomó en cuenta la presencia del Bloque Bonaire, reportada por Silver *et al.* (1975) el cual exhibe una densidad mayor a la placa Suramérica y menor a la placa Caribe, separando a la corteza continental de la corteza oceánica (de unos 7 km de espesor). El Bloque Bonaire empieza al sur del modelo aproximadamente en la falla de Oca – Ancón extendiéndose hasta el Cinturón Deformado del Caribe Sur.

Tomando en consideración los aspectos generales anteriormente expuestos se describe el perfil de la siguiente manera:

Comienza con la cuenca Barinas – Apure que presenta sedimentos de edad reciente y una profundidad máxima de 5 km, ésta descansa sobre un basamento ígneo denominado placa Suramericana, que posee una profundidad máxima de 42 km; la misma se visualiza en superficie como Cordillera de los Andes. Por su parte, sobre el Bloque Bonaire yacen las Napas de Lara, cuerpo alóctono de edad cretácica y terciaria con una profundidad máxima de 15 km.

Las estructuras someras son la cuenca de Falcón con sedimentos de edad Oligo – Mioceno y Plio – Pleistoceno de espesor entre 4 km – 5 km, sedimentos con la misma característica rellenan la cuenca ubicada más al norte justamente después del alto de Paraguaná, un complejo aislado de edad Jurásica y espesor 5 Km. Todas estas estructuras descansan sobre metasedimentos. Debajo de la Cuenca de Falcón se presenta un adelgazamiento cortical, el cual se asocia con el régimen distensivo de edad Oligo – Mioceno (Audemard, 1995); este adelgazamiento es el que sugiere que la cuenca de Falcón adquiere forma de graben.

En cuanto a la geometría de los sedimentos al norte, del prisma de acreción del Cinturón Deformado del Caribe Sur y la cuenca de Venezuela, así como la profundidad del cuerpo de agua y espesor de sedimentos marinos del modelo, fueron controlados por información batimétrica proveniente del mapa topográfico y batimétrico previamente elaborado.

### 5.1.1 Modelos gravimétricos con lámina de subducción somera

Para la sección de corteza perteneciente a esta fase se proponen un total de seis modelos diferentes, cambiando la configuración de la lámina de subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica, en cuanto a ángulo y profundidad.

Los modelos de subducción somera están basados en los estudios de Silver *et al.* (1975) realizados al norte de Venezuela a partir de datos sísmicos de reflexión. Los mismos dieron como resultado la existencia de una subducción somera que comienza aproximadamente a 340 km al norte de la ciudad de Barquisimeto y se extiende a sólo 40 km de longitud a partir de la zona de subducción alcanzando una profundidad de 13 km, aunque algunos autores la ubican por debajo de dicha profundidad hasta llegar a los 22 km. Trabajos como los Bosch y Rodríguez (1992), Garzón y Ughi (2008), Orellana (2008); Sousa *et al.* (2005) y Ughi *et al.* (2004) presentaron conclusiones similares al respecto.

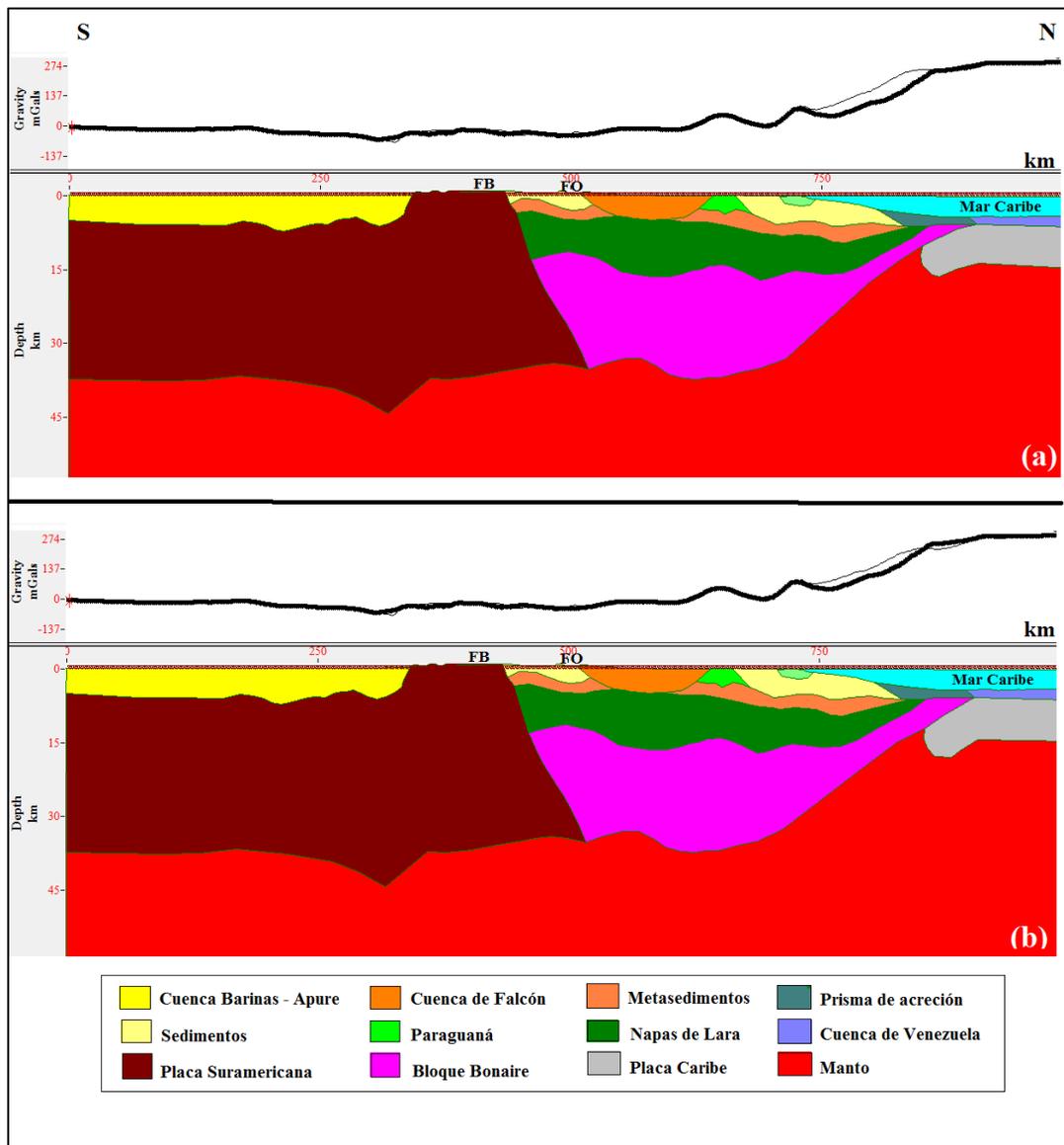
En base a dichos estudios, se plantearon seis configuraciones distintas de la lámina de subducción, la cual se supone plana dada las características geológicas (densidades) de los cuerpos presentes en la zona de interacción Caribe y Suramérica. Asumiendo lo anterior el ángulo de buzamiento de la subducción se trató de restringir a 30° con dirección S.

A continuación se detallan las distintas configuraciones planteadas para la incidencia somera de la placa Caribe, cuya subducción da inicio aproximadamente a 340 km al norte de la ciudad de Barquisimeto:

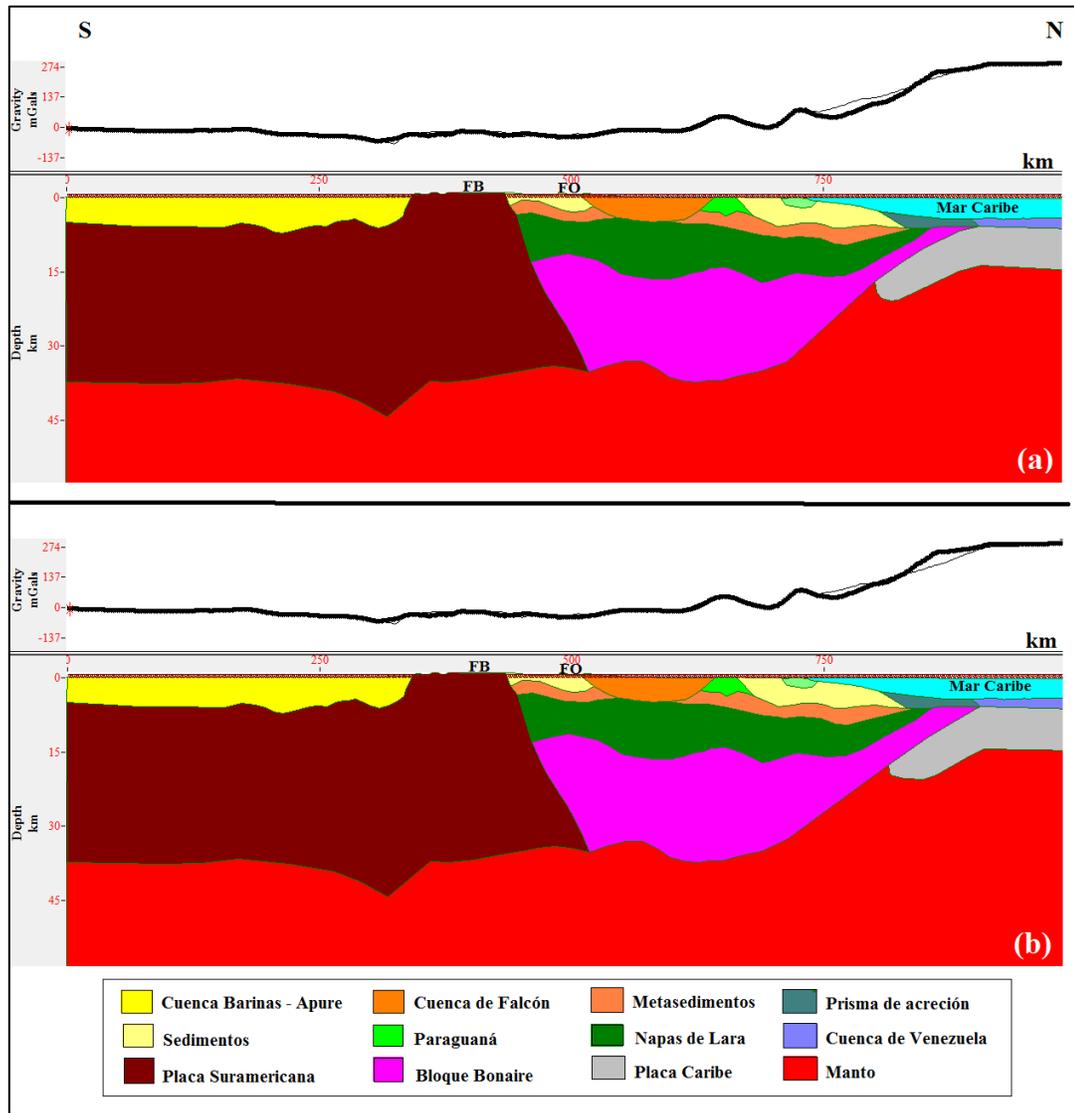
- **Somero 1 y Somero 2:** tal como se observa en la figura 5.2, la lámina de subducción se encuentra adosada al Bloque Bonaire y se extiende aproximadamente 40 km. Incide para el caso de la figura 5.2a con un ángulo menor a 20°S, alcanzando una profundidad  $\approx$  16 km. Por su parte la lámina de subducción que se aprecia en la figura 5.2b ostenta un ángulo de buzamiento de 30°S y una profundidad de 20 km.

- **Somero 3 y Somera 4:** para estos casos la lámina de subducción se extiende 100 km y alcanza una profundidad de  $\approx 20$  km. De igual manera que en los dos modelos anteriormente mencionados el ángulo de incidencia es de  $20^\circ\text{S}$  para el modelo de la figura 5.3a y  $30^\circ\text{S}$  (Figura 5.3b).
- **Somero 5 y Somero 6:** en dichas configuraciones se extiende a la lámina de subducción hasta aproximadamente 125 km, alcanzando esta una profundidad de  $\approx 25$  km. En las figuras 5.4a y 5.4b se aprecian los modelos cuyos ángulos de buzamiento de las láminas de subducción son de  $20^\circ$  y  $30^\circ$  respectivamente.

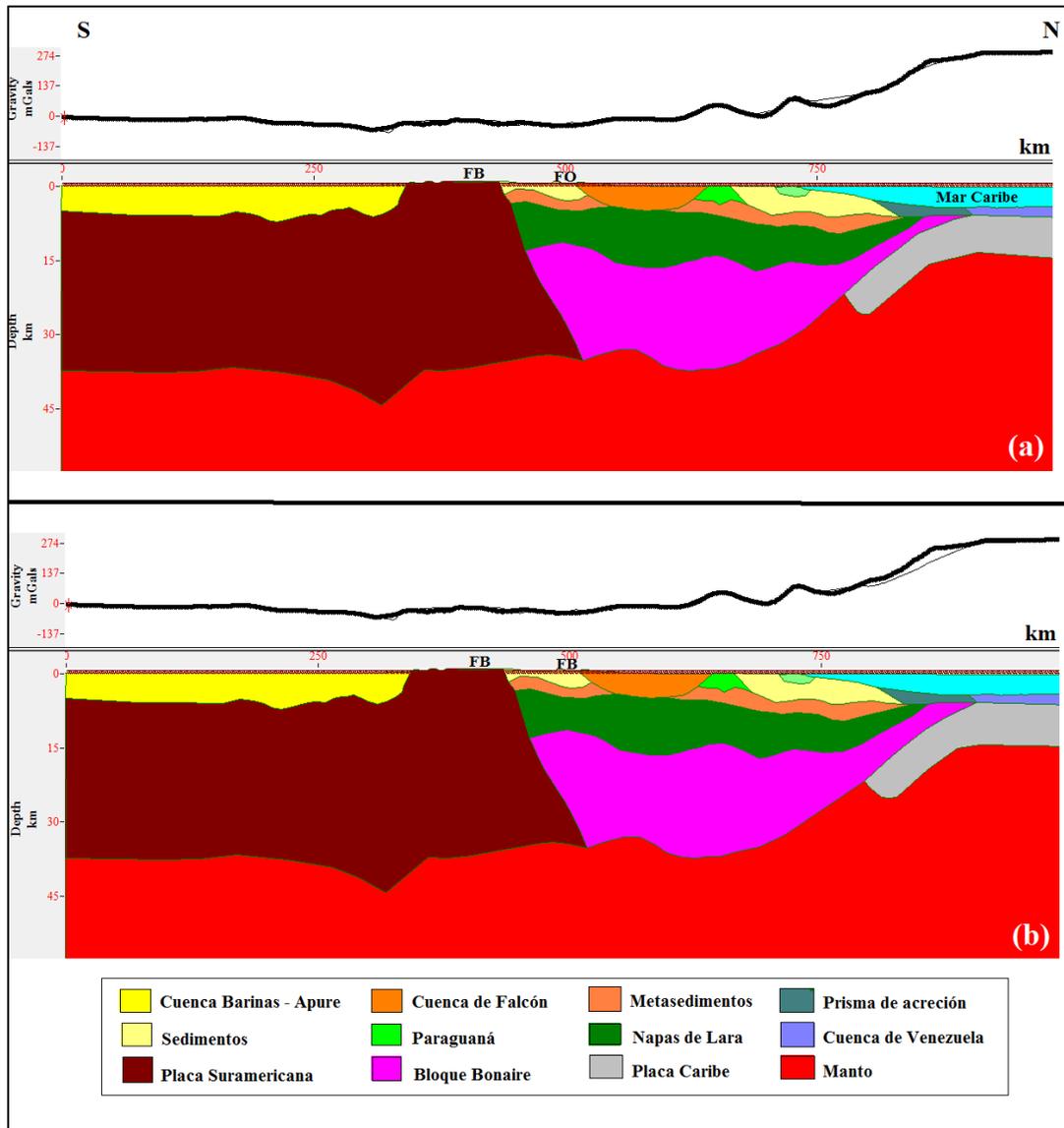
Para los modelos someros 1 y 2 se planteó una configuración de la lámina de subducción que presenta similitudes con la propuesta por Silver *et al.* (1975). Por su parte en lo que respecta a los modelos restantes, la extensión de la lámina y la profundidad que alcanza difieren con lo planteado por dicho autor, teniéndose que la lámina llega a extenderse  $\approx 125$  km y alcanza profundidades de  $\approx 25$  km.



**Figura 5.2** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción somera propuestos para el perfil  $-70^{\circ}\text{W}$ . (a) Modelo gravimétrico somero 1 y (b) Modelo gravimétrico somero 2. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón.



**Figura 5.3** Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil -70°W. (a) Modelo gravimétrico somero 3 y (b) Modelo gravimétrico somero 4. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón.



**Figura 5.4** Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil  $-70^{\circ}\text{W}$ . (a) Modelo gravimétrico somero 5 y (b) Modelo gravimétrico somero 6. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón.

### 5.1.2 Modelos gravimétricos con lámina de subducción intermedia

En el caso de la sección de corteza perteneciente a la configuración intermedia se proponen un total de cuatro modelos diferentes, cambiando la configuración de la lámina de subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica, en cuanto a ángulo de buzamiento.

Los modelos de subducción intermedia corresponden según Sousa *et al.*, (2005) con una lámina que se extiende a partir de  $\approx 340$  km al norte de la ciudad de Barquisimeto y que posee una longitud aproximada de 100 km hasta ubicarse a 20 km por debajo de la ciudad de Coro con ángulo menor de  $20^\circ$ S.

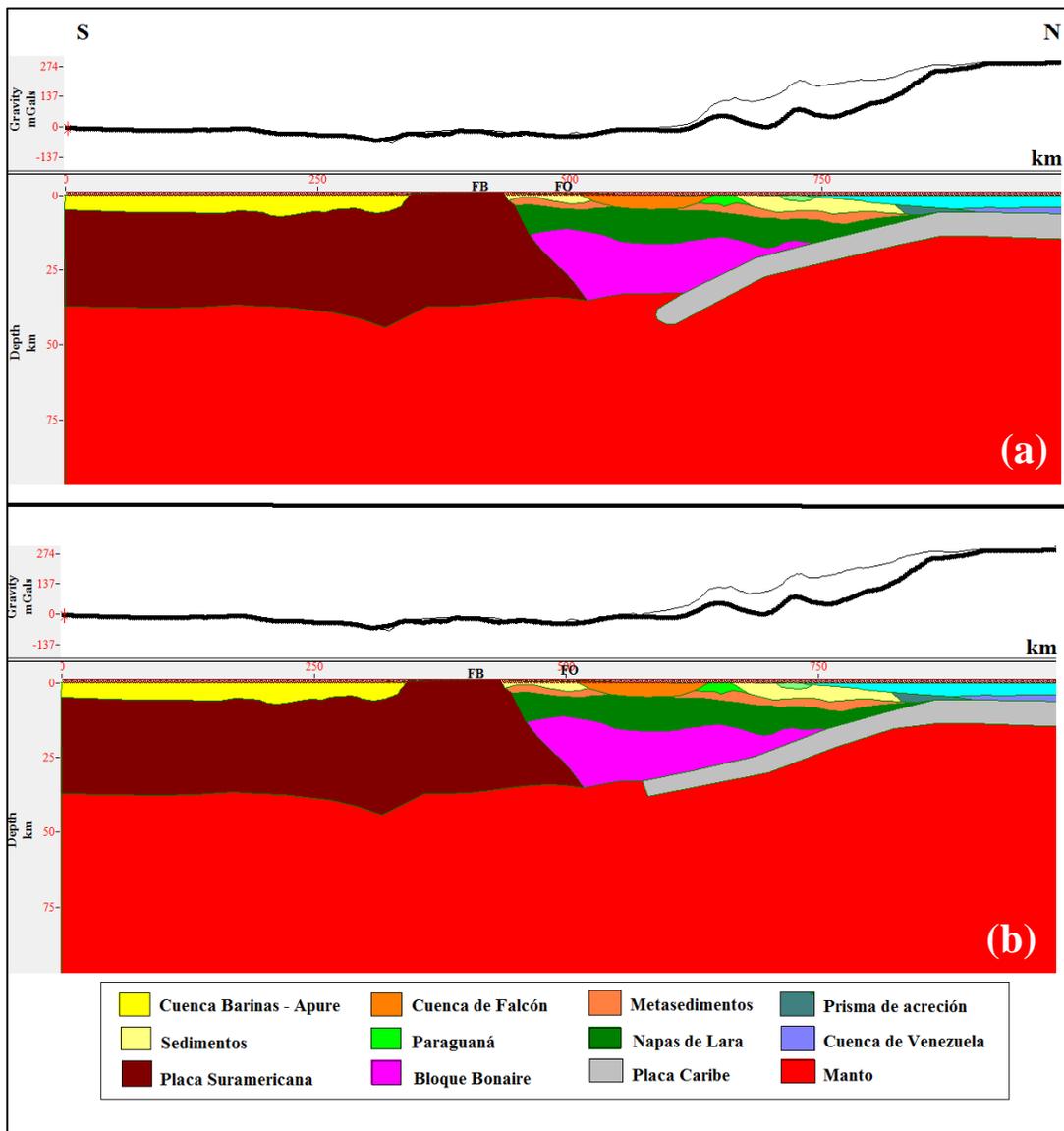
Partiendo de lo antes planteado se consideró una lámina de subducción con un ángulo de  $20^\circ$  y otra de  $30^\circ$  de buzamiento (tal como se hizo en la fase anterior).

Seguidamente se describen las distintas configuraciones para la subducción intermedia, la cual parte  $\approx 340$  km de la ciudad de Barquisimeto extendiéndose 280 km hasta ubicarse por debajo de la ciudad de Coro:

- **Intermedio 1 e Intermedio 2:** en la figura 5.5 se muestran dos configuraciones cuya lámina de subducción presenta un buzamiento de  $20^\circ$ S. No obstante en el modelo de la figura 5.5a la lámina de subducción alcanza una profundidad de  $\approx 42$  km y no se encuentra totalmente adosada al Bloque Bonaire tal como en el caso que exhibe la figura 5.5b, donde la lámina presenta una profundidad de 36 km.
- **Intermedio 3 e Intermedio 4:** la subducción presenta un ángulo de buzamiento de  $30^\circ$ S, sin embargo dicha lámina para el primer caso no se encuentran totalmente adosada a Bonaire (Figura 5.6a) y exhibe una profundidad de 50 km. Mientras que la figura 5.6b muestra la lámina totalmente adosada hasta los 36 km de profundidad.

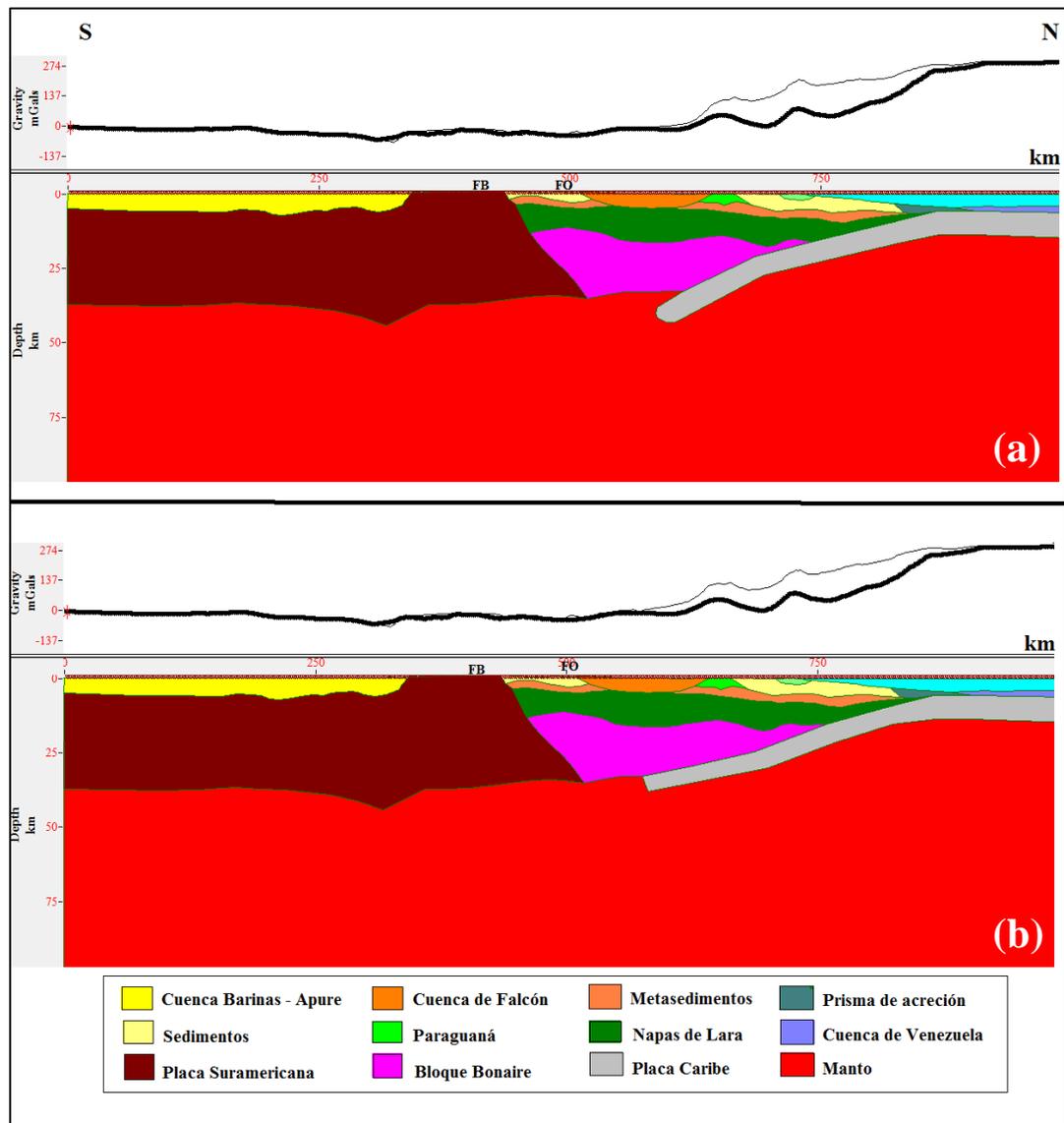
En cuanto a la extensión y profundidad de la lámina de subducción no coincide con lo planteado por Sousa *et al.* (2005), ya que la misma en las configuraciones

antes expuestas se extiende  $\approx 280$  km y llega a una profundidad máxima de 50 km por debajo de la ciudad de Coro. En lo que respecta a la relativa localización del inicio y fin de la subducción se trató de respetar el previamente establecido.



**Figura 5.5** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción intermedia propuestos para el perfil  $-70^{\circ}\text{W}$ . (a) Modelo gravimétrico intermedio 1 y (b) Modelo gravimétrico intermedio 2.

FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón.



**Figura 5.6** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción intermedia propuestos para el perfil  $-70^{\circ}\text{W}$ . (a) Modelo gravimétrico intermedio 3 y (b) Modelo gravimétrico intermedio 4.

FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón.

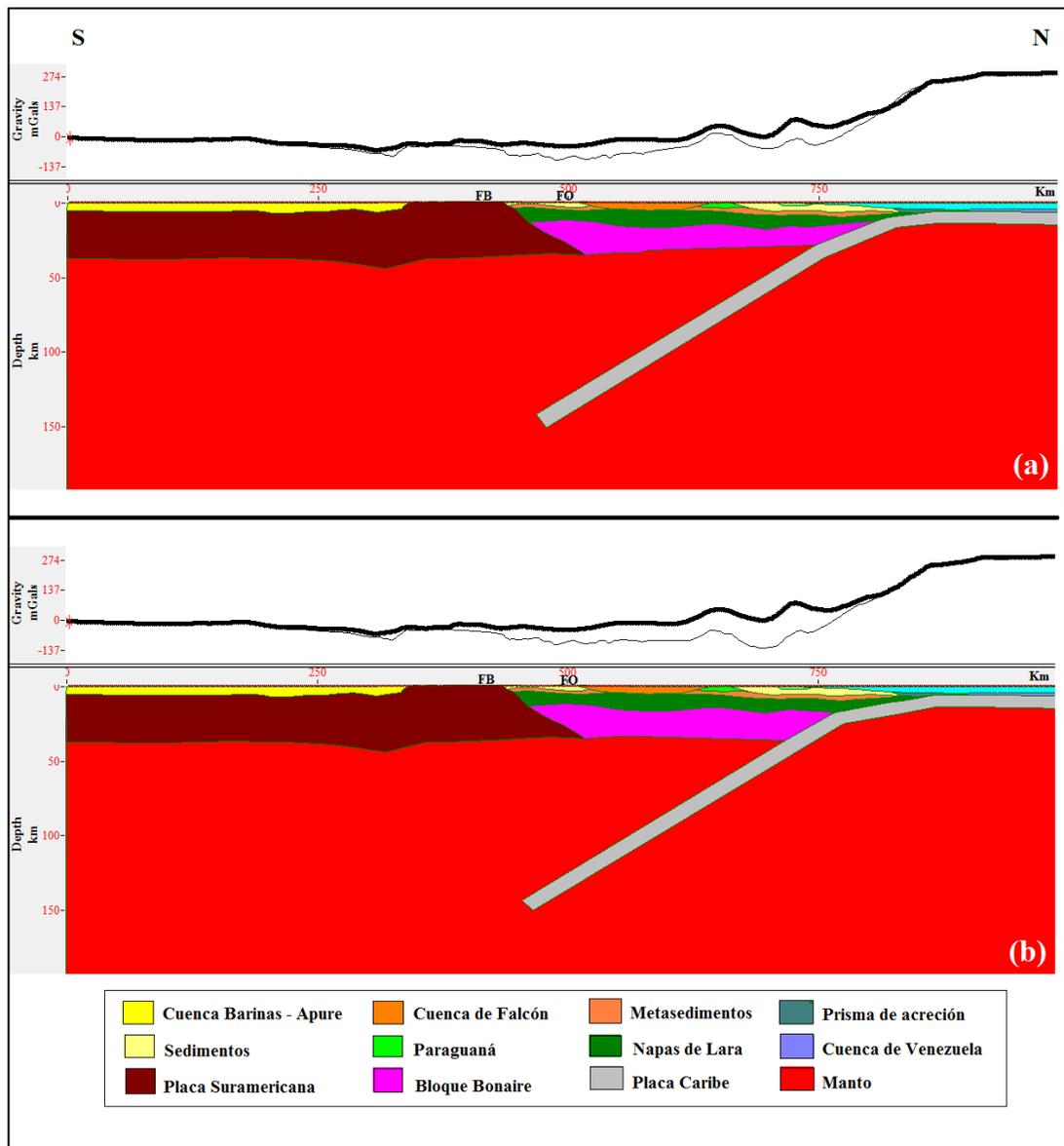
### 5.1.3 Modelos gravimétricos con lámina de subducción profunda

Finalmente para el caso de la sección de corteza, perteneciente a la configuración profunda, se propusieron en total dos modelos diferentes, cambiando la configuración de la lámina de subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica, en cuanto a ángulo de buzamiento.

Los modelos de subducción profunda se plantearon partiendo del trabajo de Van der Hilst y Mann (1994) donde a partir de tomografías sísmicas determinan la existencia de una lámina de subducción con un ángulo aproximado  $16^{\circ}\text{S}$  a  $20^{\circ}\text{S}$ , la cual se ubica en la población de Churuguara a una profundidad de 100 km y en la ciudad de Barquisimeto a unos 150 km. En los modelos gravimétricos de subducción profunda el ángulo de la misma por ajuste cambia a medida que aumenta la profundidad de la lámina. También Malavé y Suárez (1995) desarrollaron a partir de la distribución de los hipocentros en el norte de Colombia y occidente de Venezuela sugiriendo la presencia de una lámina de subducción en la región; con una dirección de NNE – SSW que se extiende a una distancia mayor a los 400 km y profundiza SE.

Inmediatamente se expondrán los distintos modelos profundos, cuyo punto de partida de la lámina de subducción es  $\approx 340$  km de la ciudad de Barquisimeto:

- **Profundo 1:** Tal como se visualiza en la figura 5.7a se inicia la subducción con un ángulo de  $20^{\circ}\text{S}$ , correspondiendo de este modo con lo planteado por Van der Hilst y Mann (1994) y a medida que profundiza, el ángulo va variando. Se ubicó a  $\approx 100$  Km de la ciudad de Coro y  $\approx 150$  Km de la ciudad de Barquisimeto.
- **Profundo 2:** inicia con un ángulo de  $30^{\circ}$  (lo cual difiere con lo propuesto por Van der Hilst y Mann (1994) pero se asemeja a lo propuesto por Sousa *et al.* 2005) del mismo modo que en el caso anterior se ha variado el ángulo a medida de que se profundiza. También se localizó a  $\approx 100$  Km de la ciudad de Coro y  $\approx 150$  Km de la ciudad de Barquisimeto (Figura 5.7b).



**Figura 5.7** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción profunda propuestos para el perfil  $-70^{\circ}\text{W}$ . (a) Modelo gravimétrico profundo 1 y (b) Modelo gravimétrico profundo 2. FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón.

## 5.2 Sección de la corteza del perfil con una orientación de N40°W

Con respecto a la sección de la corteza correspondiente al perfil 2, se realizaron varios modelos gravimétricos contemplando en cada uno las distintas alternativas posibles referentes al comportamiento de la subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica, no obstante, para este perfil los modelos propuestos presentan características comunes, tales como:

- Disminución de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic de sur a norte, teniéndose que en la zona de la placa Suramérica de esta sección la profundidad máxima es de 36 km y al llegar a la región de la placa Caribe llega a  $\approx 14$  km.
- De igual manera que en el perfil anterior se tomó en cuenta la presencia del Bloque Bonaire, reportada por Silver *et al.* (1975).

Partiendo de las consideraciones generales anteriormente expuestos se describe el perfil de la siguiente manera:

El perfil de esta sección da inicio con las Napas de Lara, cuya máxima profundidad es de 15 Km, que reposan sobre la placa Suramericana con un espesor que alcanza los 36 Km de profundidad. Seguidamente se tiene a la Cuenca de Falcón con una profundidad máxima de  $\approx 5$  Km que yace sobre el Bloque Bonaire junto a sedimentos con profundidad similar a la de dicha cuenca.

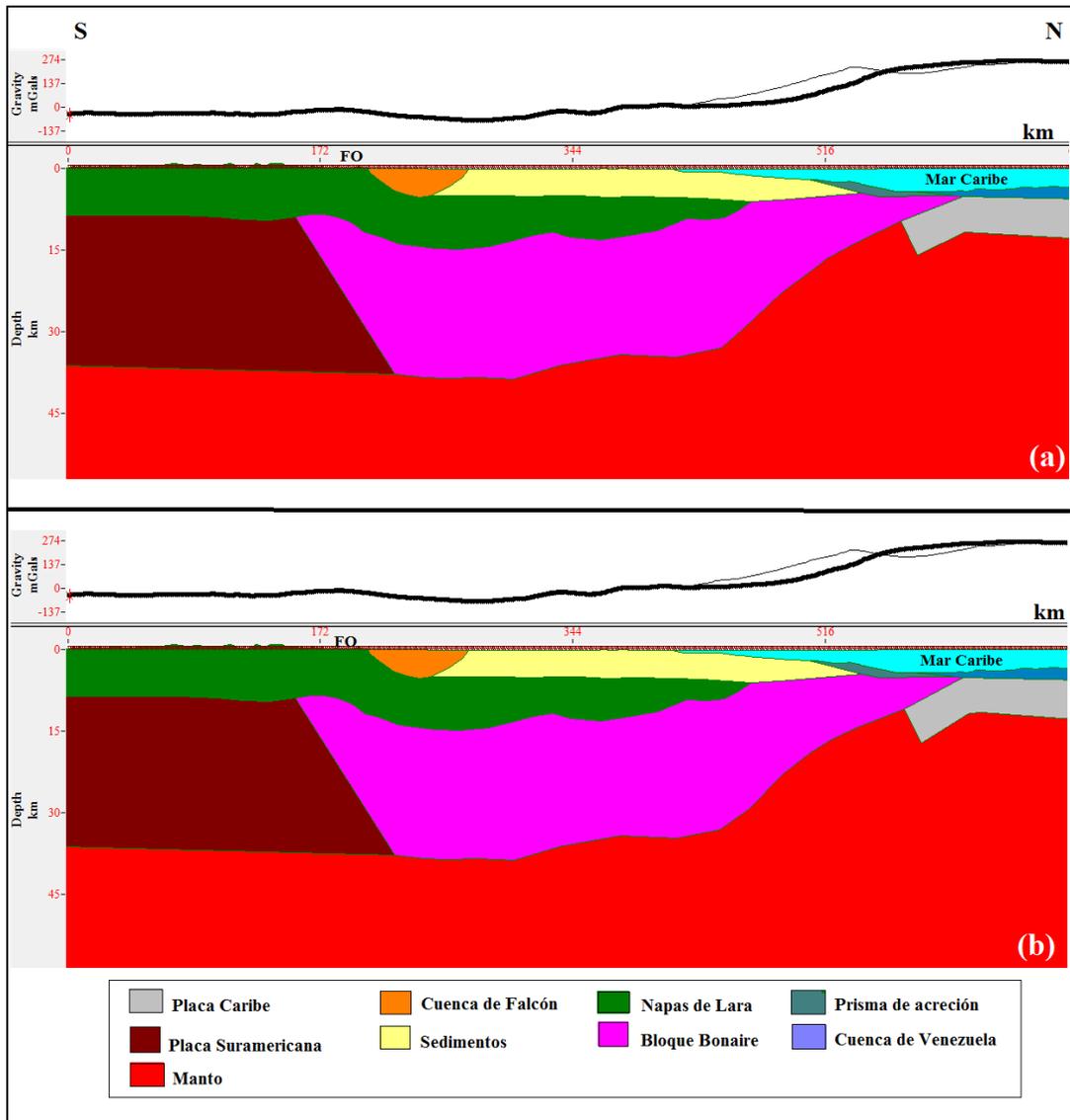
En lo que respecta a la geometría de la cuenca al norte, el prisma de acreción del Cinturón Deformado del Caribe Sur y la cuenca de Venezuela, así como la profundidad del cuerpo de agua y espesor de sedimentos marinos del modelo, al igual que en la sección anterior, se controlan con información batimétrica proveniente del mapa de topográfico y batimétrico previamente elaborado.

### 5.2.1 Modelos gravimétricos con lámina de subducción somera

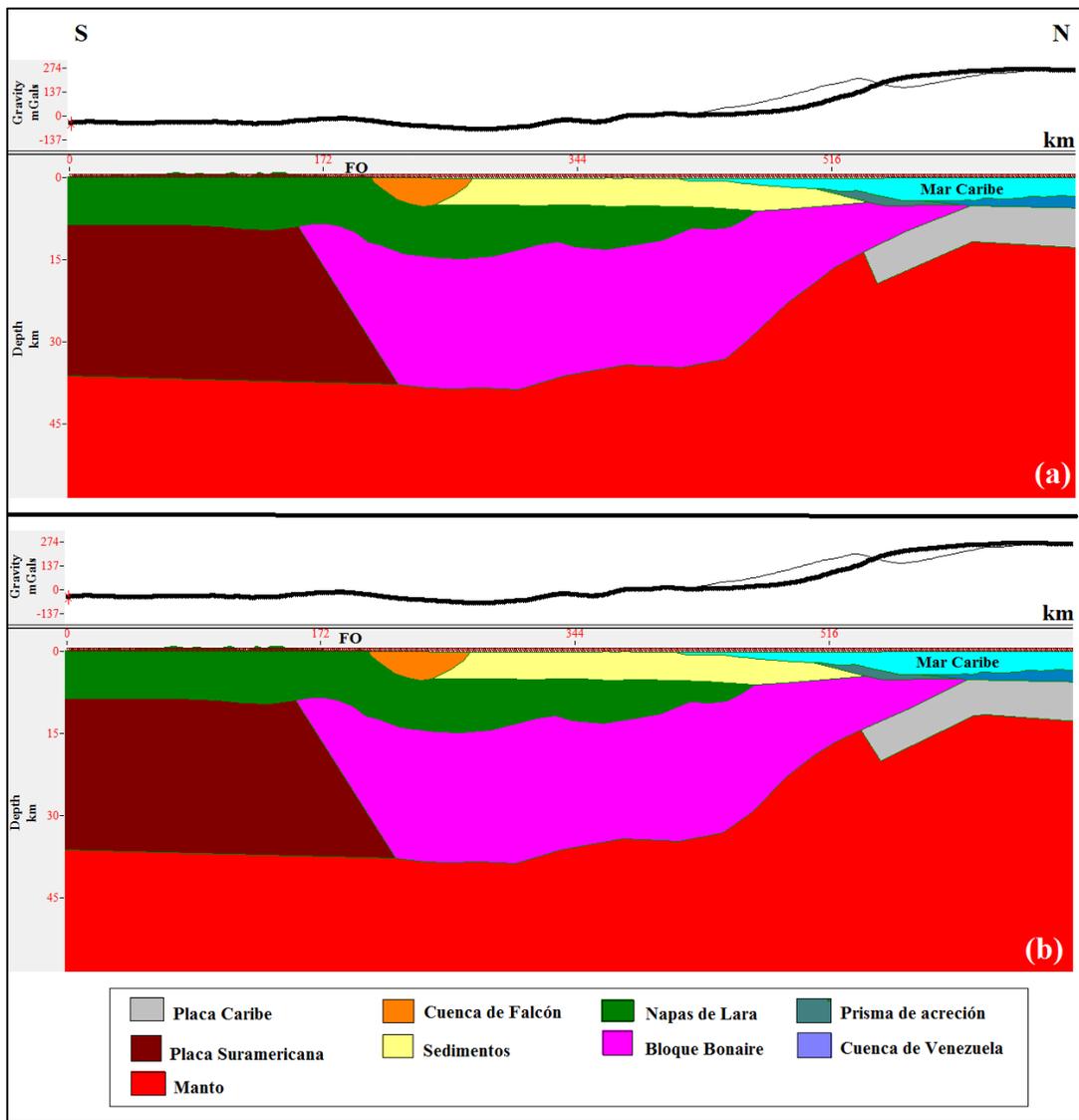
Del mismo modo que en el perfil anterior, para la sección de corteza perteneciente a esta fase se propusieron un total de seis modelos diferentes, cambiando la configuración de la lámina de subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica, en cuanto a ángulo y profundidad, basando las configuraciones en los estudios de Silver *et al.* (1975).

A continuación se exponen los aspectos resaltantes de los modelos someros, en los cuales la subducción se inicia  $\approx 340$  km de la ciudad de Barquisimeto:

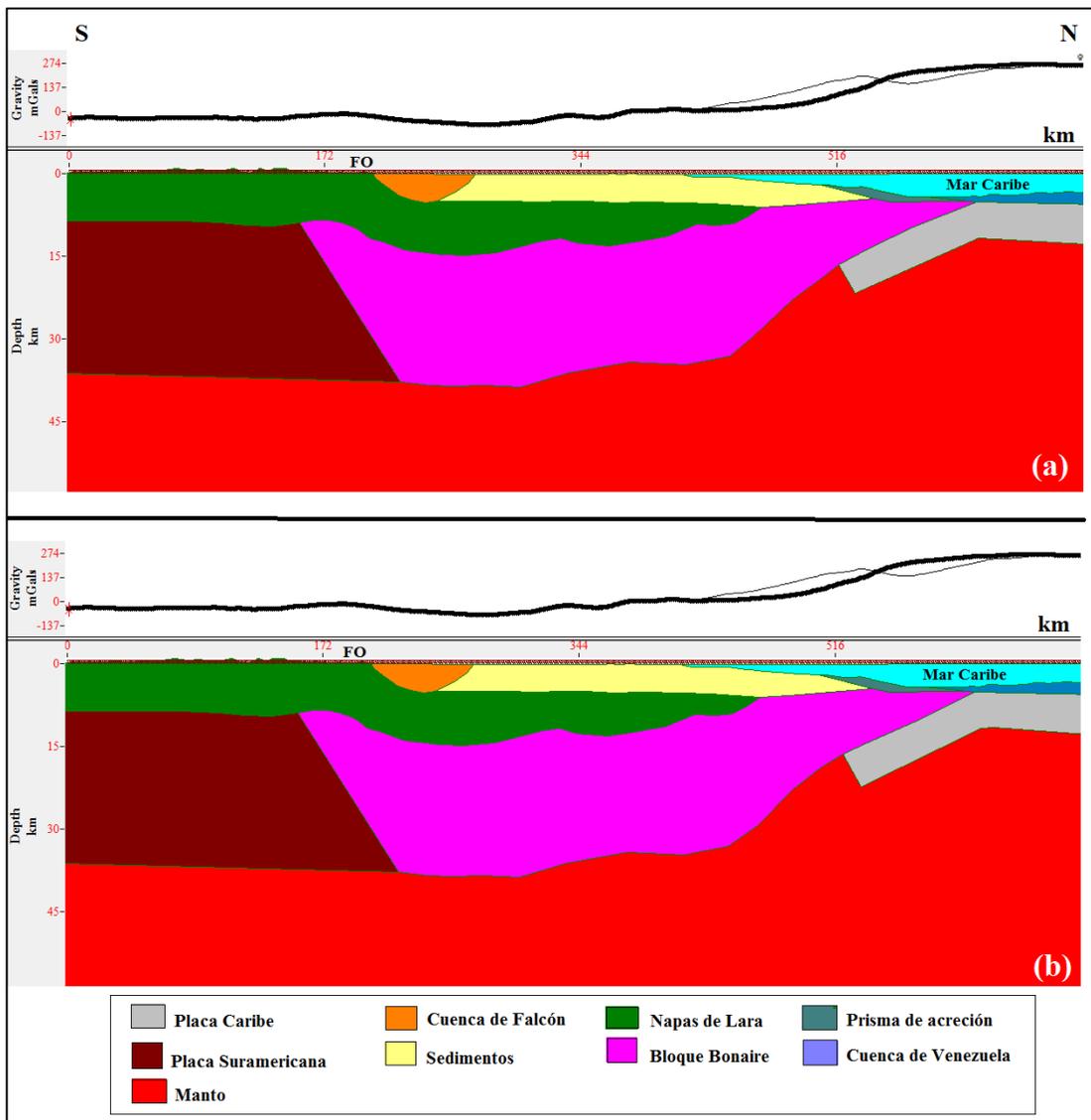
- **Somero I y II:** en la figura 5.8a, se observa que la lámina se extiende 40 km con un ángulo de  $20^\circ\text{S}$ , alcanzando una profundidad  $\approx 15$  km. Por su parte en la figura 5.8b la lámina incide con un ángulo de  $30^\circ\text{S}$  y profundiza hasta los 17 km.
- **Somero III y IV:** la subducción se extiende 100 km, con un ángulo de subducción de  $20^\circ\text{S}$  y una profundidad de 20 km (Figura 5.9a). De igual manera en la figura 5.9b la lámina de subducción alcanza 20 km de profundidad pero buza  $30^\circ\text{S}$ .
- **Somero V y VI:** la extensión de la lámina de subducción es de 125 km alcanzando una profundidad de 22 km, con un ángulo para el modelo de la figura 5.10a de  $20^\circ\text{S}$  y para la figura 5.10b de  $30^\circ\text{S}$ .



**Figura 5.8** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción somera propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico somero I y (b) Modelo gravimétrico somero II. FO: Falla de Oca – Ancón.



**Figura 5.9** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción somera propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico somero III y (b) Modelo gravimétrico somero IV. FO: Falla de Oca – Ancón.



**Figura 5.10** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción somera propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico somero V y (b) Modelo gravimétrico somero VI. FO: Falla de Oca – Ancón.

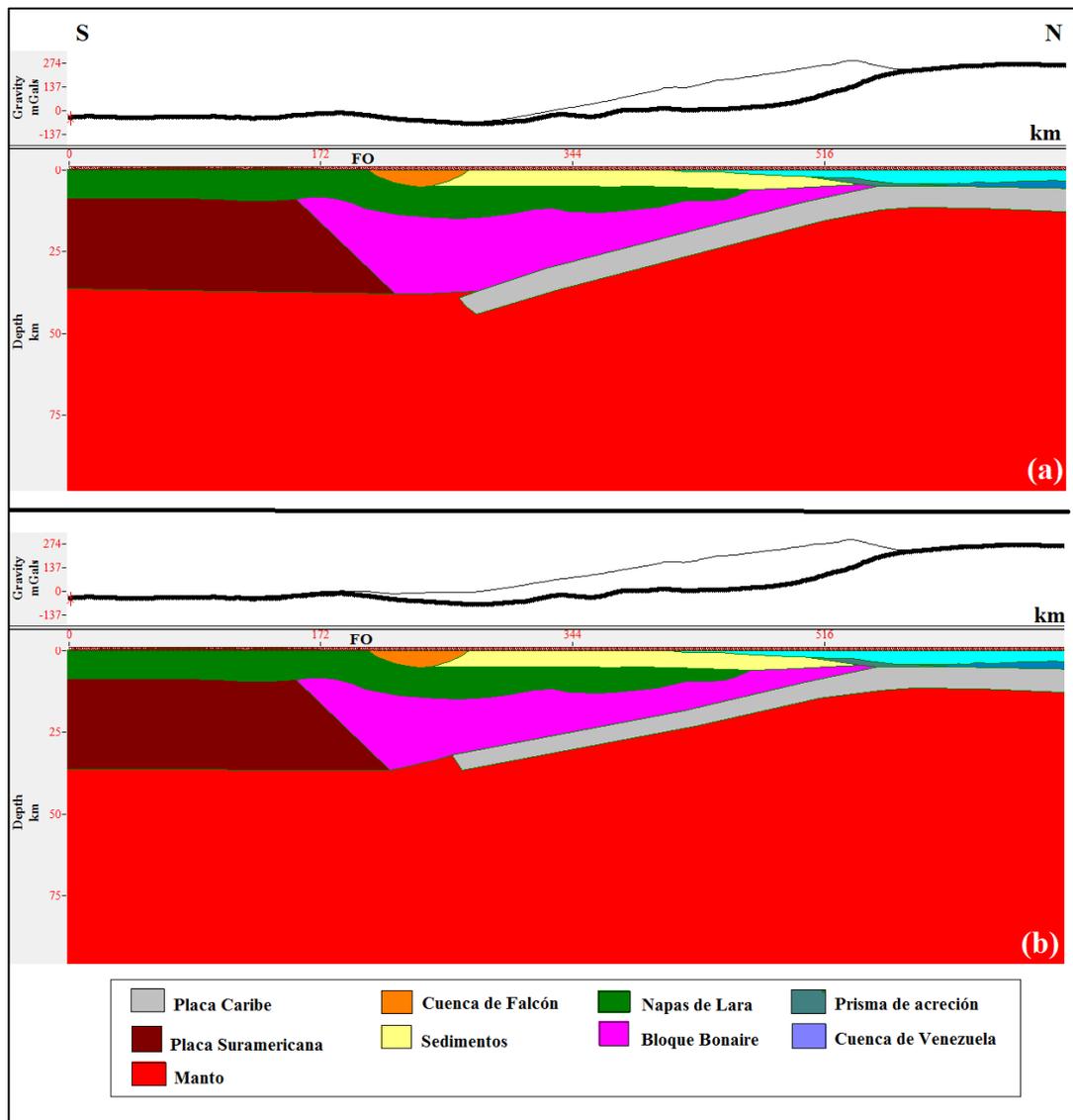
### 5.2.2 Modelos gravimétricos con lámina de subducción intermedia

Para el caso de la sección de corteza perteneciente a la configuración intermedia del perfil 2 se plantearon un total de seis modelos diferentes, cambiando la configuración de la lámina de subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica, en cuanto a ángulo de buzamiento. El estudio base para la realización de las distintas configuraciones fue el de Sousa *et al.* (2005).

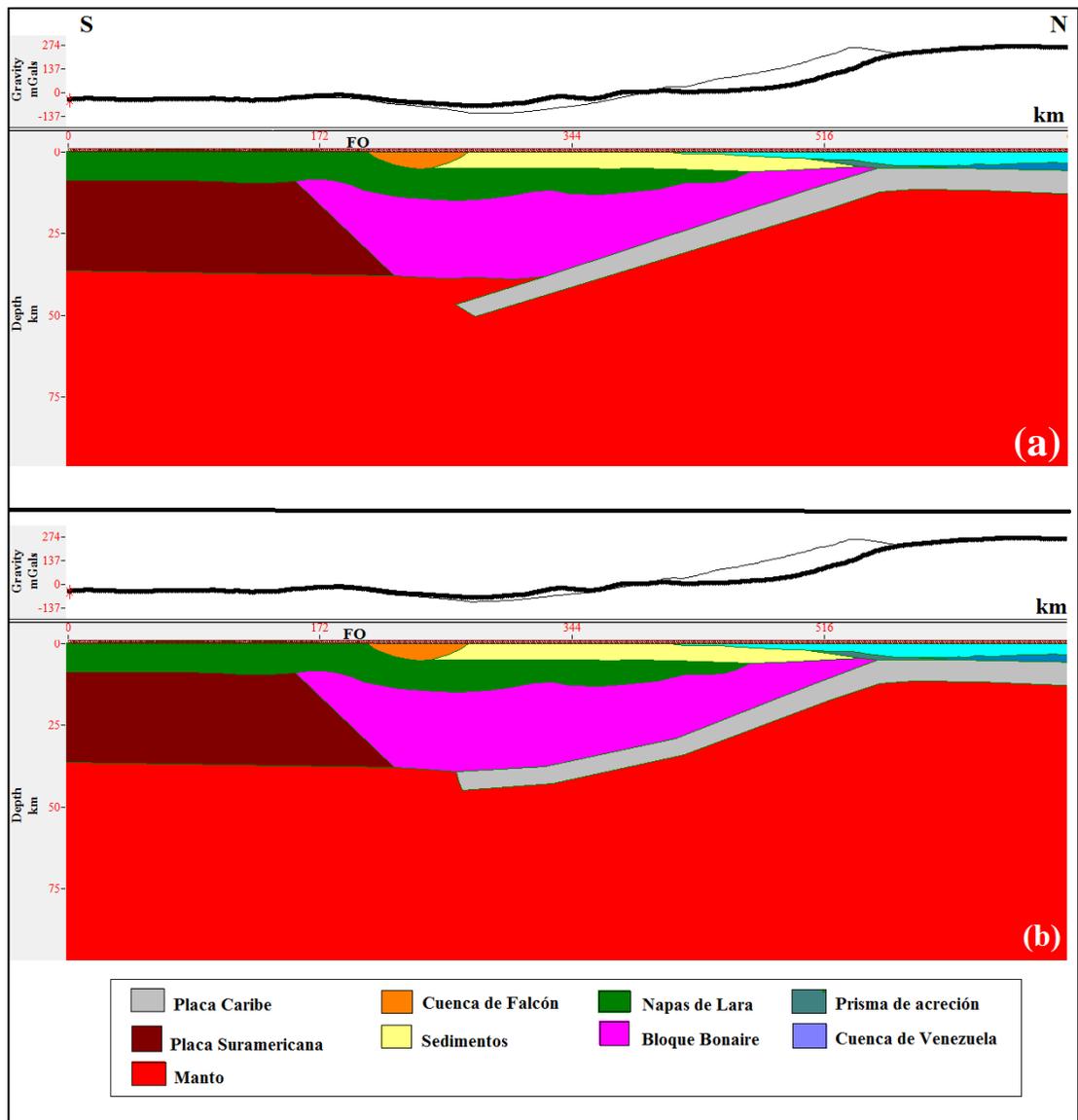
Los parámetros de los modelos se presentan a continuación, la lámina empieza a subducir a aproximadamente 340 km:

**Intermedio I e Intermedio II:** la lámina se extiende aproximadamente 250 km con un ángulo de buzamiento de 20°S, para el caso de la figura 5.11a la lámina no está totalmente adosada a Bonaire y alcanza una profundidad de 42 km, caso contrario al de la figura 5.11b y llega a profundizar hasta los  $\approx 36$  km.

**Intermedio III e Intermedio IV:** la lámina se extiende aproximadamente 250 km con un ángulo de buzamiento de 30°S, para el caso de la figura 5.12a la lámina no está totalmente adosada a Bonaire y alcanza una profundidad de 50 km, caso contrario al de la figura 5.12b y llega a profundizar hasta los  $\approx 36$  km.



**Figura 5.11** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción intermedia propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico intermedio I y (b) Modelo gravimétrico intermedio II. FO: Falla de Oca – Ancón.

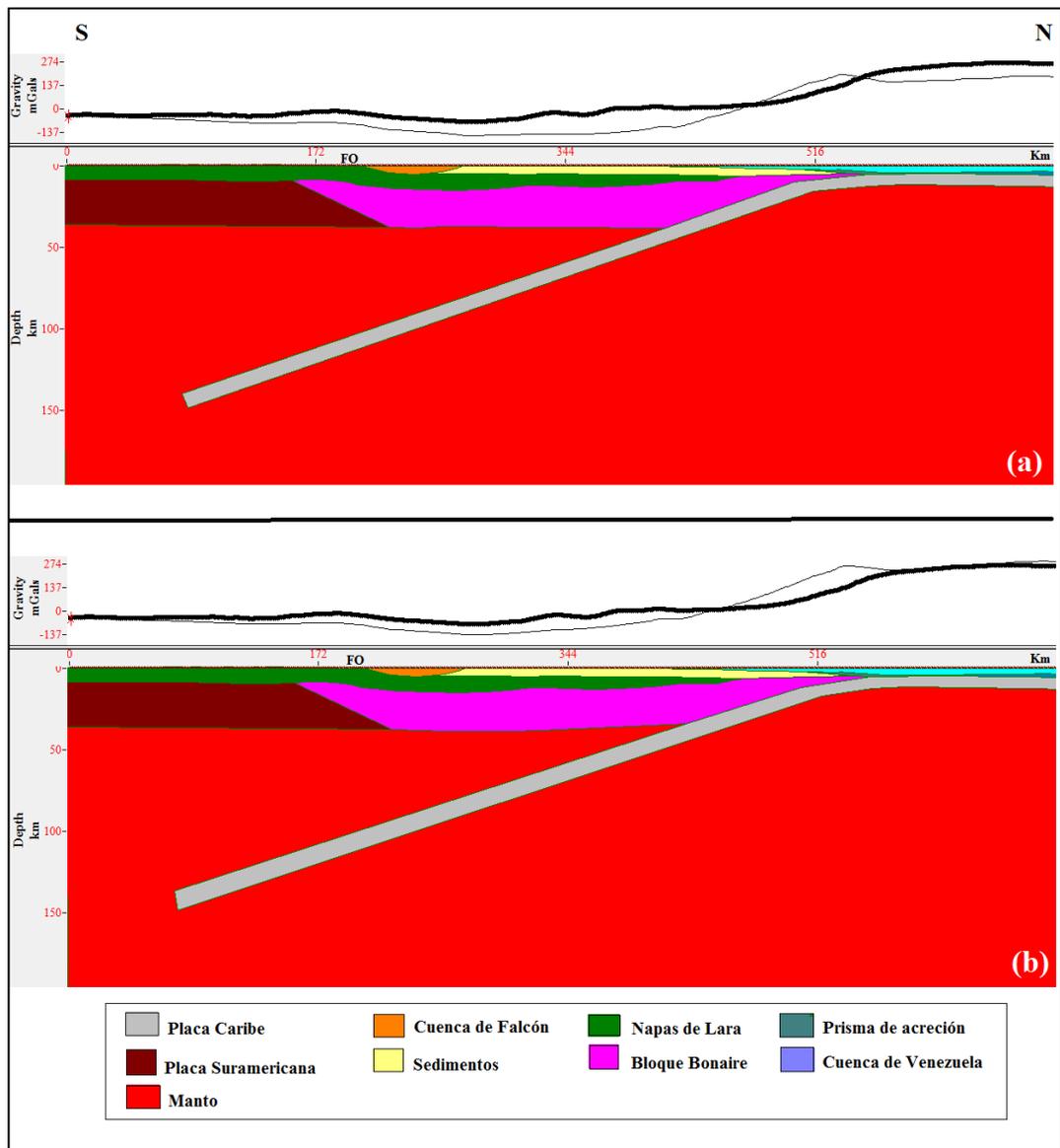


**Figura 5.12** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción intermedia propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico intermedio III y (b) Modelo gravimétrico intermedio IV. FO: Falla de Oca – Ancón.

### 5.3.3 Modelos gravimétricos con lámina de subducción profunda

Por último para la sección de corteza perteneciente a la configuración profunda se modelaron dos opciones diferentes, cambiando la configuración de la lámina de subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica en cuanto a ángulo de buzamiento. Los modelos de subducción profunda se plantearon partiendo del trabajo de Van der Hilst y Mann (1994) y Malavé y Suárez (1995).

En cuanto a todo lo referente a cada modelo se hizo uso de la misma lógica expuesta en la sección de lámina profunda del perfil anterior (-70°W). No obstante, inmediatamente se expondrán la denotación de los modelos profundos: **Profundo I** (Figura 5.13a) y **Profundo II** (Figura 5.13b).



**Figura 5.13** Modelos gravimétricos bidimensionales con lámina de subducción profunda propuestos para el perfil con orientación N40°W. (a) Modelo gravimétrico profundo I y (b) Modelo gravimétrico profundo II. FO: Falla de Oca – Ancón.

### **5.3 Análisis cuantitativo de los modelos gravimétricos de la sección de la corteza perfil -70°W y N40°W**

Anteriormente se plantearon diferentes configuraciones para la interacción entre las placas Caribe y Suramérica, en las cuales se varió el ángulo y la profundidad de alcance de la lámina subducción, obteniéndose de este modo tres grupos: somero, intermedio y profundo.

Es por ello que para discriminar entre los modelos se hizo uso del error arrojado por el programa *Oasis Montaj*, además de la suma de las diferencias de la AB observada y AB calculada de cada punto del perfil. De allí derivan las tablas 5.2 y 5.3; donde se contempla claramente como el cambio de ángulo y extensión de la lámina de subducción disminuye o aumenta el error o la variación entre la AB observada y la AB calculada.

Para la obtención de la suma de las diferencias de las AB se procedió a verificar el valor de AB observada y calculada de cada punto sobre el perfil (para el caso de los perfiles del presente trabajo se hizo uso de un total de 500 puntos) a estos se les cálculo la diferencia a partir de la resta de la AB observada y la AB calculada. Una vez obtenidas dichas diferencias se sumaron, tomando en consideración sólo el valor obtenido de la diferencia, ya que el mismo corresponde con la distancia entre las curvas de la AB observada y la AB calculada para cada punto. La suma de estas distancias dio el valor total de la separación de las curvas, el cual tal como se nota en las tablas 5.2 y 5.3 presentó un comportamiento similar al del error arrojado automáticamente por el programa.

**Tabla 5.2** Errores y diferencias correspondientes a cada modelo del perfil -70°W

Modelo	Error (mGal)	$\Sigma\Delta$ (ABobs - ABcal) (mGal)
Somero 1	22,925	5829,423
Somero 2	15,710	4443,959
Somero 3	13,578	3862,527
Somero 4	12,743	3813,456
Somero 5	9,608	3186,994
Somero 6	11,790	3432,095
Intermedio 1	55,081	15502,511
Intermedio 2	25,396	7846,087
Intermedio 3	50,910	15211,779
Intermedio 4	14,322	4698,339
Profundo 1	34,282	11869,991
Profundo 2	51,439	16347,514

En general los modelos someros ostentaron los menores valores en cuanto a error y suma de diferencias. Teniéndose que para el caso del perfil 1 el modelo de subducción somera denominado somero 5 muestra el mejor ajuste entre la respuesta gravimétrica observada y la calculada, ya que exhibe un error de 9,608 mGal y una sumatoria de diferencia de 3186,994 mGal, lo cual refleja que la distancia entre la curva de AB observada y la AB calculada es mínima para este modelo.

**Tabla 5.3** Errores y diferencias correspondientes a cada modelo del perfil N40°W

Modelo	Error (mGal)	$\Sigma\Delta$ (Abobs - Abcal) (mGal)
Somero I	33,785	9382,671
Somero II	32,301	9263,840
Somero III	32,922	9493,228
Somero IV	32,256	9450,602
Somero V	31,923	9312,355
Somero VI	30,708	9133,424
Intermedio I	81,646	24267,452
Intermedio II	101,785	35505,673
Intermedio III	48,132	15367,054
Intermedio IV	48,425	13927,192
Profundo I	71,562	31364,997
Profundo II	55,041	2256,832

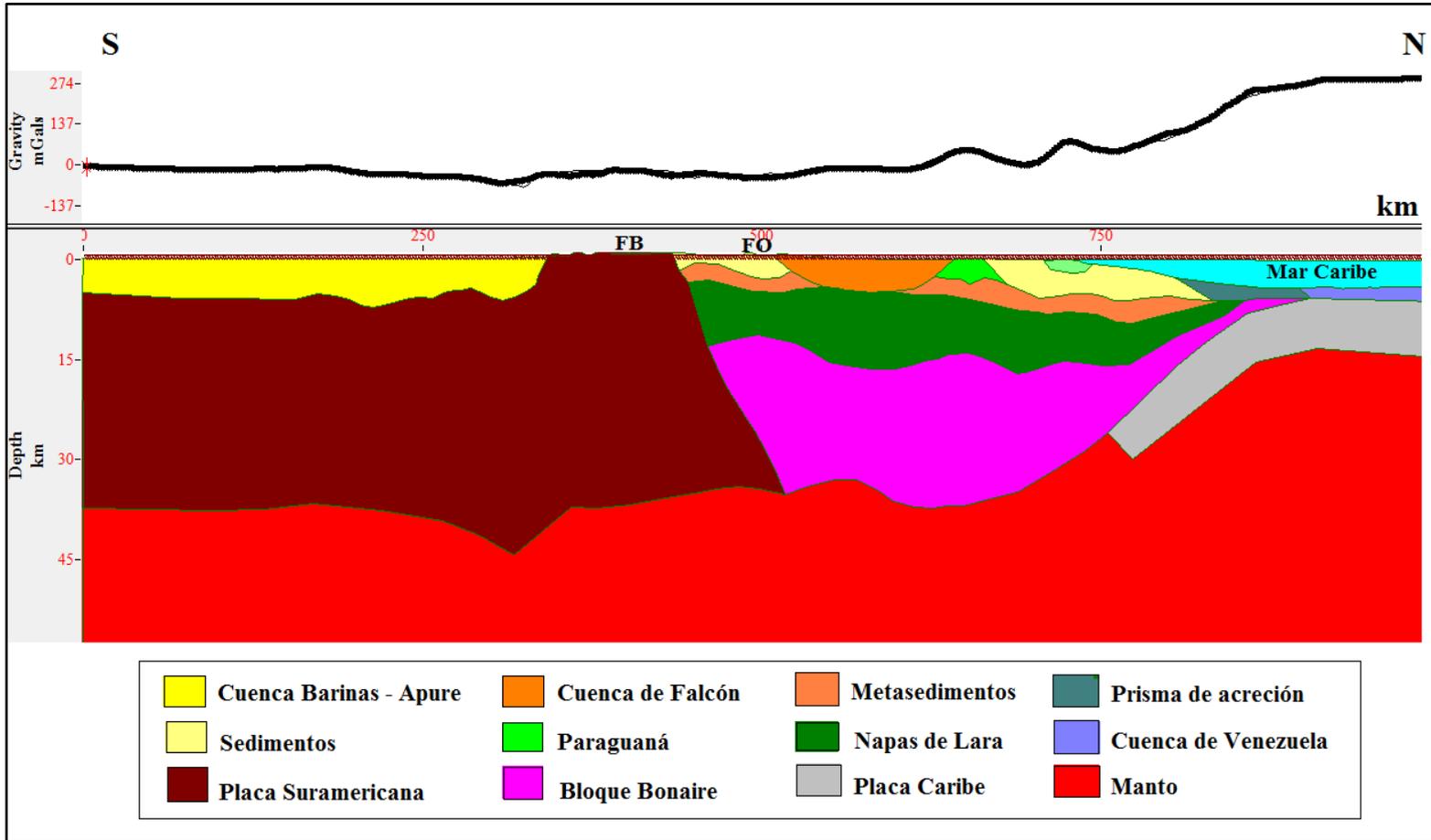
Por su parte para el perfil N40°W el modelo de subducción idóneo es el denotado como somero 6 que muestra una error de 30,708 mGal y una suma de diferencias de 9133, 424 mGal.

No obstante para ambos caso se aplicaron a la lámina de subducción mejoras en cuanto a la disposición de la misma, estos ajustes se realizaron partiendo de la observación de los modelos en general y se les efectuaron a aquellos seleccionados como los que exhibían mejor ajuste.

Por tal motivo la lámina de subducción del modelo de la sección de la corteza del perfil -70°W inicia con un ángulo de  $\approx 15^\circ$ S hasta llegar a los 10 km donde el ángulo aumenta a unos  $20^\circ$ S, dicha lámina se extiende a unos 170 km llegando a profundizar hasta  $\approx 28$  km. Con dicho ajuste el error del modelo somero 5 paso de

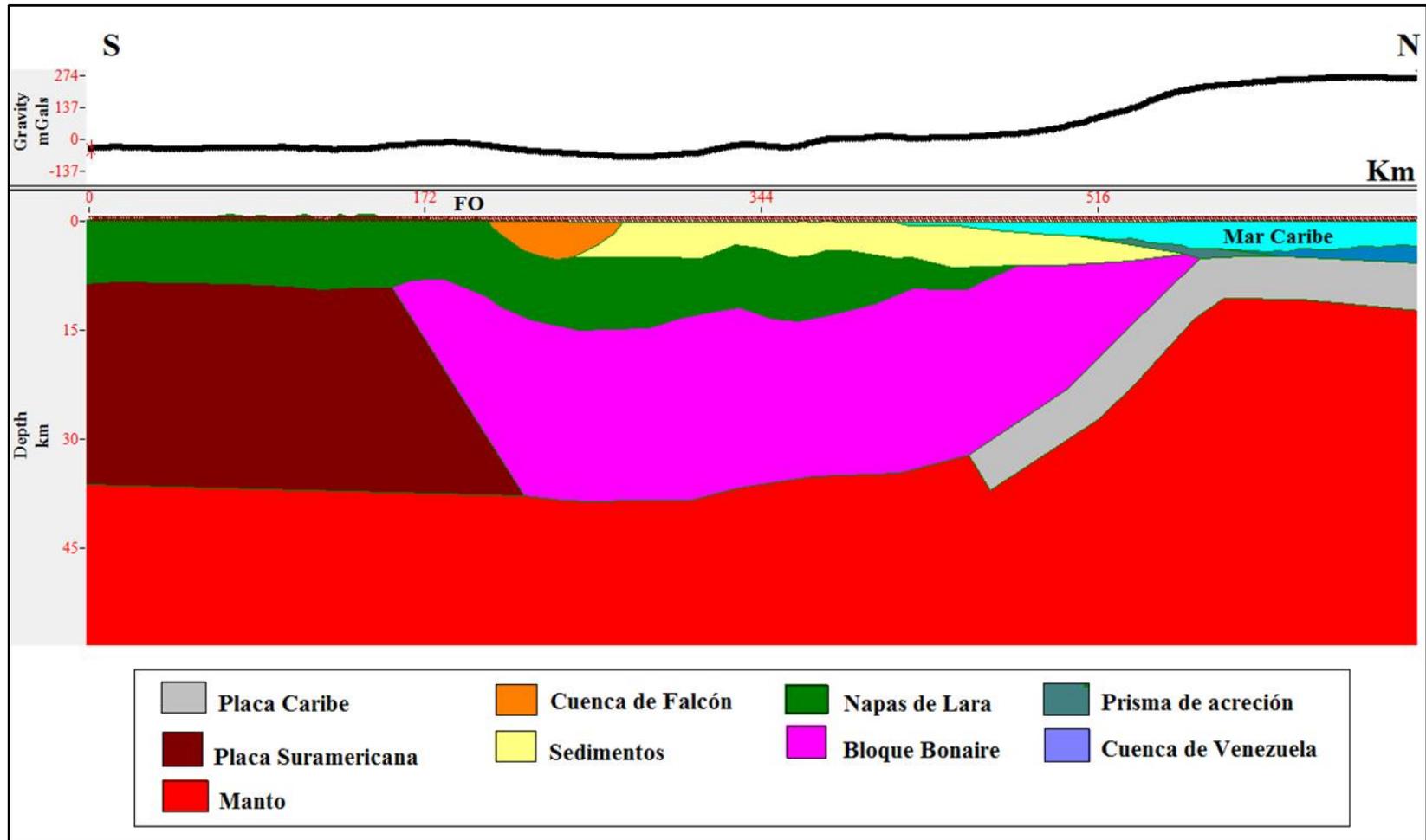
ostentar un error de 9,608 mGal a presentar uno de 6,666 mGal (con una suma de diferencias de AB observada y calculada de 2374,870 mGal) teniéndose que dicha configuración es la que más se acopla a la realidad de las estructuras presentes en dicha sección (Figura 5.14).

Por su parte al modelo correspondiente al perfil N40°W subduce por debajo de Suramérica con un ángulo de aproximadamente 30°S hasta llegar a los 30 km donde dicho ángulo cambia a  $\approx 20^\circ$  S. La lámina de subducción se extiende aproximadamente 170 km llegando hasta los 35 km de profundidad. Con el ajuste antes expresado el modelo de la sección de la corteza del perfil N40°W alcanzó un error de 4,253 mGal con una suma de diferencias de AB observada y calculada de 1730,758 mGal (Figura 5.15).



**Figura 5.14** Modelo gravimétrico bidimensional final con lamina de subducción somera propuestos para el perfil  $-70^{\circ}\text{W}$ .

FB: Falla de Boconó, FO: Falla de Oca – Ancón.



**Figura 5.15** Modelo gravimétrico bidimensional final con lamina de subducción somera propuestos para el perfil N40°W. FO: Falla de Oca – Ancón.

## 6. CONCLUSIONES

La interacción entre las placas Caribe y Suramérica presenta infinitas posibilidades, pero gracias a los trabajos en otras áreas de la geofísica (Silver *et al.* 1975; Sousa *et al.* 2005; Van der Hilst y Mann, 1994 y Malavé y Suárez, 1995) hoy en día se pueden hacer restricciones, las cuales sirven para dar ciertos límites a los modelos que tratan de explicar la forma en que incide Caribe por debajo de Suramérica.

Del mismo modo que las consideraciones para modelar la subducción fueron extraídas de investigaciones previas, los límites de las principales estructuras han sido tomados de los trabajos realizados en áreas adyacentes. Tal es el caso de considerar al Cinturón Deformado del Caribe Sur como el límite sur de la placa Caribe y tomar en cuenta la presencia de la corteza de transición (Bloque Bonaire).

Es por ello que a partir del análisis e interpretación de los resultados obtenidos se puede concluir que:

1. En el perfil  $-70^{\circ}\text{W}$  hacia el sur por debajo de la cuenca Barinas – Apure se aprecia un aumento considerable en el espesor de la placa Suramericana, alcanzando la misma una profundidad de  $\approx 42$  km.
2. La discontinuidad de Mohorovicic en general disminuye su profundidad de sur a norte concordante con las propuestas de profundidad de Bosch y Rodríguez (1992); Garzón y Ughi (2008); Orellana (2008); Ughi *et al.*, (2004) y Schmitz *et al.*, (2005).
3. En general la lámina de subducción (placa Caribe) presenta un ajuste considerable de la gravedad observada en las configuraciones someras. Lo cual concuerda con trabajos previos en donde se contempla dicha interacción, tales como: Bosch y Rodríguez (1992), Garzón y Ughi (2008), Orellana (2008); Sousa *et al.* (2005) y Ughi *et al.* (2004).
4. Para la sección de corteza correspondiente al perfil  $-70^{\circ}\text{W}$  el modelo de subducción somera cuya extensión de la lámina de subducción es

aproximadamente 170 km, empieza  $\approx 340$  km de la ciudad de Barquisimeto y presenta un ángulo de incidencia de  $\approx 15^\circ\text{S}$  hasta los 10 km donde el ángulo aumenta a unos  $20^\circ$  profundizando a  $\approx 28$  km; es la configuración más idónea para la interacción Caribe – Suramérica.

5. En cuanto al perfil  $\text{N}40^\circ\text{W}$  la configuración más aceptable es la que muestra a la placa Caribe en subducción por debajo de Suramérica empezando aproximadamente a 340 km de la ciudad de Barquisimeto con un ángulo de buzamiento de  $30^\circ\text{S}$  hasta llegar a los 30 km donde dicho ángulo cambia a  $\approx 20^\circ\text{S}$ . La lámina de subducción se extiende aproximadamente 170 km llegando hasta los 35 km de profundidad.

## 7. RECOMENDACIONES

En base a lo experimentado en la realización del presente trabajo y con la finalidad de enriquecer más su aporte, se recomienda:

1. Realizar un modelado a detalle de la zona correspondiente a la región sur del perfil sobre el meridiano  $-70^{\circ}\text{W}$ , asociada a los Andes de Mérida, tomando en cuenta todos los parámetros expuestos por autores como Escobar y Rodríguez (1995), Audemard y Audemard (2002) y Arnáiz *et al.*, (2011).
2. Suplementar los modelos con trabajos recientes en el área de sísmica, para así verificar como realmente incide la placa Caribe por debajo de Suramérica.
3. Realizar un análisis flexural en la sección de la corteza asociada al perfil con orientación  $\text{N}40^{\circ}\text{W}$ .
4. Elaborar modelos con orientaciones distintas a la  $\text{N} - \text{S}$  o  $\text{N}40^{\circ}\text{W}$  para de ese modo contemplar de mejor manera el comportamiento de la lámina de subducción.
5. Realizar modelos donde se contemple la subducción de Caribe por debajo de Suramérica, pero sin adosarla.

## **8. BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS**

ARNÁIZ, M. (2009). Modelado gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado no publicado, Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

ARNÁIZ, M., I. RODRÍGUEZ y F.A. AUDEMARD (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28 (3): 420-438.

AUDEMARD, F.A. (1993). Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nordouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón). Tesis doctoral, Universidad de Montpellier II.

AUDEMARD, F.A. (1995a). Evolution Geodynamique de la Façade Nord Sudamericaine: Nouveaux Ápports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Venezuela. XIV Caribbean geological Conference, Port of Spain, Trinidad, 327 – 340.

AUDEMARD, F.A. (1995b). La cuenca terciaria de Falcón Venezuela noroccidental: síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica. IX Congreso

AUDEMARD, F.A. y C. GIRALDO (1997). Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela septentrional. *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geología*. 1:101 – 108.

AUDEMARD, F.A. (1997). Tectónica Activa de la Región Septentrional de la Cuenca Invertida de Falcón, Venezuela Occidental. *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geología*. 1:93 – 100.

- AUDEMARD, F.E. y F.A. AUDEMARD (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345: 299 – 327.
- AUDEMARD, F. A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102: 43-65.
- BELLIZZIA, A. (1972). Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe ¿es una cordillera alóctono? *Memorias de la VI Conferencia Geológica del Caribe, Margarita*, 247 – 258.
- BELLIZZIA, A. (1985). Sistema montañoso del Caribe – una Cordillera alóctona en la parte Norte de América del Sur. *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas*, 10: 6657 – 6836.
- BEZADA, M. (2005). Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe-Suramérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Falcón y Lara). Trabajo Especial de Grado no publicado, Ingeniería Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- BOESI, T. y D. GODDARD (1991). A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcon Basin, northwestern Venezuela.
- BOSCH, M. e I. RODRÍGUEZ (1992). North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates: *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 133 – 143.
- COLLETTA, B., F. ROURE, B. DE TONI, D. LOUREIRO, H. PASSALACQUA y Y. GOU (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16 (5):777-794.
- DEMETS, C., R.G. GORDON., D.F. ARGUS. y S. STEIN (1990). Current plate motions. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 101: 425 – 478.

- DENG, J. y L.R. SYKES (1995). Determination of Euler pole for contemporary relative motion of the Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes. *Tectonics*. 14:39 – 53.
- DIEBOLD, J. P. STOFFA, P. BUHL y M. TRUCHAN (1981). Venezuelan basin cristal structure. *Journal of Geophysical Research*, 86, 7901 – 7923.
- DOBRIN, M. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill.
- DONNELLY, T. (1994). The Caribbean Sea Floor: in Donovan, K. and Jackson. T.A. (eds): *Caribbean Geology, an Introduction*, 41 – 64.
- DUERTO, L. (1998). Principales zonas triangulares del Occidente de Venezuela. Trabajo de Maestría no publicada. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- DUERTO L., A. ESCALONA Y P. MANN (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90: 505-528.
- DUNCAN, R. y R. HARGRAVES (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *The Caribbean – South America Plate Bondary and Regional Tectonics*. *Geological Society of America*, 162: 81 – 93.
- ESCOBAR, I. A. e I. RODRÍGUEZ (1995). Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos. Ponencia presentada en el I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil: 273-276.
- FEO CODECIDO, G. (1972). Breves Ideas sobre la Estructura de la Falla de Oca, Venezuela. *Memorias, VI Conferencia Geológica del Caribe*, Caracas, 184 – 190.

- GARZÓN, Y. y A. UGHI (2008). Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región noroccidental de Venezuela. XIV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela.
- GIRALDO, C. M., SCHMITZ, J., ARMINIO, F., AUDEMARD y A. MARTINS (2002). Un transecto La Blanquilla – gratón guayanés, Venezuela oriental: modelos corticales. XI Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela.
- GIUNTA, G., L. BECCALUVA, M. COLTORTI, B. F. SIENA y C. VACCARO (2002). The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. *Lithos*, 63: 19 – 40.
- GHOSH, N., S.A. HALL y J.F. CASEY (1984). Sea floor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin IN: the Caribbean – South American Plate Boundary, *GSA Memoir* 162: 65-80.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. ITURRALDE y J. PICARD (1980) *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*; Ediciones Foninves, Caracas. V.1: 407 y V.2: 624.
- GUÉDEZ, M.C., (2007). *Crustal Structure across the Caribbean-South American Plate Boundary at 70 W - Results from seismic refraction and reflection data*. Thesis Master of Science. Unpublished. Rice University, Houston, Texas.
- HALL, M. L. y C. A. WOOD (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology* 13: 203-207.
- HACKLEY, P.C., F. URBANI, W. KARLSEN y C.P. GARRITY (2006). *Mapa geológico de Venezuela*. FUNVISIS y Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

- HOUTZ, R. y W. LUDWIG (1977). Structure of the Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler sonobuoy measurements. *Journal of Geophysical Research*, 82, 4861 – 4867.
- JORDAN, T.H. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate. *J. Geophys. Res.*, 80:4033 – 4439.
- LADD, J. W. (1976). Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80: 969 – 976.
- LOWRIE, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- MALAVÉ, G. y G. SUÁREZ (1995). Intermediate-depth Sismicity in the Northern Colombia and Western Venezuela and Its Relationship to Caribbean Plate Subducción. *Tectonics*, 14 (3): 617-628.
- MARTON, G., y R. T. BUFFLER (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin: *International Geology Review*, 36: 545 – 586.
- MINSTER, J.B., y T.H. JORDAN (1978). Present day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83: 5331 – 5334.
- MESCHEDE, M. y W. FRISCH (1998). A Plate Tectonic Model for the Mesozoic and Cenozoic History of the Caribbean Plate: *Tectonophysics*, 296, 269 – 291.
- MOLNAR, P., y L. SYKES (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1639-1684.
- MUESSIG, K. (1978). The central Falcon igneous suite, Venezuela; alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 57(2): 261 – 266.

- MUESSIG, K. (1984). Structure and cenozoic tectonics of the Falcon basin, Venezuela and adjacent areas. GSA Memoir 162: 217-230.
- ORELLANA, C. (2008). Modelado Estructural por Medio del Análisis de Flexión de Placas en la región Noroccidental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado no publicado, Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- PDVSA-INTEVEP (1997). Código Geológico de Venezuela. [En red]. Disponible en <http://www.pdv.com/lexico/lexicoh.htm>. [Consulta: 2014, mayo 14].
- PESTMAN P., S. GHOSH; L. MENÉNDEZ Y M. LORENTE (1998). Marco Tectonoestratigráfico y Paleografía de la Cuenca de Maracaibo y Áreas vecinas durante el Paleógeno. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos, 23 (1): 28-45.
- PINDELL, J. (1985). Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto – Caribbean. Tectonics, 4: 1-39.
- PINDELL, J., S. CANDE, W. PITMAN, D. ROWLEY, J. DEWEY, J. LEBREQUE Y W. HAXBY (1988). A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution. Tectonophysics, 155: 121 – 138.
- PINDELL, J. y L. KENNAN (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. [En red]. Disponible en: [http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/pdf/2001\\_Pindell\\_Kennan\\_Kinematic\\_Evolution\\_Caribbean.pdf](http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/pdf/2001_Pindell_Kennan_Kinematic_Evolution_Caribbean.pdf). [Consulta: 2013, abril 22].
- QUIJADA, M. (2006). Inversión gravimétrica 3D en el Noroccidente de Venezuela y zonas costa afuera. Trabajo Especial de Grado no publicado, Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- RIOS, K. (2002). Estimación de espesores de sedimentos del Mesozoico en el graben de Espino a lo largo de dos transeptos regionales en el área de Anaco, estado

- Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.
- RODRÍGUEZ, J. y J. SOUSA (2003). Estudio geológico – estructural y geofísico de la sección Cabo San Román – Barquisimeto. Estados Falcón y Lara. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- SCHUBERT, C. (1980). Basin formation along the Bocono-Moron-El Pilar fault system, Venezuela. *Journal of Geophysical Research*. B, 89(7): 5711 – 5718.
- SCHUBERT, C. (1983). Tectonics and sedimentation: an example from the Mérida Andes (Venezuela). *Acta Geológica Hispánica* 18: 207-215.
- SILVER, E.; J. CASE y H. MACGILLAVRY (1975). Geophysical study of the Venezuelan Borderland. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 213 – 266.
- SOULAS, J.P. (1985). Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela, entre 70°30' y 71°00'W (fallas de Boconó, Valera, Tuñame, Piñango, y del Piedemonte). VI Congreso Geológico Venezolano memorias, 2687 – 2711.
- SOUSA, J., J. RODRÍGUEZ, C. GIRALDO, I. RODRÍGUEZ, F. AUDEMARD y R. ALEZONES (2005). An integrated geological-geophysical profile across northwestern Venezuela. 6th International Symposium on Andean Geodynamics ISAG 2005, Barcelona, España, 689 – 692.
- SPECTOR, A. y F., GRANT (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 293-302.
- SYKES, L., W. MCCANN y A. KAFKA (1982). Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research*, 87, 10656 – 10676.
- TELFORD, W., GELDART, L. y SHERIFF, R. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University.

- USHACOV, S.A., A.I. AVGAEV., U. I. GALUSHKIN y E.P. DUBIKIN (1979). Ruptura de la isostasia de la litósfera de la región del Caribe y análisis geodinámico de su naturaleza. Tectónica y geodinámica de la región del Caribe. Editorial Nauka. Moscú, 63 – 77.
- UGHI, A., J. REYES e I. RODRÍGUEZ (2004). Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la Región Central de Venezuela. Ponencia presentada en el XII Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela.
- VAN DER HILST, R. (1990). Tomography with P, PP and Pp delay-time data and the three-dimensional mantle structure below the Caribbean region. *Geologica Utraiectina*. 67-250.
- VAN DER HILST, R. y P. MANN (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22, 451– 454.
- WEC (1997). Evaluación de Pozos. Schlumberger, Caracas, Vanezuela, 378 p.5, 249-281.
- WHEELER C. (1963). Oligocene and Lower Miocene stratigraphy of western and northwestern Falcón Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin* 47 (1): 35-68.
- YORIS, F. y M. OSTOS (1997). Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas. En: J. Singer (edit.) WEC 1997. Conferencia Evaluación de Pozos. Schlumberger - Surencó C.A. (pp- 24-44). Texas : Jolley Printing.