

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**MODELADO DEL CINTURÓN DEFORMADO DEL CARIBE  
SUR MEDIANTE EL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS, AL  
NORTE DE LAS ANTILLAS HOLANDESAS**

Presentada ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico  
por el Br. Luis Miguel Alvarado

Caracas, junio de 2014

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **MODELADO DEL CINTURÓN DEFORMADO DEL CARIBE SUR MEDIANTE EL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS, AL NORTE DE LAS ANTILLAS HOLANDESAS**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Antonio Ughi.

Presentada ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico  
por el Br. Luis Miguel Alvarado

Caracas, junio 2014

Caracas, junio 2014.

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

**“MODELADO DEL CINTURÓN DEFORMADO DEL CARIBE SUR  
MEDIANTE EL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS, AL NORTE DE LAS  
ANTILLAS HOLANDESAS”**

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. Inírida Rodríguez  
Jurado

---

Prof. Mauricio Hernández  
Jurado

---

Prof. Antonio Ughi  
Tutor Académico

## **DEDICATORIA**

*Al Dios que pienso, veo y siento.*

*A mi Madre Greila Guedez Gutiérrez.*

*A mi Padre Ángel Alvarado.*

*A mi Abuela Carmen Teresa Gutiérrez de Alcina, que continúa viva para siempre en mi mente y corazón.*

*A mi gran inspiración desde el comienzo de mi conciencia, Sir Isaac Newton.*

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco primeramente a Dios todopoderoso quien desde el universo me ha acompañado en las luchas y alegrías. En segundo lugar agradezco a mis padres por su constancia, energía e infinita bondad, en especial a mi madre Greila Guedez Gutiérrez quien me continúa inspirando a continuar en los sueños mi vida, gracias por tu mente tan hágil y tus pensamientos tan elevados, también agradezco a mi padre Ángel Alvarado, quien no dudó un instante en labrar con fuerza y nobleza este sueño tan anhelado, un alma tan joven y limpia jamás la volveré a ver.

Agradezco a mis hermanos por su apoyo, paciencia y comprensión; a mi tutor y Profesor Antonio Ughi, al cual le agradezco el acompañamiento y apoyo durante parte de mi carrera, además de sus conocimientos científicos; a mis compañeros de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica especialmente a Giannina Santiago, Evis Ramirez, Ricardo Ceballos y Edward Moreno. Agradezco a mi Universidad Central de Venezuela por brindarme años de conocimientos, gracias por permitirme ver tu grandeza.

Además quiero agradecer infinitamente a la Matemático Esther Sanabria, quien me apoyó con sinceridad y desinterés durante mis estudios, a mi tío Pedro Gutierrez quién colaboró conmigo siguiendo su amor de abuelo. Gracias a todos.

**Luis Miguel Alvarado Guedez**

**MODELADO DEL CINTURÓN DEFORMADO DEL CARIBE SUR  
MEDIANTE EL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS, AL NORTE DE LAS  
ANTILLAS HOLANDESAS**

**Tutor Académico: Prof. Antonio Ughi. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de  
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2014, p. 227.**

**Palabras Claves:** Flexión litosférica, Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS),  
cargas supracorticales e intracorticales y modelado gravimétrico.

**Resumen.**

Se realizó un estudio flexural a lo largo del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) en su sección occidental ( $70^{\circ}\text{W}$ ) y central ( $67^{\circ}\text{W}$ ), con el fin de evaluar el comportamiento mecánico de la placa Caribe como respuesta a la aplicación de cargas supra e intracorticales, en la región de subducción atípica Caribe - Bloque de Bonaire. El análisis flexural se realizó con el apoyo de modelos gravimétricos bidimensionales en la placa Caribe sobre los meridianos  $67^{\circ}\text{W}$  y  $70^{\circ}\text{W}$ , los cuales abarcan desde el Corrimiento Frontal del norte de Venezuela hasta las zonas más septentrionales de la Cuenca de Venezuela, al norte del CDCS. En los modelos flexurales se consideran las cargas supracorticales de la placa Caribe que se encuentran desde el mínimo gravimétrico ubicado al sur del CDCS hasta los  $16^{\circ}\text{N}$  en la Cuenca de Venezuela, dichas cargas estáticas están asociadas a la parte más septentrional del Bloque de Bonaire, el prisma de acreción del CDCS y la megasecuencia sedimentaria de edad Eoceno - Oligoceno - Mioceno que suprayace el basamento Cretácico del plató oceánico del Caribe. Se estableció que estas cargas son las responsables de reproducir la cuenca antearco al norte del CDCS (Cuenca de Venezuela), además que reproducen satisfactoriamente las anomalías gravimétricas de la región.

# ÍNDICE GENERAL

	Pág
<b>DEDICATORIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	v
<b>RESUMEN</b> .....	vi
<b>ÍNDICE GENERAL</b> .....	vii
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	x
<b>LISTA DE TABLAS</b> .....	xiii
<b>CAPÍTULO I</b> .....	1
1.1 INTRODUCCIÓN .....	2
1.2 PLACA TECTÓNICA DEL CARIBE: GENERALIDADES .....	8
1.3 ORIGEN Y EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA PLACA CARIBE .....	12
1.3.1 Modelo de origen Pacífico (Caribe alóctono).....	14
1.3.2 Modelo de origen intra Américas (Caribe autóctono) .....	20
1.4 PLATÓ OCEÁNICO DEL CARIBE .....	25
1.4.1 Cuenca de Venezuela .....	25
<b>CAPÍTULO II</b> .....	27
2.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL MARGEN CARIBE-SURAMÉRICA....	28
2.2 ANTILLAS DE SOTAVENTO .....	34
2.2.1 Isla de Aruba .....	35
2.2.2 Isla de Curazao.....	36
2.2.3 Isla de Bonaire .....	36
2.2.4 Archipiélago de Los Roques.....	37
2.3 DISCUSIÓN ACERCA DE LA SUBDUCCIÓN A LO LARGO DEL CINTURÓN DEFORMADO DEL CARIBE SUR (CDCS) .....	37
2.4 SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE EN VENEZUELA .....	55

2.5 SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE .....	56
2.5.1 Cordillera de la Costa.....	61
2.5.2 Napa Caucagua - El Tinaco .....	62
2.5.3 Napa Loma de Hierro - Paracotos.....	62
2.5.4 Napa Villa de Cura.....	63
2.5.5 Napa Piemontina.....	64
2.5.6 Napas de Lara .....	65
<b>CAPÍTULO III</b> .....	66
3.1 COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA REGIONAL (FLEXIÓN LITOSFÉRICA) .	67
3.2 SUBSIDENCIA CORTICAL TRAS LA FLEXIÓN LITOSFÉRICA.....	71
3.3 MODELO DE DEFORMACIÓN ELÁSTICA DE PLACA DELGADA .....	73
<b>CAPÍTULO IV</b> .....	84
4.1 FUENTE DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS, ALTIMÉTRICOS Y BATIMÉTRICOS.....	85
4.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.....	87
4.3 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER COMPLETA .....	90
4.4 MAPA DE ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE .....	103
4.5 MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER COMPLETA .....	108
4.5.1 Interpretación del mapa de anomalías de Bouguer Completa .....	119
4.6 SEPARACIÓN REGIONAL/RESIDUAL DEL MAPA DE ABc.....	128
4.7 MODELADO GRAVIMÉTRICO BIDIMENSIONAL.....	140
4.7.1 Sección de la corteza en el perfil 67°W .....	143
4.7.2 Sección de la corteza en el perfil 70°W .....	153
<b>CAPÍTULO V</b> .....	162
5.1 FLEXIÓN LITOSFÉRICA EN LA CORTEZA OCEÁNICA.....	163



5.2 FLEXIÓN LITOSFÉRIA: RIGIDEZ FLEXURAL, ESPESOR ELÁSTICO EFECTIVO ( $T_e$ ) Y DEFLEXIÓN .....	166
5.3 MODELADO POR FLEXIÓN DE PLACAS EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN CARIBE - BOQUE DE BONAIRE (EN EL CDCS), AL NORTE DE LAS ANTILLAS HOLANDESAS .....	171
5.4 RESULTADOS DEL MODELAJE POR FLEXIÓN DE PLACAS .....	187
5.5 IMPLICACIONES GEODINÁMICAS DE LOS MODELOS FLEXURALES Y GRAVIMÉTRICOS .....	188
5.5 EDAD DE LA PLACA CARIBE AL MOMENTO DE SER CARGADA, EN EL CDCS OCCIDENTAL (70°W) Y CENTRAL (67°W).....	190
<b>CONCLUSIONES</b> .....	195
<b>RECOMENDACIONES</b> .....	197
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	198

## LISTA DE FIGURAS

	Pág
Figura 1.1. Ubicación de la zona estudiada.....	5
Figura 1.2. Configuración actual de la placa Caribe.....	10
Figura 1.3. Reconstrucción paleogeográfica de la placa Caribe durante el período Cretácico, modelo origen Pacífico .....	17
Figura 1.4. Reconstrucción paleogeográfica de la placa Caribe durante el período Paleógeno, modelo origen Pacífico.....	19
Figura 1.5. Reconstrucción paleogeográfica de la placa Caribe durante el período Cretácico Medio - Tardío, modelo origen intra Américas .....	22
Figura 2.1. Reconstrucción geodinámica del límite sur de la placa Caribe .....	33
Figura 2.2. Modelos extensionales y compresionales a lo largo de la cresta Antillas de Sotavento durante el Neógeno .....	41
Figura 2.3. Imágenes tomográficas bidimensionales de la estructura del manto superior.....	45
Figura 2.4. Diagrama ilustrativo de la geometría actual de los bloques subyacentes en el sur y este de la región Caribe .....	47
Figura 2.5. Modelos gravimétricos propuestos entre la placa Caribe y el cratón de Guayana.....	49
Figura 2.6. Modelos gravimétricos en la región occidental de Venezuela .....	51
Figura 2.7. Estilos de subducción propuestos a lo largo del CDCS.....	54
Figura 2.8. Mapa de la región meridional de la placa Caribe (Bloque de Bonaire)...	56
Figura 2.9. Modelo geológico en la región central de Venezuela.....	60
Figura 3.1. Modelos de deformación de las rocas de la corteza y su relación con las principales estructuras tectónicas .....	71
Figura 3.2. Flexión de la litósfera en una fosa oceánica debido a la fuerza de corte vertical aplicada .....	78

Figura 4.1. Distribución a nivel mundial de las fuentes usadas en el modelo gravitacional EGM-2008.....	87
Figura 4.2. Histograma de frecuencias de los datos gravimétricos.....	91
Figura 4.3. Histograma de frecuencias para grupo 1 y su curva Q-Q.....	94
Figura 4.4. Histograma de frecuencias para grupo 2 y su curva Q-Q.....	94
Figura 4.5. Histograma de frecuencias para grupo 3 y su curva Q-Q.....	95
Figura 4.6. Histograma de frecuencias para grupo 4 y su curva Q-Q.....	95
Figura 4.7. Diagrama de caja y bigotes para los grupos 1, 2, 3 y 4 .....	101
Figura 4.8. Distribución espacial de los cuatro grupos de ABC .....	102
Figura 4.9. Mapa de anomalías de Aire Libre (AAL) de la zona estudiada .....	105
Figura 4.10. Espectro de potencia promedio de la gravedad de la zona estudiada (obtenido de Oasis) .....	111
Figura 4.11. Rangos de longitudes de ondas con tendencia lineal.....	111
Figura 4.12. Secuencia de mapas de ABC de la zona estudiada.....	117
Figura 4.13. Comparación entre las señales de la ABC con ruido y ABC filtrada....	119
Figura 4.14. Mapa topográfico de la zona estudiada .....	128
Figura 4.15. Espectro de potencia promedio de las anomalías de Bouguer, para la zona estudiada .....	130
Figura 4.16. Rangos de longitudes de ondas con tendencia lineal.....	130
Figura 4.17. Secuencia de mapas de ABC regional.....	135
Figura 4.18. Mapa de anomalías residuales .....	136
Figura 4.19 Ubicación de los perfiles gravimétricos sobre los meridianos 67°W y 70°W.....	141
Figura 4.20. Modelo geodinámico para el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano en Falcón oriental.....	143
Figura 4.21. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 67°W .....	151

Figura 4.22. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción intermedia propuesto para el perfil 67°W .....	152
Figura. 4.23. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 70°W .....	159
Figura 4.24. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 70°W .....	160
Figura 4.25. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 70°W .....	161
Figura 5.1. Modelo de flexión para una densidad $\rho_l = 2,7 \text{ g/cm}^3$ y espesor elástico de 15 y 25 Km.....	168
Figura 5.2. Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 Km y densidad $\rho_l = 1 \text{ g/cm}^3$ y $3 \text{ g/cm}^3$ .....	168
Figura 5.3. Flujograma del algoritmo del programa de modelaje de flexión.....	172
Figura 5.4. Ubicación de los perfiles flexurales en los meridianos 70°W y 67°W ..	178
Figura 5.5. Modelo flexural de la placa Caribe con un espesor elástico de 10 Km, en el perfil 67°W .....	180
Figura 5.6. Modelo flexural de la placa Caribe con un espesor elástico de 15 Km, en el perfil 67°W .....	181
Figura 5.7. Modelo flexural de la placa Caribe con un espesor elástico de 20 Km, en el perfil 67°W .....	181
Figura 5.8. Modelo flexural de la placa Caribe con un espesor elástico de 18 Km, en el perfil 67°W .....	183
Figura 5.9. Modelo flexural de la placa Caribe con un espesor elástico de 10 Km, en el perfil 70°W .....	185
Figura 5.10. Modelo flexural de la placa Caribe con un espesor elástico de 15 Km, en el perfil 70°W .....	186
Figura 5.11. Modelo flexural de la placa Caribe con un espesor elástico de 20 Km, en el perfil 70°W .....	186
Figura 5.12. Gráfico Log-Log la edad de la placa al momento de ser cargada contra la rigidez flexural .....	193

## LISTA DE TABLAS

	Pág
Tabla 4.1. Resumen estadístico de los cuatro (4) grupos definidos por el análisis de conglomerados de k medias .....	93
Tabla 4.2. Características generales de la distribución de los datos en la zona estudiada.....	103
Tabla 4.3. Resumen del análisis espectral de los datos gravimétricos.....	113
Tabla 4.4. Resumen del análisis espectral de los datos de anomalías de Bouguer Completa (ABc) .....	132
Tabla 4.5. Valores de densidad de los cuerpos para los modelos gravimétricos bidimensionales propuestos .....	142
Tabla 5.1. Parámetros de entrada necesarios para realizar el modelado por flexión .....	176
Tabla 5.2. Límite y espesor elástico de cada uno de los modelos de flexión realizados .....	179
Tabla 5.3. Valores de los parámetros necesarios para calcular la rigidez flexural ..	191
Tabla 5.4. Datos y resultados para el cálculo de la rigidez de flexión y la edad de la placa al momento de ser cargada .....	194

# CAPÍTULO I

## 1.1 INTRODUCCIÓN

Durante los últimos 50 años la placa Caribe ha sido objeto de muchos estudios, los cuales han tenido como propósito describir su origen, evolución y características (e.g., Silver *et al.*, 1975; Burke *et al.*, 1978; Pindell y Dewey 1982; Burke *et al.*, 1984; Duncan y Hargraves 1984; Bouysse *et al.*, 1990; Pindell y Barrett 1990; Stephan *et al.*, 1990; Meschede y Frisch 1998; Bird *et al.*, 1999; Bachmann, 2001; Giunta *et al.*, 2003a; James, 2005a,b; Giunta y Orioli, 2011). De acuerdo a estos estudios, y con base en datos de geología, sismicidad, gravimetría, magnetometría, geoquímica, GPS, geocronológica, entre otros; esta placa posee características estratigráficas, estructurales y tectónicas complejas, las cuales le confieren una especial diferencia con respecto a otras placas oceánicas típicas en el mundo. Además de esto, la placa Caribe está ubicada en una posición geotectónica particular, interactuando constantemente con sus contiguas placas (Nazca, Cocos, Norteamérica y Suramérica).

Es condición necesaria para comprobar el límite real entre un par de placas, que se registre sismicidad profunda (hasta el manto litosférico), ya que de esta manera se comprueba la existencia de un inmenso plano de ruptura que divide a un par de placas tectónicas a partir de un límite, donde dichas placas generalmente poseen reologías diferentes. La placa Caribe cuenta con dos límites tectónicos claramente identificados mediante la sismicidad profunda; tal es el caso del límite oeste donde existe una subducción de la placa de Cocos bajo esta placa (e.g., Case *et al.*, 1984; Donnelly, 1994; Mann *et al.*, 1990; Meschede y Frisch, 1998). Otro de los límites se encuentra al este, a lo largo de las Antillas Menores extendiéndose hasta la porción oriental de la Península de Paria, donde la sismicidad aumenta y forma grupos de hipocentros que definen una zona de subducción con buzamiento al oeste (Bouysse, 1984; Bouysse *et al.*, 1990). Por el contrario, los límites tectónicos en los bordes norte y sur (interacción con las placas norteamericana y suramericana respectivamente) no están definidos con claridad y existe debate acerca de su ubicación exacta y características. En el caso del límite sur de la placa Caribe se sugiere como límite real el sistema de

fallas transcurrente dextral de rumbo E - W Boconó - San Sebastián - El Pilar (e.g., Molnar y Sykes, 1969), a lo largo de las cuales el Caribe se desplaza en sentido aproximado oeste - este con respecto a Suramérica a una tasa de  $20\pm 2$  mm/año (Pérez *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2001). Otras investigaciones proponen como límite sur de la placa Caribe la falla marginal o Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) (e.g., Rodríguez, 1986; Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008), al norte de las Antillas holandesas.

Esta deformación activa de 100 a 200 km de ancho según Audemard y Giraldo (1997) domina al norte de Venezuela, al sur de esta deformación se encuentra el Bloque de Bonaire (Silver *et al.*, 1975) el cual está siendo expulsado en dirección noreste (e.g., Freymuller *et al.*, 1993; Kellogge y Vega, 1995; Kaniuth *et al.*, 1999; Audemard *et al.*, 2005) causando el infracorrimiento de la placa Caribe por debajo de este bloque tectónico, generándose una subducción plana de vergencia sur. Duque-Caro (1978) propone que la subducción comenzó aproximadamente hace 10 Ma, mientras que Audemard (1993, 1998) sugiere entre 5 - 3 Ma.

A partir de amplios estudios por medio de la tomografía sísmica fue propuesto este deslizamiento flexural (e.g., Kellogg y Bonini, 1982; Van Der Hilst y Mann, 1994; Kellogg y Vega, 1995; Malavé y Suárez, 1995; Pérez *et al.*, 1997; Trenkamp *et al.*, 2002), en dirección sureste por debajo de la placa suramericana (Antillas de Sotavento), alcanzando profundidades de hasta 150 - 170 km en las regiones adyacentes a la Cuenca de Maracaibo (Pérez *et al.*, 1997; Audemard *et al.*, 2005).

Sin embargo, los estudios que se han realizado en esta zona sobre el tema, no explican con claridad por qué la placa Caribe que subduce por debajo del Bloque de Bonaire lo hace con un bajo ángulo de subducción ( $<20^\circ$ ), como lo proponen algunos autores (e.g., Kellogg y Bonini, 1982; Orihuela y Cuevas, 1993), a pesar de que esta placa cuenta con diferentes esfuerzos verticales que son generados por cargas estáticas apreciables en la zona. Ejemplos de estas cargas son: el Bloque de Bonaire ubicado al sur de la falla marginal, las islas holandesas de Sotavento, algunas cuencas

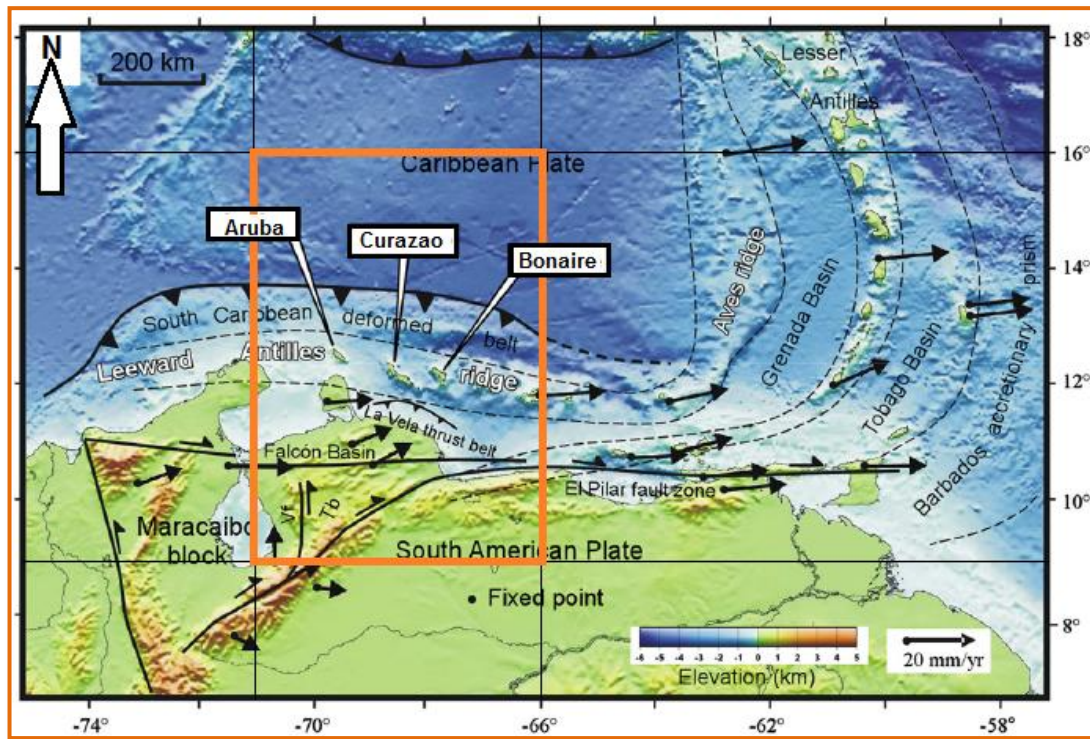


sedimentarias (Cuenca de Los Roques, Bonaire, Aruba y Curazao), el Ridge de Curazao y el prisma de acreción producto de la misma subducción. Más allá de la mera caracterización de la lámina en subducción, es menester atender la siguiente pregunta: ¿cómo es posible contar con una subducción de bajo ángulo, que por consecuencia genera una zona amagmática y con ausencia de sismicidad, a pesar de contar con importantes esfuerzos verticales y de momento, producto del tectonismo y la gravedad, que pudieran originar una respuesta flexural más proporcional a dichos esfuerzos, y por ende una subducción de mayor ángulo?.

La litósfera terrestre puede deformarse por flexión como respuesta a diferentes tipos de cargas supracorticales (por acumulación de sedimentos, estructuras volcánicas, glaciares, cargas producto del tectonismo, entre otras), debido a su rigidez flexural (e.g., Watts, 2001; Turcotte y Schubert, 2002). A pesar de esta aseveración, se ha demostrado en los trabajos de investigación sobre modelos flexurales (isostasia regional) realizados en Venezuela (e.g., Ughi *et al.*, 2004; Orellana, 2008; Garzón y Ughi, 2014) que las cargas supracorticales no son suficientes para reproducir la flexión litosférica, comprobando así la teoría de Karner (1982) donde explica que el factor dominante en la flexión de placas está controlado por las cargas intracorticales, por lo que las cargas supracorticales tendrán un efecto más restringido. Es por esta razón, que en los estudios flexurales antes mencionados, realizados en Venezuela, se consideraron cargas intracorticales (por ejemplo, adelgazamiento cortical) que lograron reproducir la deflexión litosférica de las zonas. En la zona del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), no se ha realizado ningún modelo de cargas que expliquen y reproduzcan el comportamiento isostático regional de la zona y por ende la formación de cuencas asociadas a la deflexión litosférica.

Es por todo lo anterior que en este trabajo de investigación se propone la realización de modelos flexurales con diferentes espesores elásticos efectivos, que serán definidos posteriormente, sobre los perfiles 67°W y 70°W (Figura 5.4), los cuales abarcarán, de norte a sur, la Cuenca de Venezuela, la estructura del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) y la parte más septentrional del Bloque de

Bonaire, específicamente hasta el mínimo gravimétrico ubicado al sur del CDCS. Estos modelos flexurales serán apoyados a partir de modelos gravimétricos (datos de entrada) que permitan evaluar el proceso de subducción de la placa Caribe en el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), contribuyendo al esclarecimiento de los mecanismos geodinámicos de interacción entre las placas Caribe y Suramérica.



**Figura 1.1.** Mapa topográfico-batimétrico del sureste de la placa Caribe donde se ubica la zona estudiada (ventana: latitud: 9°N - 16°N; longitud: 66°W - 71°W). Tb: Bloque de Trujillo; Vf: falla de Valera; vectores GPS recopilados de Pérez *et al.* (2001) y Trenkamp *et al.* (2002). Las líneas punteadas delimitan a las provincias tectónicas. (Modificado de Hippolyte y Mann, 2009).

La investigación brindará aportes importantes que contribuirán la explicación de la respuesta elástica de la placa Caribe como consecuencia de la aplicación de cargas supracorticales e intracorticales, la edad de las placas al momento de la aplicación de las cargas y en consecuencia su relación con la edad propuesta de la placa Caribe; además se cuantificará el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) y la rigidez de la placa

caribeña en los perfiles estudiados, que proporcionen la resistencia litosférica más adecuada para reproducir la deflexión vertical observada en la zona. Todos estos elementos permitirán suministrar información acerca del comportamiento presumiblemente atípico de la subducción u ofrecerán nuevas evidencias que direccionen hacia un tipo diferente de subducción.

Con el fin de dar respuestas a estos planteamientos, esta investigación tiene en primera instancia evaluar el proceso de subducción de la placa Caribe en el CDCS como respuesta elástica a la aplicación de cargas corticales, a través de la generación de modelos estructurales de la litósfera oceánica mediante el análisis de isostasia regional.

Para alcanzar este objetivo general es importante cumplir con las siguientes submetas:

(a) Definir la geometría de las cargas supracorticales que contribuyen a la deflexión cortical.

(b) Reproducir el comportamiento flexural de la placa Caribe, en función del espesor elástico efectivo y la rigidez de la litósfera.

(c) Calcular la amplitud (máxima profundidad) de la deflexión cortical que sufre la zona en la falla marginal surcaribeña producto de la fuerza de contorno y de los esfuerzos verticales generados por los diferentes tipos de cargas litosféricas.

(d) Estimar la edad de las placas, en los perfiles estudiados, al momento de la aplicación de las cargas en el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS).

Con el fin de comprender las expresiones geomorfológicas en la región estudiada, producto de la interacción entre las placas caribeña y suramericana, es indispensable describir y evaluar las condiciones reológicas e isostáticas de la litósfera oceánica del Caribe; particularmente, el hecho de conocer las características reológicas de la litósfera en la zona, permitirá evaluar el comportamiento mecánico de la capa

terrestre oceánica, capaz de transmitir esfuerzos a escala temporal geológica. Consecuentemente, se contribuirá en el aporte del modelo geofísico más plausible, que mejor se ajuste a la realidad estructural y de cargas que se observan en la falla marginal surcaribeña, para de esta manera, proporcionar la reproducción evolutiva temporal de las subsidencias (producto de la deflexión litosférica), que se corresponderá estrictamente con la realidad.

Representa esto un aporte importante para la industria petrolera, ya que se podrá disponer de información ventajosa que pudiera permitir inferir la ubicación de posibles yacimientos en la región costa afuera del Caribe, donde pueden darse condiciones necesarias para la formación de hidrocarburos. Adicionalmente esta investigación cobra importancia en el campo de la geodinámica, esto es así, porque se logrará modelar el comportamiento mecánico en el sur de la placa oceánica del Caribe como respuesta a la aplicación de diferentes tipos de cargas en el arco deformado; para de esa manera brindar importantes aportes que ayudarán a comprender el tipo de subducción presente en la zona, la existencia o no de más de un estilo de subducción y además se podrá proporcionar evidencias que puedan darle peso al hecho de que se propone como límite norte de la placa suramericana a la falla marginal surcaribeña.

Finalmente, en esta investigación se podrá determinar la presencia de más de un período de carga, representando esto un gran avance geológico y geofísico que contribuirá a la configuración geodinámica, a lo largo del tiempo, del arco deformado del Caribe sur. Es importante la identificación, en la zona estudiada, de las cargas litosféricas superficiales y/o intracorticales responsables de la deflexión cortical como resultado de la compensación isostática, porque de esta manera se podrá justificar las respuestas gravimétricas observadas en la región y la presencia de cuencas asociadas a la flexión litosférica. Todos estos elementos dan razones sólidas para realizar un estudio de esta naturaleza en la estructura tectónica más destacada, desde el punto de vista geológico, ubicada en el sur de la placa Caribe.

## 1.2 PLACA TECTÓNICA DEL CARIBE: GENERALIDADES

La placa Caribe se sitúa aproximadamente entre las longitudes de 60°W y 90°W y entre las latitudes de 10°N y 20°N. Dentro del grupo de grandes placas litosféricas, la placa Caribe representa una de las de menor superficie (4.000.000 km<sup>2</sup> aproximadamente) (Giunta y Orioli, 2011), la misma presenta una forma aproximadamente rectangular que comprende al mar Caribe, Centroamérica y el borde norte de Suramérica, constituyendo una pequeña porción litosférica entre las placas de Norteamérica, Suramérica, Cocos y Nazca (Molnar y Sykes, 1969). Esta placa representa una región bastante compleja e intensamente deformada, debido a su posición geotectónica en la región caribeña. Ocupa una extensión de aproximadamente 3000 km en dirección E - W y 800 km en dirección N - S, entre Norteamérica y Suramérica (Bachmann, 2001).

Por simple inspección visual, en cualquier mapa de tectónica, es posible apreciar que la placa Caribe se encuentra envuelta por una serie de placas tectónicas que poseen reologías, dimensiones y dinámicas diferentes (Figura 1.2). Estas placas circundantes son las siguientes: placa Norteamérica (norte y noreste de la placa), placa Suramérica (al sur de la placa y en el océano Atlántico), Cocos y Nazca (al oeste de la placa). En base a datos de sismicidad, gravimetría, flexión litosférica, entre otros, los límites este y oeste de la placa Caribe están definidos con precisión, esto se debe a que estas zonas están representadas por zonas de subducción que alcanzan la astenosfera terrestre. Por otro lado, al norte (desde Guatemala hasta las Antillas Mayores) y al sur de la placa (en el norte de Venezuela), los límites corresponden a un sistema transpresivo sinestral y dextral respectivamente, y se extienden alrededor de 300 km. Sin embargo, estos límites, en especial el ubicado al sur, no tienen una delimitación concluyente con respecto a su placa contigua, es decir, no se comprueba la existencia de un plano de ruptura (que llegue hasta la astenósfera) que represente un límite plausible entre las placas.

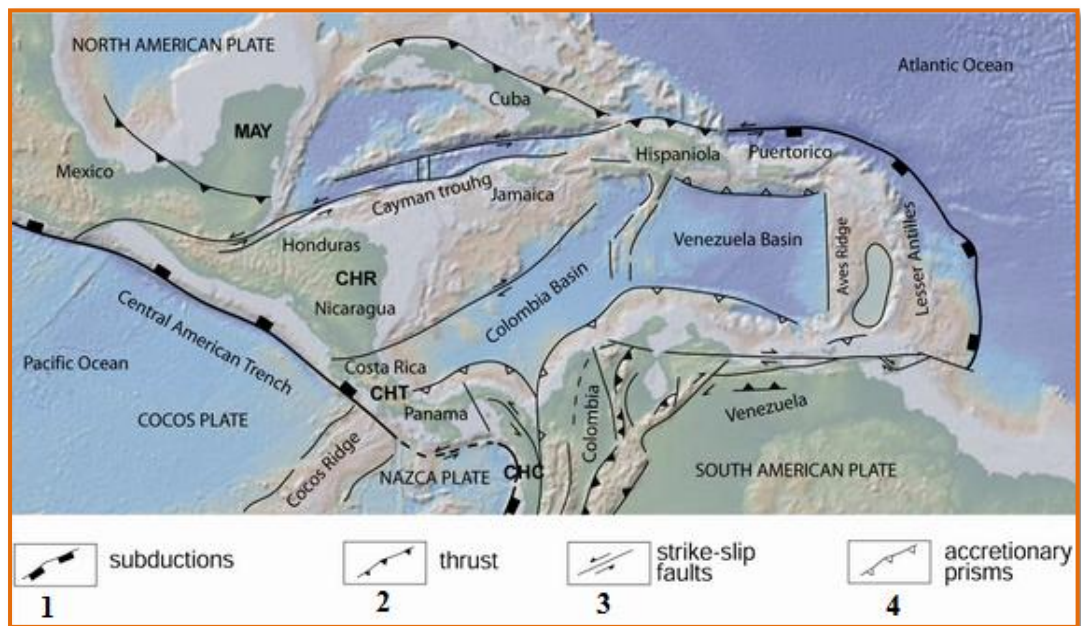
Según las investigaciones de Speed *et al.* (1991) la posición y la cinemática de los límites entre las placas Suramérica - Caribe y Norteamérica - Caribe son inciertas, principalmente en el norte de Venezuela, donde la complejidad y la incertidumbre a la hora de delimitar márgenes entre corteza oceánica (placa Caribe) y corteza continental es mayor (placa suramericana). Esta es una de las razones por las cuales el límite sur no está definido con claridad y existen disyuntivas acerca del límite más plausible.

Además de las dificultades que existen a la hora de considerar los límites norte y sur de la placa Caribe y a pesar de los numerosos estudios geológicos y geofísicos que se han realizado en la región para intentar dirimir las diferencias, existen discrepancias acerca de la evolución geodinámica de la placa Caribe. Las dos corrientes de pensamientos que explican, a través de modelos y teorías, el origen de la placa Caribe, convergen en una aseveración, y es que, el evento que originó la inundación basáltica ocurrió durante el Mesozoico Tardío.

Un grupo de investigadores defiende la teoría del origen en el Pacífico (e.g., Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1994; Pindell y Kenann, 2001; Pindell *et al.*, 2005), donde se propone que la placa Caribe se formó en la región del Pacífico y luego fue desplazada hasta su posición actual entre las dos Américas. Un segundo grupo de investigadores proponen el origen *in situ* o intra Américas (e.g., Meschede, 1998; Meschede y Frisch 1998). Ambas teorías le dan interpretaciones un tanto distintas a los orígenes y formaciones de las diversas evidencias geomorfológicas y tectónicas que se observan en la región (Arcos de islas, complejos ofiolíticos, cuencas sedimentarias, etc).

Independientemente del origen de la placa Caribe, se han obtenido datos que evidencian características particulares de la misma. En primer lugar, estudios realizados en la región establecen que la constitución de la corteza caribeña es oceánica (Diebold *et al.*, 1981); sin embargo, existen estudios que comprueban un espesor inusual para una corteza de este tipo. En base a datos de refracción sísmica

(e.g., Edgar *et al.*, 1971; Diebold *et al.*, 1981) estos espesores anómalos detectados para el Caribe abarcan de los 10 a 15 km, esto le confiere a la corteza un espesor considerablemente más grueso que las típicas cortezas oceánicas del Pacífico, el Atlántico y otros océanos a escala mundial. Más específicamente las cortezas oceánicas típicas poseen un espesor litosférico de unos 5 km, lo que quiere decir que es un espesor bastante inusual (Edgar *et al.*, 1971)



**Figura 1.2.** Configuración actual de la placa Caribe. (1) Fosas y zonas de subducción; (2) pliegues frontales; (3) fallas rumbo - deslizantes; (4) prismas de acreción terciaria. CHC: Choco; MAY: Maya; CHT: Chortis. (Giunta y Orioli, 2011).

La placa del Caribe incluye bloques independientes que se desplazan a lo largo de la periferia de la misma, generalmente no poseen una raíz litosférica bien definida y algunos presentan como características resaltante un espesor anómalo, ejemplo de ello es el Bloque de Bonaire (corteza transicional), descrito por Silver *et al.* (1975), el cual representa una transición entre la placa Caribe y la placa Suramérica, limitados al norte y al sur por el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) y el sistema de

fallas Oca - Ancón - Morón - San Senastián. Cabe destacar que en esta investigación se realizarán modelos gravimétricos y flexurales en el límite norte del Bloque de Bonaire, es decir, entre el plató oceánico del Caribe y dicho bloque litosférico, con el fin de proporcionar evidencias que direccionen en la consideración de esta zona como límite real entre las placas Caribe y Suramérica.

De igual forma, la placa del Caribe está subdividida por regiones geomorfológicas, producto de su complejo tectonismo y evolución a través del tiempo. A continuación se mencionan las provincias geológicas más destacadas en la región del Caribe: (a) En el mar Caribe: Cuenca de Colombia, Alto de Beata y Cuenca de Venezuela; (b) En el este de la placa Caribe: Cuenca de Grenada, Alto de Aves, Antillas Menores y prisma de acreción de Barbados; (c) En el oeste de la placa Caribe: Alto de Nicaragua, Cuenca de Yucatán y la Fosa de Caimán y (d) norte de Suramérica: Sistema Montañoso del Caribe (en el norte de Venezuela), Cuenca de Bonaire, arco de islas de Sotavento, Antillas holandesas (que pertenecen a las islas de Sotavento), Alto de Curazao y el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS).

En otro orden de ideas, la placa Caribe se desplaza hacia el este a 1,4 - 2,2 cm/año con relación a Norteamérica (Jordan, 1975); sin embargo, en investigaciones más recientes hechas por Sykes *et al.* (1982), DeMets *et al.* (1990) y Deng y Sykes (1995) hay un rango de desplazamiento hacia el este, entre 1,2 - 4,0 cm/año. Además del notable movimiento hacia el este, la placa Caribe experimenta componentes en sus movimientos hacia el norte y sur de la región; en las investigaciones de Ushakov *et al.* (1979) se comprueba la existencia de dichas componentes y además fueron determinadas las magnitudes de las velocidades: entre 0,3 y 0,4 cm/año al norte y de 0,2 cm/año al sur, esto sugiere que la placa Caribe, en sus bordes septentrional y meridional, presenta movimientos traspresionales cuyos esfuerzos de mayor magnitud se encuentran en dirección E - W, paralelos a sus placas contiguas (norteamericana en la región septentrional y suramericana en la región meridional), mientras que los esfuerzos perpendiculares a las placas (componentes norte y sur) presenta menor magnitud. A pesar de esto, los esfuerzos con componentes transversales han



impulsado la formación de levantamientos orogénicos, sobrecorrimientos, infracorrimientos, entre otros. En el caso del límite meridional (Caribe - Suramérica), los esfuerzos en dirección sur han impulsado el emplazamiento de la Cordillera de la Costa y las napas occidentales y orientales de Venezuela.

### **1.3 ORIGEN Y EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA PLACA CARIBE**

Los investigadores han realizado una gran cantidad de estudios con el propósito de entender el origen y evolución de la placa Caribe. La mayoría de los autores convergen en que la fuente que generó la inundación basáltica del Caribe fue un punto caliente ubicado en un lugar desconocido, esta inundación tuvo lugar durante el Mesozoico Tardío. Las hipótesis divergen a la hora de brindar la ubicación de la placa Caribe para esa era geológica, es por ello que existe la necesidad de sintetizar los dos modelos geodinámicos más destacados que intentan explicar el origen y evolución de la placa Caribe.

La primera hipótesis es de carácter alóctono, se propone como posición inicial de la placa Caribe el océano del Pacífico, en el punto caliente de Galápagos, es decir, a una distancia aproximadamente de 4000 km de su posición actual, en este modelo se explica que la placa fue formada en el Mesozoico Tardío al desprenderse de la placa Farallón, seguido de un proceso de transporte tectónico extenso, con dirección relativa primero hacia el noreste y finalmente hacia el este, a expensas de la subducción al poniente de la litósfera oceánica del proto - Caribe, generada durante la separación de Norteamérica y Suramérica (e.g., Burke *et al.*, 1978; Pindell y Dewey, 1982; Burke *et al.*, 1984; Duncan y Hargraves, 1984; Pindell *et al.*, 1988; Ross y Scotese 1988; Pindell y Barrett, 1990; Ostos, 1990; Pindell y Kennan, 2001).

La segunda hipótesis es de carácter autóctono, propone el origen de la placa Caribe en una zona adyacente a la costa oeste de la placa suramericana, es decir, a una

distancia de aproximadamente de 1000 km de su posición actual. En este modelo intra Américas o *in situ* se plantea que la litósfera caribeña fue parte de la placa Farallón y una vez que se transformó en meseta oceánica, resultó refractaria al proceso de subducción al que estaba sometida su placa nodriza, de tal forma que el escudo o meseta oceánica invirtió la polaridad de subducción, con lo cual se inició su transporte tectónico hacia la zona entre las placas Norteamérica y Suramérica, con dirección relativa primero hacia el norte, después hacia noreste y finalmente hacia el este como ocurre actualmente (e.g., Le Pichon, 1968; Donnelly, 1989; Donnelly, 1990; Frisch *et al.*, 1992; Meschede *et al.*, 1997; Meschede y Frisch, 1998; Guinta *et al.*, 2002; James, 2005a,b).

Expuesto lo anterior se puede decir que ambos modelos no solamente convergen en la edad de formación de la placa, sino también en que proviene del oeste, desplazándose hacia las Américas. Con respecto a la edad geológica del proceso evolutivo se converge hasta el Jurásico Tardío, edad geológica a partir de la cual las hipótesis toman rumbos diferentes. El modelo de Meschede (1998) (modelo intra Américas) toma como inicio el modelo paleogeográfico de Pindell y Barret (1990) (modelo del Pacífico); sin embargo, a partir del Jurásico toman rumbos totalmente diferentes. Estas diferencias son las ideas encontradas que no permiten unanimidad en la evolución de esta placa, lo cual proporciona problemas al momento de entender su dinámica, comportamiento e interacción. La teoría de origen Pacífico (Pindell y Barret, 1990), en principio, propone que la placa Caribe se originó en el punto caliente de Galápagos; sin embargo, existe un problema a la hora de calcular la distancia que habría recorrido la placa hasta su posición actual (de acuerdo a los criterios de la teoría *in situ*). Bachmann (2001) argumenta que si la placa Caribe, desde el Mesozoico Tardío hasta la actualidad, hubiese recorrido 4000 km, tendría que haberlo hecho con una velocidad de 25 cm/año para poder alcanzar la posición actual, lo cual resulta, según Bachmann (2001), una tasa de movimiento irreal para una placa, además de esto, esta velocidad duplicaría la que tenía la placa Farallón antes de dividirse (durante el Oligoceno Tardío) en las placas Cocos y Nazca. Ésta es

una de las razones por las cuales el modelo de origen Pacífico es totalmente inconsistente con el modelo geodinámico intra Américas de Meschede (1998).

### **1.3.1 Modelo de origen Pacífico (Caribe alóctono)**

Para observar mejor la evolución de este modelo, se presenta la reconstrucción de los eventos ocurridos por edad geológica:

a) Triásico - Jurásico: durante este período ocurre la extensión jurásica de Pangea occidental (Jurásico Temprano). El noroeste de Suramérica cubrió las posiciones actuales de las zonas sur y central de México, es por esta razón que dichas zonas se encuentran actualmente desplazadas hacia el noroeste. La separación de las Américas para esta época se originó debido a un proceso de rifting. Esta apertura fue un proceso determinante para la creación del borde septentrional de la nueva placa suramericana, formando el margen pasivo durante los períodos que van desde el Jurásico Tardío al Cretáceo Temprano. La expansión de la corteza entre las Américas fue determinante para la formación de la gran cuenca evaporítica del Golfo de México (Pindell y Dewey, 1982). Luego de la apertura del Atlántico y el progreso de la extensión en el Golfo de México durante el Bathoniense (Jurásico Medio, hace 168 Ma) ocurrió una rotación en sentido antihorario aproximada de 18°.

A partir del Oxfordiense (comienzos del Jurásico Tardío, hace 161 Ma), se inicia un momento de divergencia, en sentido sureste, entre África, Suramérica y Norteamérica por la rotación de Yucatán. El estiramiento de la corteza había alcanzado el punto donde la corteza oceánica comenzó a formar el golfo evaporítico y las cuencas del proto - Caribe. Para finales del Oxfordiense, el modelo indica que la corteza oceánica debería estar presente al este de las fallas transformantes existentes, estas fallas actualmente están ocupadas por la Cuenca de Veracruz (Pindell y Kennan, 2001).

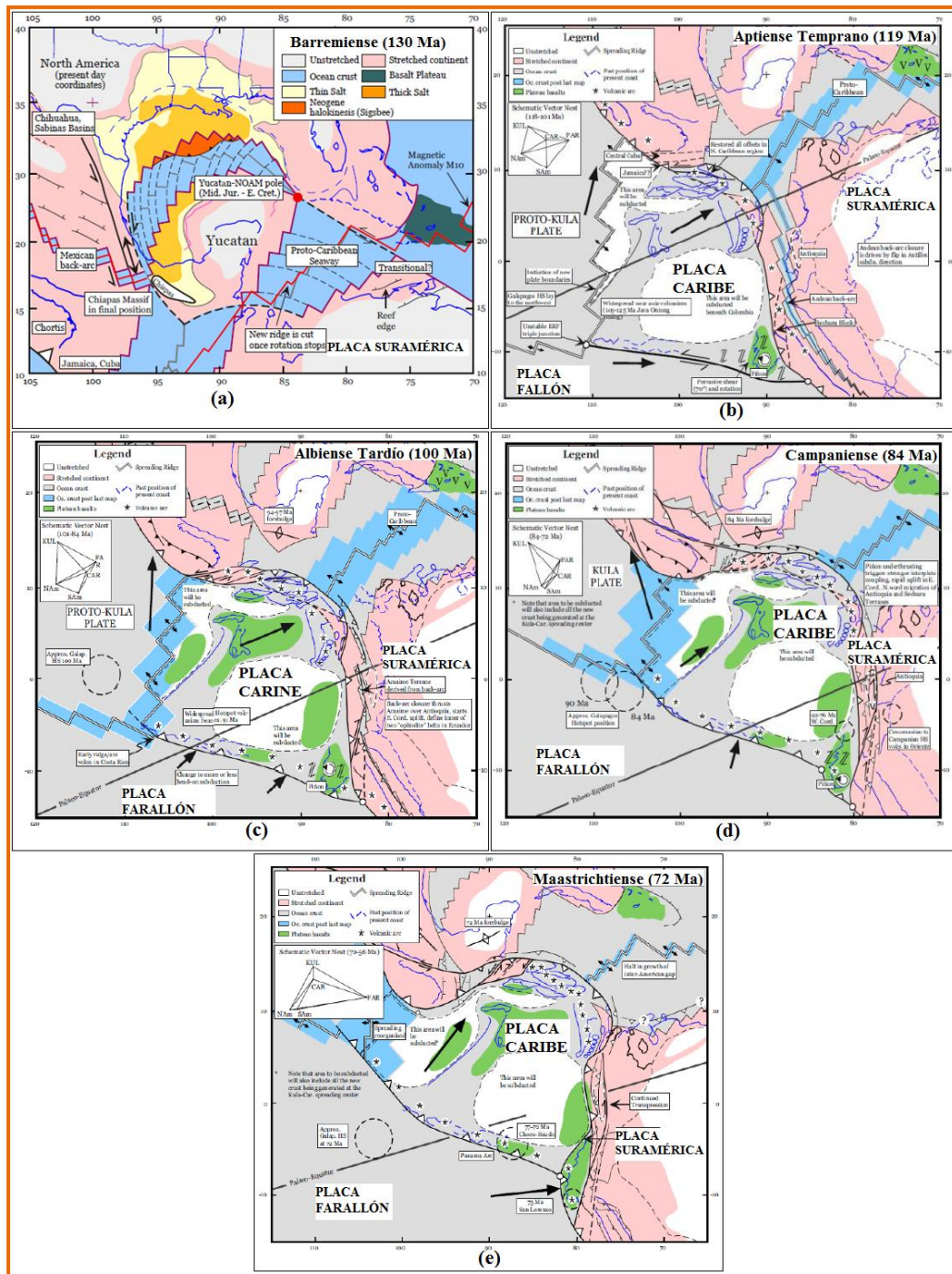
b) Cretácico: durante el Cretácico Temprano, Norteamérica ya se había alejado lo suficiente de Suramérica para que Yucatán ocupara su posición final, el fin de la rotación de la futura Península de Yucatán pudo haber permitido una simple y ligera reorganización del sistema de extensión del proto - Caribe para conectar el retroarco de Colombia y Los Andes con el sistema de extensión del Atlántico (Pindell y Kennan, 2001).

Pindell y Barret (1990) sugieren que durante el Barremiense (Cretácico Temprano, hace 130 Ma) (Figura 1.3a), ya Suramérica se encontraba lo suficientemente separada de su vecino Norteamérica, como para que el Bloque de Yucatán se ubicara en la posición de la actualidad, en este período se produce una pluma mantelar que afecta al proto - Caribe. A medida que transcurre el Cretácico Temprano Suramérica continúa desprendiéndose del continente de África, abriéndose de esta manera el Atlántico sur, lo cual obligó un cambio sensible en la geodinámica de las placas, como consecuencia se generan condiciones para zonas de subducción. Finalmente, la placa Caribe va teniendo mayor libertad y se dirige al noreste, causando finalmente, el proceso de subducción en el noreste de la región (actuales Antillas Mayores).

Durante el Aptiense (Cretácico Temprano, hace 119 Ma) (Figura 1.3b), la placa Caribe juega un papel determinante, esto se debe a que la misma comienza a diferenciarse de la placa Farallón. Una de las pruebas de esta aseveración es el desarrollo del sistema de arcos intra - oceánicos que se extienden desde Costa Rica hasta Ecuador. Pindell y Barret (1990) sugieren la inversión de la polaridad, para el Aptiense, de la subducción en la zona entre Norteamérica y Suramérica, lo cual es fundamental para que la placa Caribe pueda entrar entre las dos Américas, e irse desplazando hasta ocupar su posición actual. La causa de esta inversión es la aceleración de la expansión en la dorsal oceánica Atlántica. El Aptiense fue la última edad geológica donde las placas Suramérica y África estuvieron juntas (Pindell y Kennan, 2001).

El engrosamiento de la corteza de la placa Caribe se acentúa desde el Turoniense (94 Ma) hasta el Maastrichtiense (72 Ma), debido a un vulcanismo significativo y esporádico, como resultado de puntos calientes alrededor de la placa Caribe (Pindell y Kennan, 2001). Éste es una de los puntos débiles que evidencia la hipótesis de origen en el Pacífico, ya que el grueso del material ígneo que da origen al plató basáltico no es proveniente del punto caliente de Galápagos y aunque en ese período hubiese estado activo el punto caliente la posición del foco estaría muy al oeste de la placa.

Durante el Campaniense Temprano (Cretácico Tardío, hace 84 Ma) (Figura 1.3d), la tasa de expansión del proto - Caribe comenzó a caer rápidamente, y esto produjo que el borde de Suramérica y el Caribe fuese más compresivo. Desde el Albiense (100 Ma) hasta el Maastrichtiense (72 Ma) (Figura 1.3e), las Américas no experimentaron un desplazamiento importante, permitiendo la depositación de material sedimentario y el establecimiento de un margen pasivo al norte de Suramérica (Pindell y Kennan, 2001).



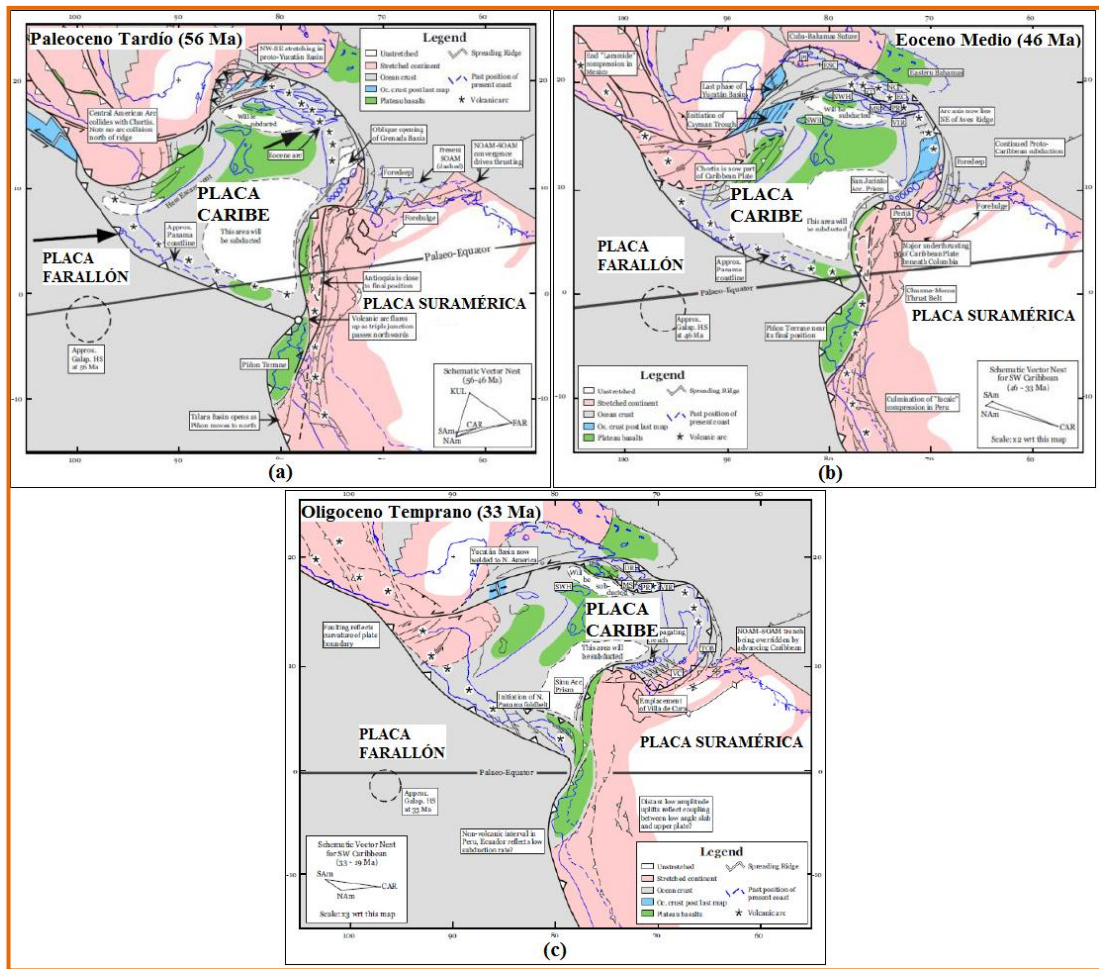
**Figura 1.3.** Reconstrucción paleogeográfica y evolución cinemática de la placa Caribe durante el período Cretácico, modelo origen Pacífico. (a) Cretácico Temprano (Barremiense); (b) Cretácico Temprano (Aptiense Temprano); (c) Cretácico Medio (Albiense Tardío); (d) Cretácico Tardío (Campaniense); (e) Cretácico Tardío (Maastrichtiense). (Modificado de Pindell y Kennan, 2001).

c) Paleoceno: a principios del Paleoceno (hace 65 Ma) (Figura 1.4a) avanza simultáneamente la deformación trampresional a lo largo del margen septentrional de Suramérica y la placa Caribe inicia su traslado relativamente hacia el este, además comienza la subducción bajo el margen pasivo del norte de Suramérica (Pindell y Barret, 1990). En esta etapa del modelo, continúa el movimiento de la placa Farallón hacia el noreste, generando esto una zona de subducción al oeste del Arco de Costa Rica y Panamá (Ross y Scotese, 1988). Progresivamente se genera el levantamiento de la Serranía del Interior en el oriente de Venezuela, como resultado del apoyo flexural de la corteza de Suramérica ante la subducción al norte de Venezuela.

d) Eoceno: durante el Eoceno (Figura 1.4b), el margen continental del norte de Suramérica sufre importantes deformaciones debido al régimen compresivo causado por la interacción con la placa Caribe, de allí se formaron las Napas al sur del Caribe, sobre el continente suramericano (Belizzia y Dengo, 1990).

e) Oligoceno: durante el Oligoceno Tempano (hace 33 Ma) (Figura 1.4c), el movimiento de la placa Caribe continúa hacia el este, lo que crea una colisión diacrónica con el margen continental del norte de Venezuela. Esto implicaría que la placa Caribe subduce casi horizontalmente a la placa Suramérica al noroeste de Venezuela (región occidental), lo que produce el deslizamiento flexural (subducción) del *slab* plano bajo el Bloque de Maracaibo. Esta configuración se mantiene hasta el Mioceno, en el que hay un cambio en el movimiento relativo de la placa Caribe, causando un régimen transtensional al sureste de esta placa.





**Figura 1.4.** Reconstrucción paleogeográfica y evolución cinemática de la placa Caribe durante el período Paleógeno, modelo origen Pacífico. (a) Paleógeno Tardío; (b) Eoceno Medio; (c) Oligoceno Temprano. (Pindell y Kennan, 2001).

f) Mioceno: hace 23 Ma (Mioceno Temprano) se produjo la separación definitiva de la placa Farallón, como resultado de la subducción de la misma hacia el noreste por debajo de la placa norteamericana y al sureste por debajo de la placa suramericana (Mann, 2007). Para este período Pindell y Kennan (2001) proponen el siguiente escenario: desde el Mioceno Temprano (hace 20 Ma), hasta el Mioceno Tardío (hace 9,5 Ma), aumenta la colisión entre Suramérica y el Caribe, desarrollándose el desplazamiento de tipo transpresivo dextral con las mismas características de la actualidad. Los esfuerzos que direccionan la colisión hacia el este



de la región, conllevan al plegamiento y cabalgamiento en la Serranía del Interior en el oriente de Venezuela, generando al mismo tiempo, la carga supracortical de la cuenca antepaís de Maturín. Asimismo, continúa la formación de las Antillas Menores en el este del Caribe producto de la subducción de la placa en el Atlántico.

### **1.3.2 Modelo de origen intra Américas (Caribe autóctono)**

El modelo geodinámico *in situ* (e.g., Donnelly, 1994; Meschede y Frisch, 1998; Bachmann, 2001; James, 2003a, Giunta *et al.*, 2006) tiene como planteamiento principal el origen de la placa Caribe entre las Américas (aproximadamente 1000 km de su posición actual). En contraposición al modelo Pacífico, el modelo *in situ* no vincula la formación del plató oceánico del Caribe con ningún punto caliente, por el contrario, la formación autóctona del engrosamiento de la corteza oceánica es relacionada con la apertura del Atlántico sur y un evento de superpluma del manto *in situ*. Los complejos ofiolíticos únicamente han arrojado edades (K - Ar) cretácicas, edades que Meschede y Frisch (1998) explican por la apertura de los relojes geocronológicos debida al recalentamiento propio del evento magmático de edad cretácica que conformó la meseta oceánica. Este fenómeno térmico también pudo haber borrado el registro paleolatitudinal original de la corteza oceánica del Caribe.

Se considera que la litósfera caribeña se formó durante la separación de las placas de Norteamérica y Suramérica, durante el período Jurásico Tardío - Cretácico Temprano. Meschede y Frisch (1998) avalan su interpretación con la firma geoquímica y la edad de los complejos ofiolíticos que bordean al suroeste a la placa del Caribe; dichas ofiolitas incluyen rocas sedimentarias con radiolarios de edad Jurásico Tardío.

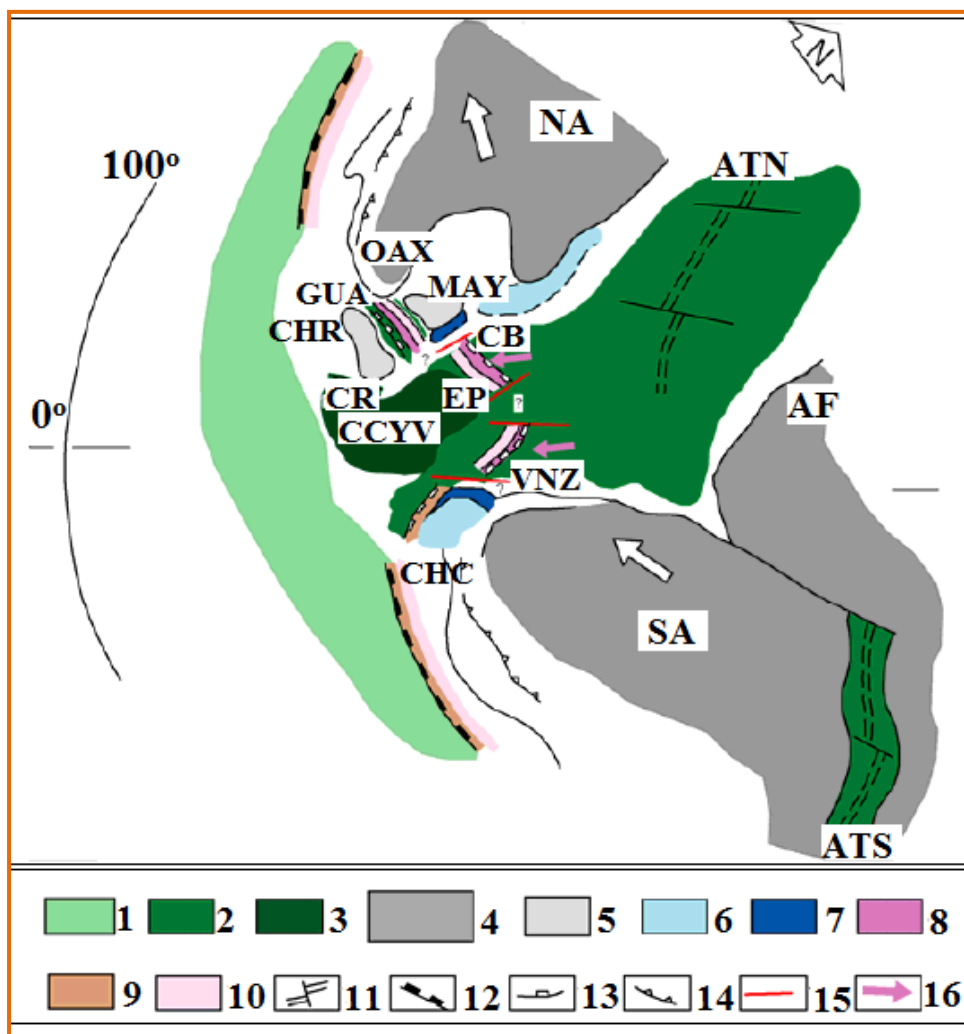
Durante el Jurásico Temprano (hace 200 Ma), se propone la ruptura de Pangea, mientras que para el Jurásico Medio se plantea el comienzo de las rupturas de las Américas (Bachmann, 2001). El eje de expansión oceánica comienza entre Yucatán y

Norteamérica y dicha expansión tiene una continuación hacia la placa Farallón - Phoenix; esta aseveración está sustentada en base a datos de anomalías magnéticas observadas por Ghosch *et al.* (1984) en la Cuenca de Venezuela. En este modelo se asume que el complejo Nicoya se encuentra localizado en el eje de producción de material entre Norteamérica y Suramérica (Meschede y Frisch, 1998). Durante el Jurásico Tardío, Giunta y Orioli (2011) proponen la formación del océano proto-Caribe, que corresponde a las unidades de suelo marino, debido a los múltiples centros de expansión durante el Jurásico y Cretácico Temprano.

Una de las razones por las cuales el modelo intra América cuestiona al modelo de origen Pacífico, es porque las edades de los basaltos más antiguos, encontrados hasta ahora, ubicados en los Galápagos, datan una edad aproximada del Mioceno (hace 20 Ma); sin embargo, las ofiolitas más jóvenes de Centroamérica fueron formadas durante el Cretácico Tardío (hace 100 Ma) como lo sugiere Meschede (1998) en el modelo *in situ*.

El Albiense (Cretácico Medio, hace 110 Ma) (Figura 1.5), también fue protagonista de la formación del arco de islas que constituirán las Antillas Mayores, así como también el arco de islas de Puerto Rico y Panamá por la subducción de la placa Farallón por debajo de la corteza proto - Caribe (Meschede y Frisch, 1998). Desde el Albiense hasta el Santoniense, aunque probablemente hasta el Campaniense, ocurre el engrosamiento anormal de la placa Caribe (15 - 20 km) (Burke *et al.*, 1978).

Durante el Santoniense (Cretácico Tardío, hace 86 Ma) (Figura 1.5), el movimiento relativo entre la placa Norteamérica y la placa Suramérica es prácticamente nulo (debido al movimiento relativo entre las placas Norteamérica - Europa y Suramérica - África), deteniéndose así la expansión proto - Caribe (Meschede, 1998).



**Figura 1.5.** Reconstrucción paleogeográfica y evolución cinemática de la placa Caribe durante el período Cretácico Medio - Tardío. Modelo origen intra Américas. NA: placa Norteamérica; SA: placa Suramérica; AF: placa de África; ATN: Atlántico norte; ATS: Atlántico sur; OAX: Oaxaca; MAY: Maya; CHR: bloque Chortis, CR: Costa Rica; GUA: Guatemala; CHC: Choco; CB: Cuba; EP: La Española; VNZ: Venezuela; CCYV: Cuenca de Colombia y Venezuela. (1) corteza oceánica de la placa Farallón; (2) corteza oceánica proto - Caribe - Atlántico; (3) corteza oceánica proto - Caribe sometida al engrosamiento; (4) placas Norteamérica, Suramérica y africana; (5) bloques continentales menores; (6) márgenes continentales (Bahamas y la Cordillera de la Costa en Venezuela); (7) márgenes continentales deformados; (8) arco volcánico con secuencias plutónicas (unidad Mabujina en Cuba, y la unidad de Villa de Cura al noroccidente de Venezuela); (9) rocas ofiolíticas (Unidad de la franja costera en Venezuela); (10) arco volcánico (unidades cretácicas Dos Hermanas en Venezuela); (11) Centros de expansión oceánicas; (12) subducción de la litósfera oceánica Farallón - Pacífico; (13) subducción intra - oceánica en el área del Caribe; (14) frentes de cabalgamientos principales; (15) frontera libre; (16) dirección de subducción. (Modificado de Giunta *et al.*, 2002b).

Meschede (1998) cuestiona de gran manera la hipótesis del origen en el Pacífico durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío, hace 75 Ma), esto se debe a que en este modelo, y para ese tiempo, la placa Caribe se encontraba al oeste de las Américas y constreñida por ellas (hace 72 Ma), por otro lado, el punto caliente de Galápagos se encontraba mucho más alejado en la misma dirección (oeste), por lo que parece imposible que el horizonte entre las Américas fuese emplazado en el Cretáceo justamente cuando el proto - Caribe estaba pasando sobre dicho punto caliente, es decir, no se puede ubicar la placa Caribe en dos lugares diferentes al mismo tiempo.

A partir del Paleoceno (hace 65 Ma) (Figura 1.9), la subducción del Atlántico en el borde este de la placa Caribe forma el alto batimétrico de Aves, además en el noroeste de Venezuela comienza el emplazamiento de las Napas de Lara, afectando en primer lugar al borde suroeste y luego al sureste de la placa Caribe. Entre el Paleoceno y el Eoceno se produce el desplazamiento de las nuevas Antillas Menores hacia el este, produciendo la depresión de la Cuenca de Grenada, separándose así las islas submarinas de Aves y el Arco de las Antillas Menores (Meschede y Frisch, 1998). También se propone una rotación en sentido horario de la placa Caribe como resultado de la colisión al noroeste del cratón suramericano (Audemard, 1995).

Durante el Eoceno Medio (hace 56 Ma), se presenta una convergencia entre las Américas (Pindell y Kennan, 2001), lo que genera un aceleración del movimiento de la placa Caribe, por la fuerza de momento que se experimenta en los deslizamientos flexurales. Durante el período Oligoceno - Mioceno Temprano, se genera la división de la placa Farallón, formando las placas de Nazca y Cocos, la primera se mueve en dirección noreste y la segunda en dirección este (Meschede y Frisch, 1998).

Durante el Mioceno Temprano - Medio (hace 20 Ma) aparece el sistema de fallas rumbo deslizantes dextral que representa el régimen frágil por la apertura del piso oceánico. También aparece el sistema de fallas Oca - San Sebastián - El Pilar, el cual representa el contacto tectónica entre el Bloque de Bonaire y la placa suramericana (e.g., Rodríguez, 1986; Garzón y Ughi, 2008).

En los trabajos de uno de los defensores del modelo origen intra Américas (Bachmann, 2001) propone que desde el Cretácico Tardío las Américas se están desplazando en dirección oeste. La placa Caribe presenta también este sentido en su movimiento; sin embargo, lo hace con una velocidad menor con respecto a sus contiguas placas, dando como resultado un movimiento relativo hacia el este con respecto a las Américas.

Como bien fue descrito anteriormente, los modelos que explican la historia evolutiva de la placa Caribe convergen en la idea de que la misma fue creada desde el Mesozoico, de igual forma, a partir de esta era geológica la placa se encontraba en movimiento, por otra parte se converge en que esta placa ha venido siendo influenciada directamente por la mecánica de sus contiguas placas: Farallón (en un principio), Norteamérica, Suramérica, Nazca y Cocos (formadas estas dos últimas por la división de la placa Farallón en el Oligoceno Tardío), otro de los acuerdos que existe entre ambas teorías es que la placa Caribe presenta espesores anómalos que pueden variar entre 10 y 15 km (Burke *et al.*, 1978) (en el plató oceánico, al norte del CDCS), además se concuerda en que este espesor anómalo fue generado por una actividad termal anómala en la base de la corteza; sin embargo, tal y como fue descrito anteriormente las diferencias son la ubicación y en el tipo de actividad anómala termal.

Las hipótesis más aceptadas (origen Pacífico e intra Américas) explican que la placa Caribe viene interaccionando y desplazándose desde el este de su posición actual. No obstante, existen discrepancias en cuanto a la distancia que ha venido recorriendo hasta la actualidad. Pruebas geológicas y geofísicas respaldan ambas hipótesis (origen Pacífico e intra Américas), en contraposición, existen grupos escépticos a dichos planteamientos, estos grupos destacan evidencias que se convierten en notables puntos débiles en contra de las hipótesis, impidiendo, que sean aceptadas unánimemente por la comunidad geocientífica.

Los modelos geodinámicos antes mencionados, resultan ser tan duramente cuestionados, que actualmente fue propuesta una hipótesis que plantea un origen totalmente opuesto a los acostumbrados hasta el momento, esta hipótesis, en base a datos de paleomagnetismo, explica que la placa Caribe se originó en el Atlántico (Orihuela, 2012).

## **1.4 PLATÓ OCEÁNICO DEL CARIBE**

La meseta oceánica del Caribe está comprendida por las Cuencas de Venezuela y Colombia, forma el núcleo central en la región oriental de la placa Caribe, este núcleo central está rodeado por las crestas elevadas del Gran Arco del Caribe (Antillas Mayores, Antillas Menores y Antillas holandesas de Sotavento) (e.g., Burke *et al.*, 1978; Diebold y Driscoll, 1999). La meseta oceánica del Caribe presenta un espesor anómalo (15 a 20 km) duplicando el espesor de las cortezas oceánicas típicas; basados en la edad de los fragmentos, del plató oceánico, cabalgados en los márgenes de la placa Caribe (norte y sur) se ha determinado que esta meseta se desarrolló durante el Cretácico Tardío (92 - 88 Ma) (e.g., Diebold y Driscoll 1999; Kerr *et al.*, 2003).

### **1.4.1 Cuenca de Venezuela**

La Cuenca de Venezuela representa la cuenca más profunda y más larga de la región, está ubicada prácticamente en el centro de la placa Caribe, limitada al norte por la Garganta de Muertos, al sur por el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), al este por el promontorio de Aves y al oeste por el Alto de Beata. Asimismo se cree que se trata de una cuenca antepaís directamente asociada con la costa transpresional al norte de Venezuela (Donnelly, 1994).

La Cuenca de Venezuela es considerada una de las estructuras más estudiadas y más simples de la región del Caribe, en pro de comprender su origen y características, esta cuenca ha sido objeto de muchos estudios geofísicos, además de haber sido perforada en distintos lugares durante el proyecto DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) (Edgar *et al.*, 1973). En dicho proyecto se realizaron los siguientes hallazgos: se identificaron un par de reflectores bastantes eficientes, los cuales fueron llamados horizonte “A” y horizonte “B”; el horizonte “A” se correlaciona con la interface entre sedimentos poco consolidados de edad Eoceno - Mioceno y sedimentos consolidados de edad Paleoceno - Eoceno. Mientras que el horizonte “B” fue correlacionado con la capa superior de un gran plató basáltico oceánico de edad Cretácico Medio (e.g., Diebold *et al.*, 1981; Holcombe *et al.*, 1990; Donnelly, 1994). Durante el DSDP fue hallado el horizonte del plató basáltico entre 0,5 a 1 km de profundidad; además, fue correlacionado a través de la perforación.

La profundidad promedio que Donnelly (1994) sugiere para la Cuenca de Venezuela está comprendida entre 4 y 5 km. Notando que la cuenca es menos profunda en el centro y oeste, y a los bordes norte y sur (Garganta de Los Muertos y planicie venezolana, respectivamente) les confiere un espesor más cercano al valor promedio. En esta investigación también se destaca que la estructura del graben de Beata presenta una cara oriental somera y menos empinada (límite Cuenca de Venezuela).

# CAPÍTULO II



## 2.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL MARGEN CARIBE-SURAMÉRICA

El proceso evolutivo del borde sur de la placa Caribe está directamente vinculado al choque diacrónico entre el plató o meseta oceánica del Caribe y el margen septentrional de la plataforma continental suramericana. James (2005b) en su modelo *in situ* de la placa Caribe propone que la colisión entre el plató oceánico del Caribe y la zona más noroccidental de Suramérica ocurrió en el Maastrichtiense (finales del Cretácico), provocando además, la rotación horaria del Gran Arco del Caribe. Esta estimación concuerda con las propuesta por Giunta *et al.* (2003a) y Audemard (2009) quienes sugieren que la colisión oblicua entre ambas placas comienza desde el período Cretácico Tardío - Paleoceno (hace 65 Ma).

El contacto directo entre las placas Caribe y Suramérica ha sido el mayor responsable de la formación de gran parte de las estructuras geológicas que se extienden en la franja norte de Venezuela, es por esta razón que existe una vinculación directa entre la evolución geodinámica de la placa Caribe y las estructuras tectónicas de Venezuela. Si no se comprende el contexto regional sobre el comportamiento de las placas litosféricas Caribe - Suramérica resultaría casi imposible dar una explicación satisfactoria sobre el origen, evolución y características de algunas estructuras a menor escala que se encuentran al norte de Venezuela. Particularmente esta investigación centrará su atención en el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), límite más plausible para el borde sur de la placa Caribe (e.g., Rodríguez, 1986; Bosch y Rodríguez, 1992; Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008). En este sentido, es necesario comprender la evolución geodinámica del límite Caribe-Suramérica, de modo idéntico, esta evolución debe basarse en un modelo de origen de la placa Caribe, para que cada evento diacrónico tenga sentido y se correlacione con las diferentes estructuras tectónicas de la región. En este caso, se explicará la evolución del límite sur de la placa Caribe, basado en el modelo de origen *in situ* o *intra* Américas (e.g., Giunta *et al.*, 2003a; James, 2005b).

Muchas discusiones se han suscitado entre los investigadores a la hora de abordar el contexto geodinámico en la interacción entre las placas Caribe y Suramérica. Sin embargo, algunas de las etapas evolutivas que rigen la concreción de este margen, son bien aceptadas por cuanto han venido respaldándose por las contribuciones de los estudios geofísicos que han venido integrándose a todo el análisis geodinámico.

Después de la evolución Cenozoica del proto - Caribe, Suramérica y Norteamérica, el borde meridional de la placa Caribe evolucionó en las siguientes etapas:

a) Cretácico Tardío - Paleoceno (65 Ma): durante este período el Gran Arco del Caribe estaba entrado entre las dos Américas, colisionando con los márgenes pasivos de Yucatán y Suramérica (Figura 2.1a). En el sur, la placa del Caribe se deslizaba alrededor del borde noroeste de la placa Suramérica, girando en sentido horario progresivamente hasta alcanzar el desplazamiento con dirección E - W. Diacrónicamente fue experimentando un acoplamiento con el norte del margen pasivo de América del sur. Este acoplamiento propuesto por Audemard (2009) continuó a lo largo de una dirección NW - SE hasta el Eoceno Tardío.

Hasta este período geológico la placa Caribe había experimentado una migración tranquila, luego este desplazamiento se redujo a una parada compleja contra las plataformas continentales de las Américas. El punto detonante de este evento geodinámico fue la inversión de la polaridad en la subducción de la placa Atlántica por debajo del proto - Caribe (a partir del Paleoceno - Eoceno), y a su vez este proceso fue el causal de la formación de la Cuenca de Grenada y la Dorsal de Aves, extendiéndose ambas al norte y sur (Audemard, 2009).

b) Paleoceno - Eoceno Temprano (60 - 50 Ma): en este período continuaba la ligera rotación horaria de la placa Caribe, a causa de la mayor velocidad de subducción que tenía la protoplaca en su parte más septentrional, y además en respuesta a la colisión a lo largo del margen noroeste de Suramérica. A partir de esta edad geológica se acentuó el choque oblicuo en el margen Caribe - Suramérica,

progresivamente y en dirección E - W se fueron generando en el norte de Venezuela estructuras de cabalgamientos, cuencas de tipo antepaís y subsidencias (Figura 2.1b). La componente predominante en el desplazamiento de la placa Caribe era hacia el este (Audemard, 2009).

c) Eoceno Medio (50 - 38 Ma): durante este período la colisión transpresiva continuó, junto con el progresivo acoplamiento de las placas Caribe - Suramérica (Figura 2.1c). Así mismo, un fragmento meridional del Gran Arco del Caribe junto a material de la actual Villa de Cura fueron empujadas hacia el centro - norte de Venezuela. Además, gracias a la misma tectónica y al cambio de los niveles del mar se formó el sistema *flysch* de Guárico y sus cabalgamientos hacia el sureste de Venezuela (Audemard, 2009).

d) Eoceno Tardío (38 - 35 Ma): durante este período las napas producto del cabalgamiento cortical comenzaron a emplazar material mantelar en la placa oceánica del Caribe (en el centro - norte de Venezuela). Además de esto, Audemard (2009) propone la propagación hacia el sur de la Cuenca de Grenada, alcanzando la Cuenca de Bonaire y la región oriental de Falcón (Figura 2.1d).

e) Oligoceno - Mioceno Temprano (35 - 17 Ma): Audemard (2009) propone que entre 23 - 15 Ma, la cuenca de Falcón fue invadida por basaltos el eje de dirección WSW - ENE. Además propone la disminución de las Cuencas de Grenada, de Bonaire y de Falcón debido al esfuerzo compresivo lateral que ofrece la placa Caribe. Las intensas deformaciones y cabalgamientos continúan a lo largo de la franja norte de Venezuela, lo que acentúa el emplazamiento del material pre - cortical por la litósfera rígida deformada. Estas cargas supracorticales junto a cargas secundarias (adelgazamiento cortical debido a los eventos de *rifting* que ocurrieron durante el Triásico - Jurásico) (eg., Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008), jugaron un papel preponderante para el desarrollo de la cuenca antepaís en el norte de Venezuela (Cuenca Oriental) y al norte del CDCS (Cuenca de Venezuela).

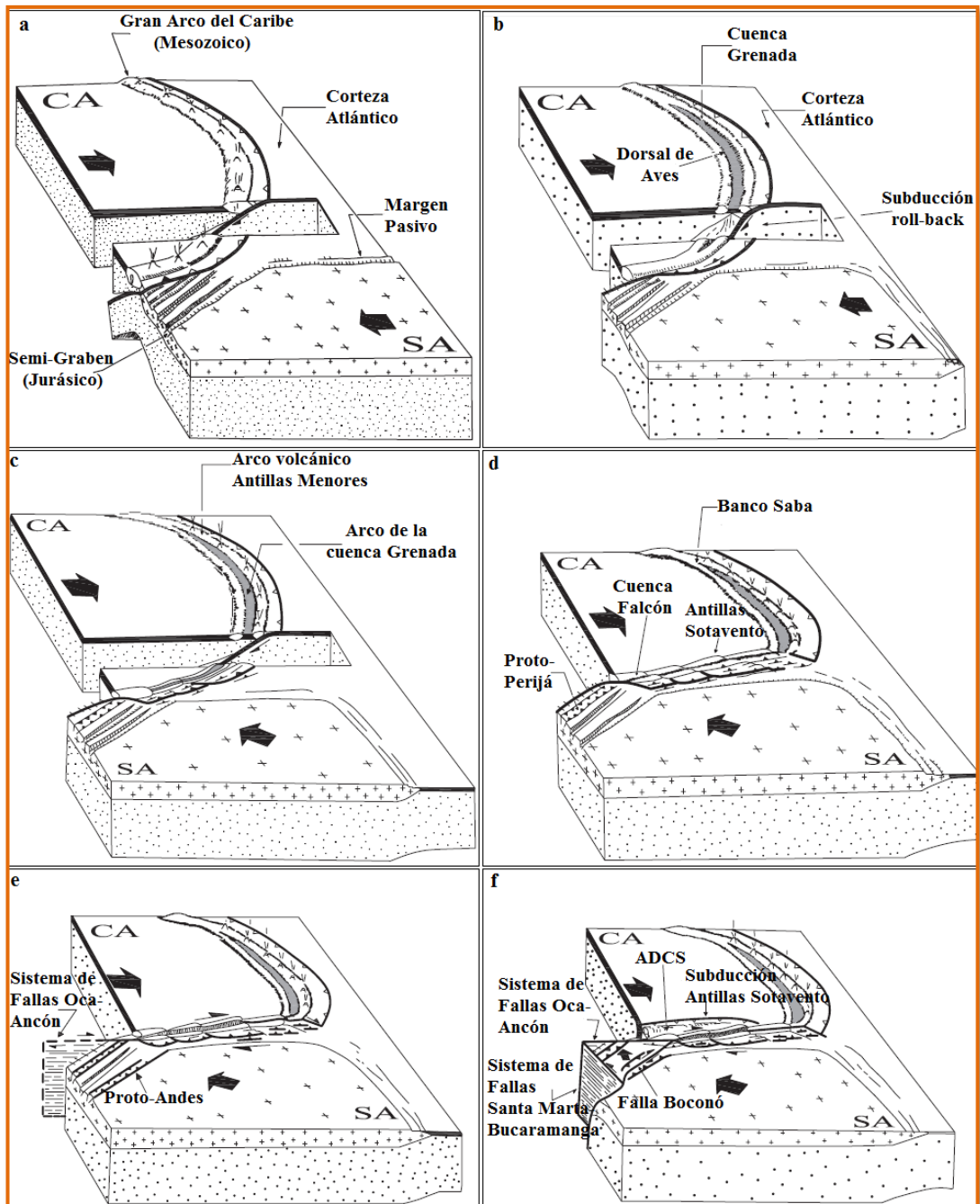
Según James (2005b), del Oligoceno al Reciente domina el movimiento transcurrente en los bordes norte y sur de la placa Caribe. El borde sur de esta placa experimenta una extensión del tipo “*pull apart*” y posteriormente una inversión. La extensión tipo “*pull apart*” separa a las islas venezolanas y holandesas, y la restauración de esta extensión muestra que el Caribe se desplazó 300 km al este con respecto a Suramérica.

f) Mioceno Medio - Tardío (17 - 15 Ma): durante este período continuó el emplazamiento del sistema de napas de la Cordillera del Caribe en el norte de Venezuela. Por otra parte, el deslizamiento transcurrente dextral continuó a lo largo de 500 km (Figura 2.1e), generándose el sistema de fallas Oca - Ancón - San Sebastián situado a lo largo del margen suroeste de Venezuela. Este sistema que forma parte del contacto entre ambas placas tectónicas fue generado por el paralelismo de los esfuerzos en la zona de colisión Caribe - Suramérica. Durante el Mioceno Tardío el conjunto de napas del Caribe en Venezuela alcanzaron un emplazamiento máximo en la zona nororiental generando la Cuenca de Maturín. Además, la provincia alóctona del centro - norte de Venezuela fue reactivada (Mioceno Tardío). La Falla de El Pilar comenzó su movimiento transcurrente dextral (hace 12 Ma), como consecuencia se produjo la apertura en el Golfo de Paria y la profundización de la Cuenca de Cariaco (Audemard, 2009). Posteriormente se produjo el primer pulso orogénico en Los Andes de Mérida por los acontecimientos orogénicos en la Cordillera Oriental de Colombia.

En el intervalo de tiempo Mioceno - Plioceno, Audemard (2009) explica que durante esta etapa se destaca el final del margen pasivo como consecuencia de la colisión de la placa Caribe contra la placa suramericana, generando la concreción de la cuenca antepaís. La colisión migró progresivamente hacia el este desde el Oligoceno hasta el Mioceno Tardío, dividiendo la cuenca antepaís en tres zonas: una plataforma al sur, una zona de sobrearco en la parte central y un sobrecorrimiento al norte. Esta última zona está caracterizada por la formación de la Serranía del Interior en la región central y oriental de Venezuela (Audemard, 2009).

g) Plioceno (5 - 3 Ma): durante este período el límite de las placas Caribe - Suramérica asumió su actual configuración. El contacto entre las placas Caribe y Suramérica (Rodríguez, 1986) saltó del sistema de fallas Oca - San Sebastián - El Pilar al sistema de fallas de Boconó - San Sebastián - El Pilar (familia de fallas actuales) (Figura 2.1f). Este cambio refleja la última etapa de la colisión del Arco de Panamá contra el noroeste de Suramérica. El resultado geodinámico fue el siguiente:

(a) El escape hacia el noreste de los Bloques de Maracaibo y Bonaire limitado (e.g., Freymuller *et al.*, 1993; Kellogge y Vega, 1995; Kaniuth *et al.*, 1999); (b) la subducción amagmática tipo B de la placa Caribe por debajo del Bloque de Bonaire en el noroeste de Venezuela y el norte de Colombia (Audemard, 2009), así como la formación del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), por el mismo sobrecorrimiento; (c) el desplazamiento relativo hacia el este de la placa del Caribe con respecto a Suramérica se parten en dos componentes, por un lado el movimiento transcurrente lateral derecho (confinados en una zona de deformación de  $\approx 100$  km de ancho, centrada aproximadamente a lo largo de la traza principal de la falla de Boconó), y la otra componente se trata de una convergencia perpendicular en Los Andes (e.g., Audemard, 2009; Pérez *et al.*, 2010) y (d) 30 km movimiento dextral a lo largo de la falla de Boconó (Audemard, 2009).



**Figura 2.1.** Reconstrucción geodinámica del límite sur de la placa Caribe. (a) Cretácico - Paleoceno Tardío (65 Ma); (b) Paleoceno - Eoceno Temprano (60-50 Ma); (c) Eoceno Medio (50 - 38 Ma); (d) Eoceno Tardío (38 - 35 Ma); (e) Mioceno Medio - Tardío (17 - 15 Ma); (f) Plioceno (5 - 3 Ma). (Modificado de Audemard, 1993).

Todas las estructuras a menor escala observadas en la región sureste del Caribe, tienen una vinculación directa con los eventos geodinámicos descritos anteriormente. En tal sentido, el comportamiento estructural, mecánico - flexural, dinámico y gravimétrico que caracterizan la región en la actualidad resulta ser el resultado del contacto entre las placas Caribe - Suramérica. Este engranaje inevitable entre la tectónica regional y la local se debe tomar en cuenta cuando sean descritas las estructuras tectónicas ubicadas en toda la franja norte de Venezuela. A continuación se mencionan algunas de estas estructuras que dominan el contacto Caribe - Suramérica:

El grupo de islas volcánicas de Aruba - La Blanquilla (Antillas de Sotavento), el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) (estructura plegada al noroeste de Venezuela, objeto de estudio en esta investigación), el conjunto de cuencas que se encuentran en el Bloque de Bonaire, el sistema de fallas que bordean el norte de Venezuela (Oca - Ancón, Boconó - San Sebastián - El Pilar, incluyendo las fallas secundarias), el Sistema Montañoso del Caribe (ubicado al norte de Venezuela), el sistema de napas (occidentales y orientales), las cuencas antepaís de Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Barinas - Apure y Falcón), entre otras.

## **2.2 ANTILLAS DE SOTAVENTO**

Las Antillas de Sotavento constituyen una cresta submarina con importantes variaciones batimétricas en el sur de la placa Caribe, la tendencia predominante de esta cresta es E - W y limita al norte con el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), y al sur con la plataforma continental de la Venezuela noroccidental. Este promontorio se produjo por las interacciones entre las placas Caribe y Suramérica durante el período Cretácico - Cenozoico (e.g., Mann *et al.*, 1990; Pindell y Barrett, 1990; Audemard y Audemard 2002).

Investigaciones sugieren que la cresta de las Antillas de Sotavento fue formada por la colisión diacrónica entre el Gran Arco del Caribe y el margen pasivo del continente Suramericano desde finales del Cretácico (e.g., James, 2005b; Beardsley, 2007).

Esta cadena submarina aflora, al sur del Cinturón Deformado del Caribe Sur, formando un grupo de islas en el mar Caribe con tendencia E - W. Estas islas son: Los Monjes, Aruba, Curazao, Bonaire, Los Roques, La Orchila, La Tortuga, La Blanquilla, Los Hermanos, Los Frailes y Los Testigos. El grupo de islas de Aruba, Curazao y Bonaire pertenecen a las Antillas holandesas de Sotavento y afloran en la zona occidental y central del promontorio de las Antillas de Sotavento.

### **2.2.1 Isla de Aruba**

Priem *et al.* (1978) proponen que el complejo basal de esta isla consiste de una serie de basaltos submarinos, diabasas, y rocas volcanoclásticas y piroclásticas con un espesor aproximado de 3 km con dirección noroeste - sureste. Además de esto sugieren que el evento formador de este macizo ígneo ocurrió a finales del Cretácico (hace 85 Ma). Gran parte de la isla está constituida por roca basáltica del Cretácico; sin embargo, en esta región insular existen formaciones sedimentarias que se depositaron en el Neógeno, Pleistoceno y Holoceno (período actual). La formación de esta isla está vinculada con la colisión del Gran Arco del Caribe con el margen pasivo de Suramérica (Cretácico Tardío). Las rocas ígneas más antiguas son cubiertas en el Mioceno por una capa de roca caliza que aflora al sur este de la isla, en la Formación Seroe Domi (Hippolyte y Mann, 2009). Seguidamente, en el Pleistoceno la Formación Seroe Domi fue cubierta por terrazas de arrecife de coral, que afloran en toda la franja costera de la isla (Hippolyte y Mann, 2009).

En los estudios termocronológicos de Van der Lelij *et al.* (sf) se dataron radiométricamente algunas muestras del batolito de Aruba, por el método U/Pb (uranio - plomo), dichas muestras arrojaron una edad de 87,00 Ma con un error de  $\pm$



0,86 Ma, lo cual ratifica las edades cretácicas propuestas anteriormente (e.g., Lagaay, 1969). Adicionalmente se propuso que Aruba chocó con el margen norte de la placa Suramérica en el período comprendido entre 70 - 60 Ma (Van der Lelij *et al.*, sf).

### **2.2.2 Isla de Curazao**

Según Beets (1977), en base a la petrología, se puede dividir a la isla de Curazao en tres provincias geológicas. La primera es la secuencia más antigua que incluye aproximadamente 5 km de basaltos almohadillados, hyaloclastos retrabajados, sills doleríticos, y una secuencia delgada de lutitas silíceas y calizas, que data del Cretácico. La segunda es la Formación Knip (rocas ricas en sílice y clásticos sedimentos) y la tercera región es la Formación de Midden - Curazao (conglomerado, arenisca y la pizarra) (Beets, 1977). Estas unidades son localmente discordantes por capas de calizas, areniscas y arcillas del Eoceno. Al igual que en la isla de Aruba, las rocas más jóvenes de Curazao son del Neógeno y afloran en la Formación de Seroe Domi, y las terrazas cuaternarias de arrecifes que se encuentran sobrepuestas en la franja de la isla (Hippolyte y Mann, 2009).

### **2.2.3 Isla Bonaire**

La estratigrafía de la isla de Bonaire es similar a la de Curazao. La Formación Washikemba contiene más de 5 km de grosor, con intrusiones de basalto, andesita y dacita con intercalaciones de rocas calizas. Las rocas calizas de edad Maastrichtiense cubren la Formación Washikemba discordantemente y poseen un espesor de 30 m (Beets *et al.*, 1977).

En la región central de la isla de Bonaire, las rocas calizas cubren la Formación de Soebi Blanco, y en este sector la unidad de caliza posee un espesor de 400 m (Beets *et al.*, 1977). La Formación de Soebi Blanco está cubierta en forma discordante por

conglomerados, calizas y margas de edad Eoceno. Las islas de Aruba, Curazao y Bonaire poseen similares formaciones de carbonatos de edad Neógeno - Cuaternario, que afloran en la Formación Seroe Domi (Beets *et al.*, 1977). Van der Lelij *et al.* (sf) extrajeron muestras de la Formación Washikemba (rocas aflorantes pertenecientes a la parte basal del Bloque de Bonaire) en la isla de Bonaire; estas muestras fueron sometidas a estudios termocronológicos, obteniéndose edades comprendidas en el siguiente rango entre  $96,4 \pm 30,5$  y  $68,9 \pm 19,9$  Ma.

#### **2.2.4 Archipiélago Los Roques**

El archipiélago de Los Roques se encuentra por encima de un complejo ígneo metamórfico que solo aflora en la isla el Gran Roque, en la que una metadiabasa de grano fino forma las colinas centrales y orientales, y el metagabro forma la colina occidental. Estas rocas ígneas básicas tienen intrusiones de masas de cuarzo diorita y diques y venas de pegmatita (Santamaría y Schubert, 1974). Las rocas meta ígneas son del tipo MORB, mientras que las intrusiones son series calco - alcalinas (Santamaría y Schubert, 1974). La parte basal de la isla el Gran Roque está constituida de basaltos de tipo MORB (material oceánico pre - Terciario) que presentan una edad de 65 Ma (Van der Lelij *et al.*, sf).

### **2.3 ENTORNO TECTÓNICO EN LA REGIÓN SURESTE DEL CARIBE (ANTILLAS DE SOTAVENTO)**

El contacto transcurrente dextral entre las placas Caribe y Suramérica ha moldeado gran parte de las estructuras geológicas de esta región limítrofe. Evidencia de esto, es que a lo largo de la región de las Antillas de Sotavento, específicamente en la región noroeste de Venezuela, se despliega una zona intensamente deformada que agrupa una serie fallas y estructuras con tendencias E - W e inclusive NW - SE; estas

condiciones geodinámicas han contribuido en gran medida a la formación de las islas, corrimientos, fallas, cuencas, altos submarinos, entre otros, los cuales se encuentran presentes en todo el Bloque de Bonaire (conrteza transicional).

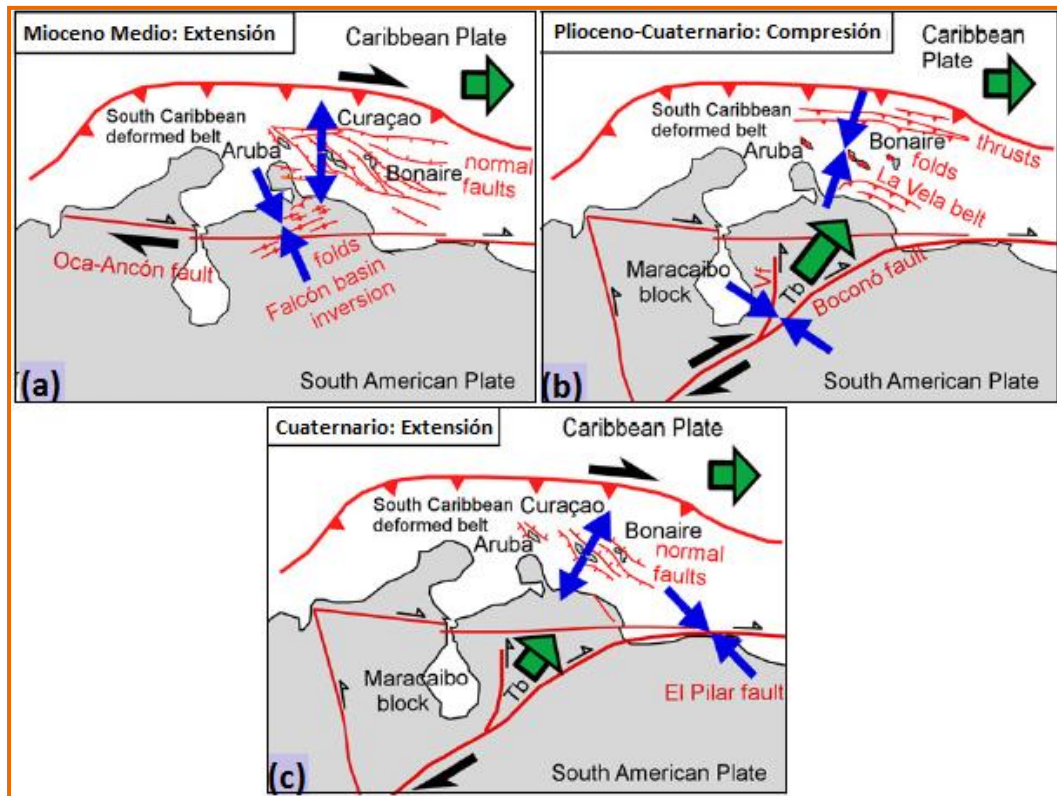
Hippolyte y Mann (2009) identificaron, en las islas holandesas de Sotavento (islas de Aruba, Curazao y Bonaire) un cambio en las direcciones de los esfuerzos en las rocas del Neógeno, dichos esfuerzos cambiaron de ser extensivos a compresivos (Figura 2.2). Estas islas comparten formaciones geológicas carbonáticas originadas por el mismo evento y en la misma edad geológica; en este sentido, Hippolyte y Mann (2009) se basaron en el análisis estructural de estas formaciones de edad reciente, notando en la Formación Seroe Domi (rocas caliza), áreas elevadas que corresponden a estructuras anticlinales. Este plegamiento que se extiende en las tres islas, está asociado al evento compresional suscitado a partir del Neógeno.

Además de esto, y en vista de que estas islas representan solo una parte de un conjunto tectónico regional, esta interpretación fue correlacionada con los grandes eventos deformacionales en la región sureste del Caribe, notando que los cambios en las direcciones de los esfuerzos no solamente afectaron las islas holandesas, sino también el área costa afuera de la cresta de las Antillas de Sotavento y además a las cuencas sedimentarias más significativas adyacentes (Cuenca de Falcón y Bonaire) (Gorney *et al.*, 2007). Con el fin de brindar robustez a los planteamientos geodinámicos propuestos en la región, Hippolyte y Mann (2009) compararon sus análisis de fracturas en las rocas del Neógeno (en las islas de Aruba y Curazao), con las estructuras extensionales y compresivas reveladas en los perfiles sísmicos (ubicados mar adentro entre las islas de Aruba, Curazao y Bonaire) (Gorney *et al.*, 2007) y la evolución tectónica de la Cuenca de Falcón (Russell, 2001). Para finalmente, confirmar que las estructuras en la región de las Antillas de Sotavento pasaron de una fase de deformación extensional de N - S (NW - SE a NE - SW) a otra fase de compresión NE (NS a NE) en el Neógeno.

Las investigaciones de Hippolyte y Mann (2009) fueron determinantes para comprobar que las estructuras ubicadas al oeste del límite Caribe - Suramérica (zona de estudio). Por otra parte, la deformación de la zona occidental del límite Caribe - Suramérica está dominada por dos procesos principales: (a) el movimiento hacia el este de la placa del Caribe en relación con la placa Suramérica, y (b) la expulsión en dirección NE del Bloque de Maracaibo (Silver *et al.*, 1975). La interacción entre los Bloques de Trujillo y Maracaibo con el Bloque de Bonaire durante el Neógeno, resultó determinante para la formación de las estructuras observadas en la parte sureste de la placa Caribe (Antillas de Sotavento). Si la fuga hacia el noreste del Bloque de Maracaibo era inexistente o lenta (Figuras 2.2a y c), el movimiento lateral derecho de la placa del Caribe con respecto a la placa suramericana dominaba en la región, dando lugar a un evento deformacional del tipo extensional, afectando este tipo de esfuerzos a todas las estructuras de la región limítrofe Caribe - Suramérica (Gorney *et al.*, 2007). Pero si por el contrario, en la región dominaba el desplazamiento hacia el noreste del Bloque de Maracaibo (Figura 2.2b) se daba lugar a eventos deformacionales de tipo compresivos.

Los eventos de extensión y compresión en la zona sureste del Caribe ocurrieron durante el Neógeno. Antes de la expulsión del Bloque de Maracaibo, el evento extensional en la región de las Antillas de Sotavento abarcó hasta el Mioceno Medio (Figura 2.2a), el cual fue el responsable de la creación de profundas divisiones que segmentan a las Antillas de Sotavento, mientras que al sur comenzó la inversión de la Cuenca de Falcón y además se activó el sistema de fallas Oca - Ancón, contacto que separa (actualmente) parte del Bloque de Maracaibo con el Bloque de Bonaire (Gorney *et al.*, 2007). Durante el período Plioceno - Cuaternario (Figura 2.2b) la colisión del arco occidental de Panamá con Colombia dio lugar a la fuga tectónica del Bloque de Maracaibo hacia el NE, causando el choque transpresional con el Bloque de Bonaire contribuyendo a la subducción de la placa oceánica del Caribe bajo el continente suramericano a lo largo del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) y a la formación del cinturón plegado de La Vela en ultramar (noreste del estado

Falcón) (Backé *et al.*, 2006). En vista de que el movimiento hacia el noreste del Bloque de Maracaibo superaba al desplazamiento hacia el este de la placa Caribe con respecto a Suramérica, el evento deformacional que predominaba era de tipo compresional. Durante el período Cuaternario - Presente, comenzó nuevamente la deformación extensional a lo largo de la cresta de las Antillas de Sotavento, lo cual sugiere que durante este período el escape de los Bloques de Maracaibo y Trujillo no superan el desplazamiento de 20 mm/año (Pérez *et al.*, 2001) hacia el este de la placa Caribe con respecto a la placa Suramericana. Actualmente el Bloque de Trujillo adosado en el noreste al Bloque de Maracaibo se encuentra con pobre desplazamiento hacia el noreste, probablemente debido a la liberación de energía en el extenso cobtacto de la falla de Valera (Figura 2.2c) (Hippolyte y Mann, 2009).



**Figura 2.2.** Modelo para explicar los cambios extensionales a compresionales a lo largo de la cresta Antillas de Sotavento durante el Neógeno. Tb: Bloque de Trujillo; Vf: falla de La Valera. Las flechas verdes indican las direcciones en el movimiento de los bloques (de Maracaibo y Trujillo) y la placa Caribe con respecto a la placa suramericana; las flechas azules, muestran las direcciones de extensión y de compresión, reconstruyen los datos de deslizamiento tectónicos para la Cuenca de Falcón (Audemard, 1995) para el Bloque de Trujillo (Backé *et al.*, 2006) y para la falla El pilar (Audemard *et al.*, 2005). (A) reconstrucción paleogeográfica de la región noroeste de Venezuela (Mioceno Medio); (B) reconstrucción paleogeográfica de la región noroeste de Venezuela (período Plioceno - Cuaternario); (C) reconstrucción paleogeográfica de la región noroeste de Venezuela (Cuaternario - Reciente). (Modificado de Hippolyte y Mann, 2009).

## 2.4 DISCUSIÓN ACERCA DE LA SUBDUCCIÓN A LO LARGO DEL CINTURÓN DEFORMADO DEL CARIBE SUR (CDCS)

El Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) representa una estructura tectónica intensamente deformada y activa de unos 100 - 200 km de ancho según Audemard y Giraldo (1997), que domina al noroeste de Venezuela. Al sur de esta deformación

se encuentra el Bloque de Bonaire (Silver *et al.*, 1975), este bloque tectónico junto al de Maracaibo están siendo expulsados hacia el noreste con respecto a Suramérica, induciendo el sobrecorrimiento de la placa Caribe al norte de las Antillas holandesas de Sotavento, donde una joven subducción amagmática y de vergencia sur se ha venido formado desde hace 5 Ma (Audemard, 2000), a la cual se asocia un prisma de acreción (CDCS). Sin embargo, Duque-Caro (1979) propuso que la subducción en las Antillas de Sotavento comenzó hace unos 10 Ma.

La extrusión de estos bloques está relacionada con la colisión del Arco de Panamá contra la fachada del noroeste de Suramérica y su posterior suturación (zona de contacto) (Audemard, 1998). El escape de ambos bloques hacia el noreste con respecto a las placas contiguas ha sido avalado por estudios de cinemática de placas por GPS (e.g., Freymueller *et al.*, 1993; Kellogg y Vega, 1995). En vista de que el CDCS es resultante de la interacción Caribe - Suramérica, representa un área de la región caribeña complicada desde el punto de vista geológico, por lo cual ha suscitado discusión entre los investigadores, referente al papel que juega con respecto a la zona limítrofe (Caribe - Suramérica), su origen y evolución. En este sentido, esta falla marginal ha sido objeto de algunas propuestas de modelos geofísicos que sugieren una subducción de tipo B bajo la placa suramericana; además, algunos autores, en base a modelos gravimétricos (e.g., Ladd *et al.*, 1984; Bosch y Rodríguez, 1992) y flexión litosférica (e.g., Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008) han recopilado evidencias que apuntalan a que el arco deformado del Caribe sur representa el límite más plausible entre la placa Caribe y Suramérica, relegando al sistema de fallas Boconó - San Sebastián - El Pilar como una zona de contacto entre el Bloque de Bonaire y la placa Suramérica.

La subducción en el límite norte del Bloque de Bonaire, podría ser en parte heredado de la subducción de tipo B de la placa Suramérica en el Cretácico (Audemard, 2009). Taboada *et al.* (2000) sugieren dos láminas subductadas a partir del CDCS, estas láminas presentan diferentes profundidades en la astenosfera, también destacan que la lámina subyace a una corteza transicional (Bloque de

Bonaire) con espesor anómalo. Los resultados de Taboada *et al.* (2000) también habían sido reflejados, años atrás, en las tomografías propuestas por Van der Hilst (1990) y Van der Hilst y Mann (1994). Las diferentes losas son de diferentes edades siendo la más oriental (subducción en las Antillas de Sotavento) la más joven (Audemard, 2009).

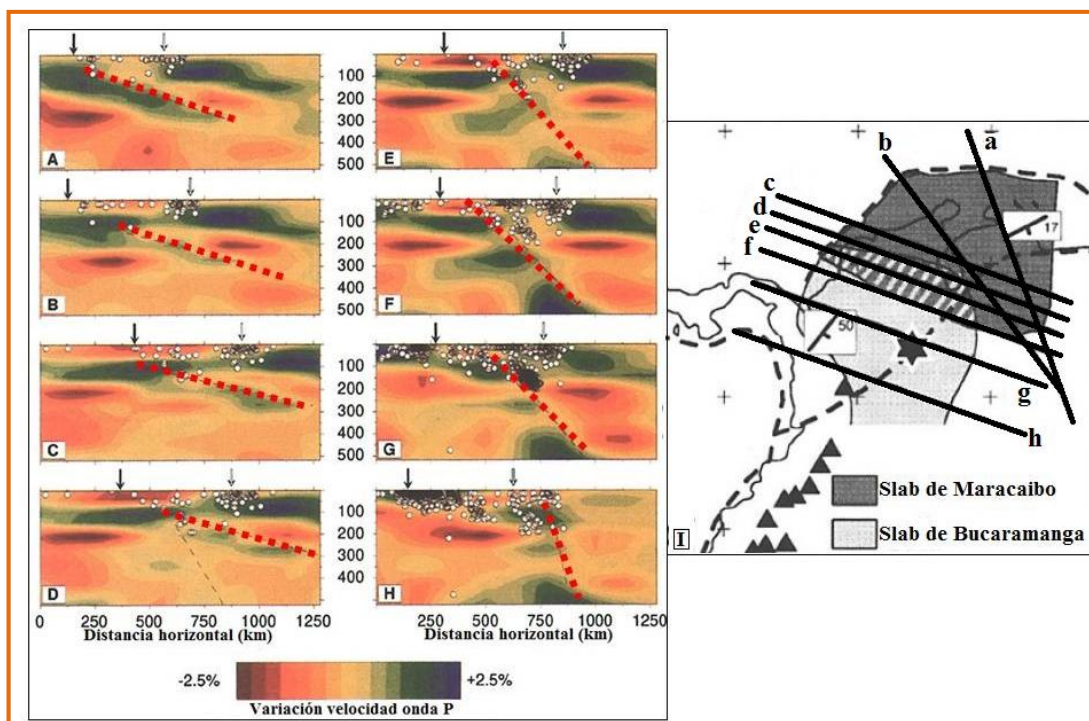
A una distancia >400 km hacia el noroeste, en las regiones costeras del norte de Colombia, una fosa oceánica marca la subducción de la placa Caribe en dirección sureste por debajo de la placa Suramérica (Kellogg y Bonini, 1982; Van der Hilst y Mann, 1994; Kellogg y Vega, 1995; Malavé y Suárez 1995; Pérez *et al.*, 1997; Trenkamp *et al.*, 2002). Esta subducción alcanza profundidades de hasta 150 - 170 km en las regiones adyacentes al Lago de Maracaibo (Pérez *et al.*, 1997; Audemard *et al.*, 2005), llegando a la astenósfera con un ángulo de inmersión de 30°S (e.g., Kellogg y Bonini 1982), por otra parte Van der Hilst y Mann (1994) sugieren un *slab* con una inclinación menos abrupta ( $17^{\circ}\text{S} \pm 3^{\circ}$ ).

Orihuela y Cuevas (1993) presentaron dos modelos gravimétricos bidimensionales en la región del Caribe central, que abarcan desde el límite norte de la placa Caribe hasta el Sistema Montañoso del Caribe en Venezuela (SMCV), empleando como variable de referencia las anomalías de Aire Libre y utilizando como control información sísmica. En esta investigación Orihuela y Cuevas (1993) no reconocen una subducción tipo B a lo largo del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS); sin embargo, sugieren un infracorrimiento de la placa Caribe y por ende un sobrecorrimiento de la placa suramericana a lo largo de dicho cinturón deformado, este fenómeno tectónico fue justificado por el movimiento combinado entre la placa suramericana y el Bloque de Maracaibo respecto a la placa Caribe. Cabe destacar que Orihuela y Cuevas (1993) se refieren estrictamente a un infracorrimiento, relegando el término subducción de sus interpretaciones. Así mismo, Orihuela y Cuevas (1993) sugieren que el infracorrimiento genera de forma simultánea una convergencia oblicua de la placa Caribe en dos franjas que se unen para formar el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), desarrollándose esta estructura entre el Mioceno



Temprano y el Mioceno Tardío. El extremo más occidental de esta estructura comienza en el norte de Colombia y el extremo más oriental en el norte de Venezuela, siendo el movimiento relativo Suramérica - Norteamérica - colisión Arco de Panamá - Suramérica el responsable de su formación (Orihuela y Cuevas, 1993). La convergencia oblicua a lo largo del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) se presenta de manera distinta en toda su extensión, de acuerdo con Orihuela y Cuevas (1993) esto se debe a los movimientos relativos de los diferentes cuerpos tectónicos involucrados en la región (placa Caribe, placa Suramérica, Bloque de Maracaibo y Bloque de Bonaire), esto se puede evidenciar en la distribución de los eventos sísmicos de focos intermedios de la región (Orihuela y Cuevas, 1993).

De igual modo, Bachmann (2001) propone la misma subducción, avalando su interpretación en el descubrimiento de rocas ígneas típicas formadas en las zonas de subducción. Sin embargo, explica que en sentido este de la zona de subducción, hacia el centro de Venezuela, la litósfera se resiste a este proceso, cambiando su movimiento a rumbo - deslizante, lo cual sugiere que el *slab* de subducción es más somero en su parte más oriental, concordando con los resultados de las tomografías sísmicas que evidencian una disminución de la subducción hacia el este (e.g., Van der Hilst y Mann (1994) (Figura 2.3).



**Figura 2.3.** Imágenes tomográficas bidimensionales de la estructura del manto superior. Las tomografías (A,B,C,D,E,F,G y H) revelan la lámina subductada al noroeste de la zona de colisión Caribe - Suramérica y su relación con la sismicidad. (I) Ubicaciones de los perfiles. Las flechas en la parte superior de las secciones indican la intersección con zonas de colisión (flechas a la izquierda) y de las principales zonas de desgarre (flechas a la derecha). Los círculos blancos en las secciones representan localizaciones de terremotos. (Modificado de Van der Hilst y Mann, 1994).

Los indicios que apuntan a una subducción (a partir del CDCS) relativamente joven provienen de: (a) perfiles sísmicos y batimétricos (e.g., Silver *et al.*, 1975; Kellogg y Bonini, 1982); (b) la deformación del Plioceno - Pleistoceno del prisma de acreción al oeste de Santa Marta (Ruiz *et al.*, 2000); (c) la falta de sedimentación significativa en la fosa de Los Roques durante las últimas decenas de millones de años y (d) la escasez de terremotos de profundidad intermedia (hasta 200 km de profundidad), en la Cuenca de Maracaibo (Orihuela y Cuevas, 1992; Malavé y Suárez 1995).

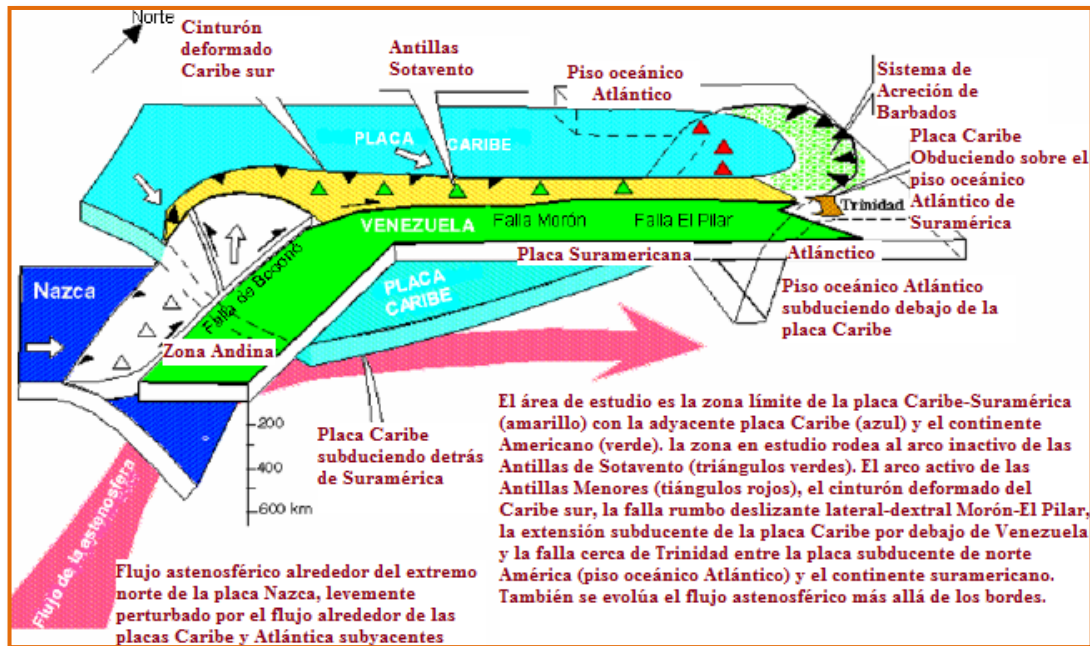
Por otra parte, a partir de registros de sismicidad profunda, Malavé y Suárez (1995) analizaron las distribuciones de los hipocentros de los sismos ubicados en el

norte de Colombia y noroccidente de Venezuela, sugiriendo la presencia de una subducción litosférica de tipo profunda en la región, con una lámina en subducción (placa Caribe) con una dirección NE - SW, la cual se extiende a una distancia mayor a 400 km y profundiza al sureste (Antillas de Sotavento al noroeste de Venezuela). A partir de datos obtenidos por sísmica de reflexión, en tres perfiles, al noroeste de Venezuela Silver *et al.* (1975) sugirieron la misma lámina subductada por debajo de las Antillas de Sotavento; sin embargo, se interpretó un estilo de subducción de tipo somero. En esta investigación se determinó que la lámina de subducción comienza aproximadamente a 340 km al norte de Barquisimeto (en el CDCS), alcanzando una profundidad de 13 km.

Con base en la investigación de Silver *et al.* (1975), Rodríguez y Sousa (2003) propusieron modelos gravimétricos - magnéticos con diferentes estilos de subducción (somero, intermedio y profundo) bajo el Bloque de Bonaire. Más específicamente, el modelo de subducción somero contempla la presencia del Bloque de Bonaire con un espesor anómalo de 15 km, al sur está limitado por el sistema de fallas Oca - Ancón y al norte con la subducción de la placa Caribe en el CDCS. Por otro parte, el modelo de subducción profunda de igual forma contempla el Boque de Bonaire limitado por las mismas estructuras mencionadas anteriormente; además, este *slab* de subducción fue propuesto con 30° de vergencia sur y con una profundidad hasta de 150 km por debajo de la ciudad de Barquisimeto (Rodríguez y Sousa, 2003). Después de haber estudiado las diferentes alternativas de subducción, Rodríguez y Sousa (2003) llegaron a la conclusión de que el modelo con mejor ajuste fue el de la subducción somera basada en el trabajo de Silver *et al.*, (1975).

La Universidad de Rice entre los años 2001 y 2007 llevó a cabo el proyecto “*Crust Mantle Interactions During Continental Growth and High Pressure Rock Exhumation at an oblique Arc Continent Collision Zone: SE Caribbean Margin*”, dando como resultado las siguientes propuestas: la placa Caribe subduce bajo la placa continental de Suramérica (Figura 2.4). Inicialmente el Cratón de Suramérica sufrió un estiramiento durante la fase de apertura jurásica y subsecuentemente fue

subducido por debajo del arco de islas de las Antillas de Sotavento, pero durante el Mioceno ocurrió un cambio en la polaridad de la subducción, desde entonces la litósfera del Caribe presenta vergencia sur, en la zona de cizallamientos y colisión oblicua con sobrecorrimientos y fallas rumbodeslizantes laterales dextrales.



**Figura 2.4.** Diagrama ilustrativo de la geometría actual de los bloques subyacentes en el sur y este de la región Caribe. (Modificado de <http://earthscience.rice.edu/research>).

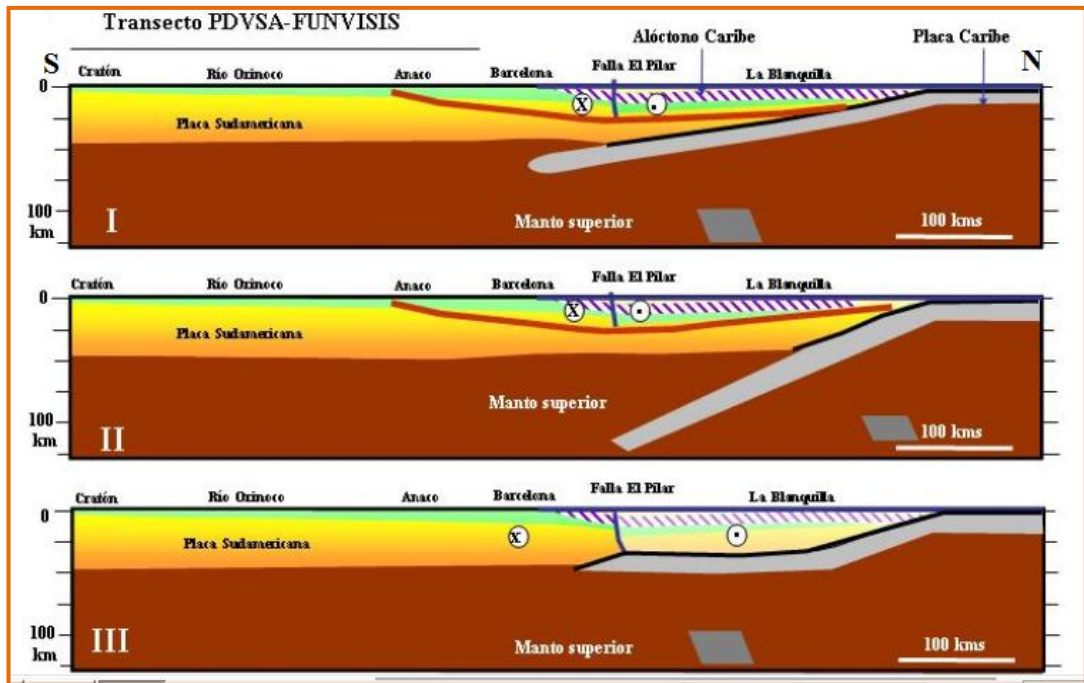
Bezada (2005) realiza un estudio en el occidente de Venezuela y genera a partir de perfiles sísmicos, un modelo con subducción de largo alcance de la placa Caribe bajo la placa suramericana.

Quijada (2006) partiendo de un estudio de inversión gravimétrica presenta 3 modelos de densidad en la región noroccidental de Venezuela, dos N - S y uno E - W, en estos modelos la corteza presenta numerosas variaciones laterales de densidad, por lo que la interpretación de los espesores sedimentarios en el área es bastante preliminar. Hacia el norte de los modelos generados, bajo la superficie del Moho, se

observa un cuerpo de menor densidad (2,65 a 2,92 g/cm<sup>3</sup>) que podría asociarse a un posible *slab* de subducción (corteza caribañá) bajo la placa Suramérica. Este cuerpo se mantiene a lo largo de casi todo el modelo, extendiéndose unos 120 km hacia el sur siendo una subducción de mediano alcance (aproximadamente a unos 40 Km al norte del adelgazamiento cortical en Falcón).

Bezada *et al.* (2007) a diferencia de algunos modelos de tomografía previos (e.g., Van der Hilst y Mann, 1994) sugiere un estado no tan avanzado de la subducción, con la lámina del Caribe alcanzando profundidades medias. Las llegadas de las ondas sísmicas de la fase PmP, correspondientes a las reflexiones del límite corteza manto (Moho), fueron registradas por Bezada *et al.* (2007) entre -118 y -74 km de desplazamiento hacia el norte (a partir del punto de disparo en la latitud 12°N). Finalmente, se registraron un nuevo frente de ondas que alcanzaron los desplazamientos máximos, en sentido norte, a partir del punto de disparo (-97 y -190 km), las cuales fueron identificadas como fase PmP<sub>2</sub>. Este grupo de ondas que evidentemente provenían de la astenosfera, fueron interpretadas como una posible lámina de subducción bajo Suramérica.

Las interpretaciones geofísicas sobre la existencia de la subducción en las Antillas de Sotavento no se relegan únicamente al oeste del margen tectónico Caribe - Suramérica, en este sentido, Giraldo *et al.* (2002) proponen tres modelos (Figura 2.5) para un transecto geodinámico N - S, en la región noreste de Venezuela, a partir de la integración de información sísmica (superficial y profunda), sismotectónica, geología estructural y sismológica. Uno de los datos utilizados para esta investigación fue la sismicidad reciente (años 2000 y 2001) en el este de Venezuela (Schmitz *et al.*, 2001), la cual presenta una actividad sísmica cortical de hasta 30 km de profundidad, que fue asociado a una zona de subducción.



**Figura 2.5.** Modelos propuestos para el transecto geodinámico entre la placa Caribe y el Cratón de Guayana. En rojo (transectos I y II) se indica la base del orógeno en flotación (Ysaccis *et al.*, 2000). En los tres casos se considera que parte de la litósfera suramericana fue desprendida debajo de la placa Caribe (Russo *et al.*, 1996). (Giraldo *et al.*, 2002).

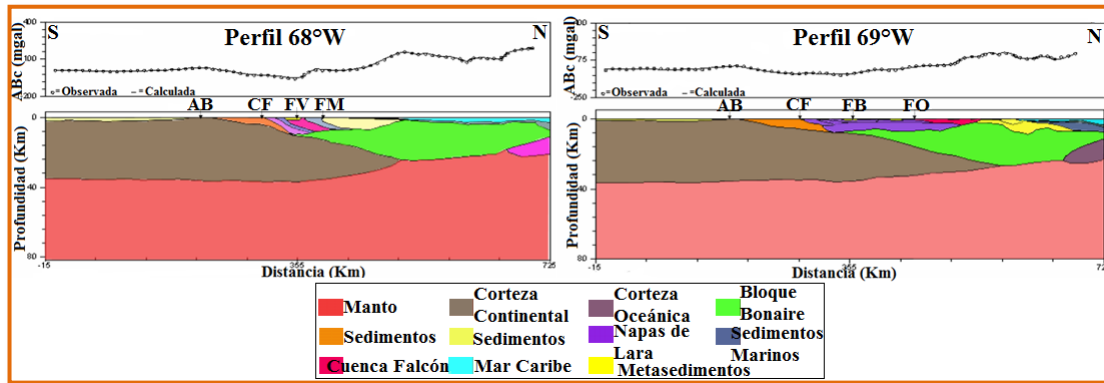
Los modelos de Giraldo *et al.* (2002) contemplan un *slab* de bajo ángulo (20°S) y de alcance profundo. El modelo gravimétrico más plausible en esta investigación resultó ser el modelo de la placa Caribe adosado a Suramérica.

Contrariamente a lo que se ha venido planteando, algunas investigaciones han propuesto modelos geodinámicos que contemplan el Bloque de Bonaire (corteza de transición) limitado al norte por la falla marginal surcaribeña (límite más probable para la placa Caribe y la placa Suramérica) y al sur por el sistema de fallas Oca - Ancón - San Sebastián - El Pilar; sin embargo, han sido celosos a la hora de asignar la subducción de la placa Caribe por debajo de la placa suramericana (e.g., Bosch y Rodríguez, 1992; Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008).

Por ejemplo, Bosch y Rodríguez (1992) llevaron a cabo un modelado de la corteza partiendo de datos gravimétricos y magnéticos de un área entre las longitudes 66°W y 70°W y entre las latitudes 8°N y 14°N, para 3 perfiles (entre la región occidental y la región central). La lámina de subducción que han propuesto algunos autores bajo las Antillas de Sotavento a partir del CDCS (e.g., Van der Hilst, 1990; Van der Hilst y Mann, 1994; Rodríguez y Sousa, 2003; Quijada, 2006; Bezada et al., 2007) fue considerada por los autores Bosch y Rodríguez (1992); sin embargo, existe discrepancia con respecto a la profundización y la longitud del *slab* de subducción, ya que para los diferentes modelos presentados por Bosch y Rodríguez (1992), esta subducción resulta ser de somera a intermedia, y nunca sobrepasa a las Antillas de Sotavento. Además sugieren que el CDCS resulta ser el límite más probable en la zona colisional Caribe - Suramérica. Los resultados regionales llevan a una estimación de profundidades de Moho entre 14 y 22 km bajo el nivel del mar, y entre 34 y 38 km en áreas continentales, lo cual es consistente con los modelos realizados por Vieira (2005) y Guédez (2003) y Orihuela y Ruiz (1990). De igual manera encontraron que el espesor medio de la corteza debajo del Sistema Montañoso del Caribe (SMC) es de 35 km, mientras que hacia el mar Caribe a unos 30 km de la costa se reduce a 28 km.

Los modelos gravimétricos realizados por Ughi *et al.* (2004) y Garzón y Ughi (2008) (Figura 2.6), en la región central y occidental, respectivamente, contemplan un *slab* de alcance somero como la mejor opción para reproducir satisfactoriamente las anomalías gravimétricas de estas regiones. Esto concuerda con los modelos de Bosch y Rodríguez (1992), además de destacar, en base a los resultados gravimétricos y flexurales, que la falla marginal surcaribeña representa el límite tectónico más probable entre las placas Caribe y Suramérica, lo cual le confiere sentido a las propuestas que destacan la subducción en las Antillas de Sotavento, ya que una lámina subductada representaría un inmenso plano de falla capaz de adentrarse hasta el manto superior (como lo sugieren los eventos sísmicos más profundos), de esta manera las dos placas tectónicas estarían separadas en ese límite (CDCS), relegando

al sistema de fallas Boconó - San Sebastián - El Pilar a una zona de contacto (e.g., Rodríguez y Bosch, 1992) entre los terrenos tectónico más superficiales (Bloque de Maracaibo y Bonaire) y la placa Suramérica.



**Figura 2.6.** Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 68°W y 69°W. AB = Alto El Baúl; CF = Corrimiento Frontal; FV = Falla de la Victoria; FO = Falla Oca - Ancón; FM = Falla de Morón-San Sebastián. (Modificado de Garzón y Ughi, 2008).

En el mismo orden de ideas, Guédez (2003) realizó una caracterización cortical en la región centro - norte y noroccidental de Venezuela, específicamente en la zona ultramar de las Antillas de Sotavento. Los datos utilizados en este trabajo fueron adquiridos en el proyecto “Mar y Tierra” emprendido por PDVSA entre los años 2001 y 2002. En los modelos bidimensionales presentados por Guédez (2003), no se contempla una lámina de subducción por debajo de la cresta de la Antillas de Sotavento, lo que sí se destaca es el buzamiento hacia el sur de la discontinuidad de Mohorovicic, generándose el adelgazamiento de la corteza cristalina hacia el norte (placa Caribe), lo que resulta concordante con lo propuesto por Orihuela y Ruiz (1990) y Orihuela y Cuevas (1993). Sin duda alguna los modelos sísmicos de Guédez (2003) coinciden con algunos modelos gravimétricos propuestos en la misma zona (e.g., Bonini *et al.*, 1977; Orihuela y Ruiz, 1990, Orihuela y Cuevas, 1993); sin embargo, para la región norcentral de Venezuela Guédez (2003) supone los valores



máximos de profundidad cortical a 42 km bajo la Cordillera de la Costa, estos valores difieren significativamente de los resultados obtenidos por Bosch y Rodríguez (1992), cuyos valor máximo de profundidad bajo la misma cordillera es de 35 km.

Por su parte, Kroehler *et al.* (2011) realizaron una investigación en la zona del CDCS, en la cual se describe la estructura y estratigrafía secuencial de los sedimentos depositados desde el Cretácico Tardío al Reciente, estas secuencias sedimentarias cubren una superficie de 230000 km<sup>2</sup> de la Cuenca de Venezolana al sur del Alto de Beata. La información geofísica utilizada en esta investigación incluyó 5.900 km de datos de reflexión sísmica 2D. Con el fin de caracterizar la subducción existente a partir del CDCS Kroehler *et al.* (2011) estudiaron las secuencias sedimentarias acuñadas en las áreas adyacentes al CDCS, con el propósito de establecer la edad de iniciación diacrónica de oeste a este del empuje y posterior subducción del plató oceánico de la Cuenca de Venezuela en el CDCS.

Para comprender el inicio del proceso de subducción en el CDCS Kroehler *et al.* (2011) compararon los procesos de evolución tectónica en áreas de colisión activas arco - continente (ejemplos de Japón y Sudán), con la evolución en el margen sur de la placa Caribe, en vista de que el Gran Arco del Caribe colisionó con el margen norte de Suramérica (a partir del Paleógeno), en tal sentido Kroehler *et al.* (2011) sugieren que el inicio de la subducción en el CDCS corresponde al cese del empuje de oeste a este a lo largo de la zona de colisión entre el Gran Arco del Caribe y la placa suramericana. La correlación de la edad de la deformación indica que la colisión entre el Gran Arco del Caribe y la placa Suramérica conllevó a inversión en la vergencia de la subducción.

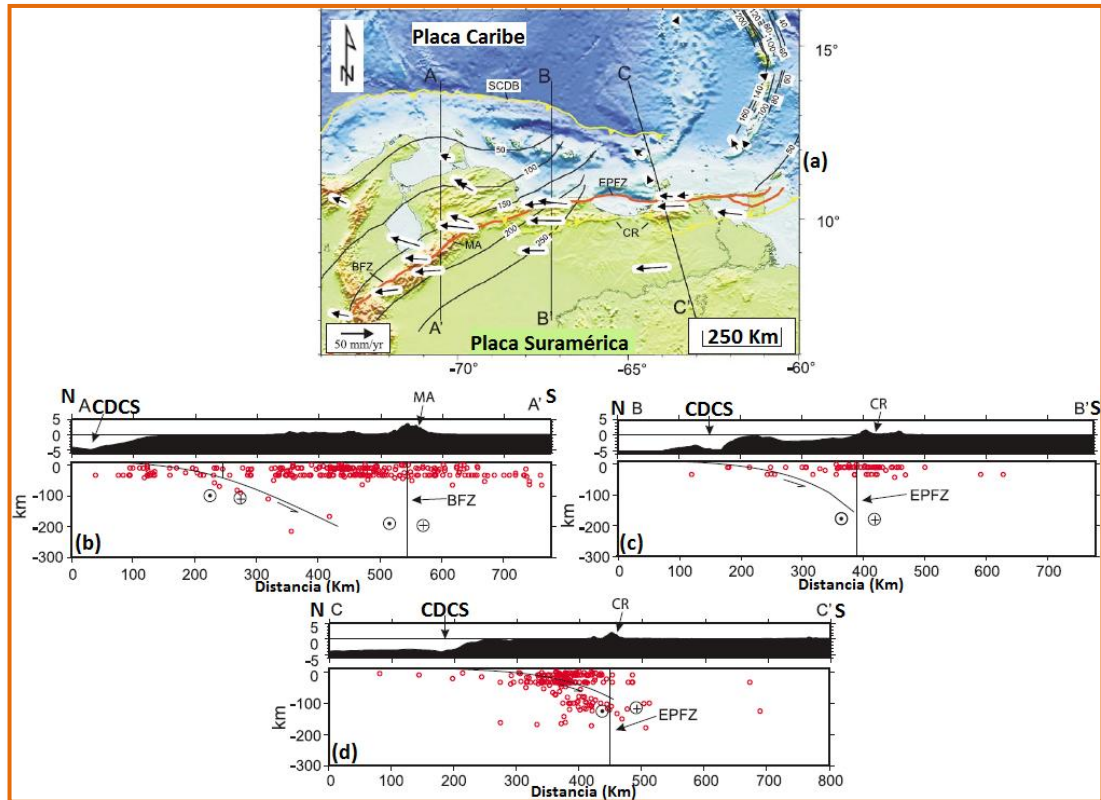
Kroehler *et al.* (2011) sugieren que el margen sur del plató oceánico que forma la Cuenca de Venezuela subduce a lo largo del CDCS, formando un margen transpresivo altamente oblicuo, donde existe una convergencia activa entre las placas Caribe y Suramérica. Además, Kroehler *et al.* (2011) sugieren que las variaciones en el tipo de empuje de la corteza oceánica y las diferencias en la edad de inicio de la

subducción del Caribe produjeron variaciones sustanciales en las respuestas elásticas de la Cuenca de Venezuela y el CDCS. En la zona más occidental de la Cuenca de Venezuela la corteza es más gruesa y por ende más resistente a la deflexión litosférica, esta condición ha desarrollado una zanja estrecha y con fuerte pendiente, lo que ha resultado en una zona con pocos sedimentos depositados, ya que se generan subsidencias de gran amplitud pero poco profundas. En la parte central de la Cuenca de Venezuela la corteza es más delgada y menos resistente a la flexión litosférica, esta zona se caracteriza por fallamientos de menor intensidad, ya que las estructuras son acomodadas con facilidad, en vista de que el plató oceánico (o meseta oceánica) responde de manera más plástica a los esfuerzos producidos por el bloque transicional (Bloque de Bonaire). En esta zona la Cuenca de Venezuela presenta mayor subsidencia, en tal sentido el espacio de acomodo formado por esta deflexión hacia abajo ha permitido el desarrollo de un extenso depósito sedimentario en el prisma acrecional que se extienden hacia la Cuenca de Venezuela (Kroehler *et al.*, 2011).

La corteza en el borde sureste de la Cuenca de Venezuela se comporta de un modo intermedio, con respecto a las observadas en la región occidental y central del borde sur de la Cuenca de Venezuela (Kroehler *et al.*, 2011). De igual forma, Kroehler *et al.* (2011) sugieren que el depósito y distribución de las megasecuencias sedimentarias y las fallas en el borde sur de la Cuenca de Venezuela desarrollados a lo largo del CDCS (Cretácico Tardío al Reciente), limitan el tiempo de inicio de la subducción a partir del Eoceno Medio en la parte más occidental del CDCS, a principios del Mioceno se desarrolló la subducción en la parte central del límite sur de la Cuenca de Venezuela, moviéndose hacia el este hasta el Neógeno Tardío.

Los cambios en las profundidades de la subducción reflejadas por las profundidades de los hipocentros en los eventos sísmicos (Figura 2.7), sugieren que el empuje que produce la subducción ocurrió de oeste a este progresivamente, por la colisión entre el Gran Arco del Caribe y el margen continental al norte de la placa Suramérica. El inicio del empuje que desarrolló al CDCS se ajusta a la edad de empuje de la Cuenca de Venezuela y Trinidad. Esta correlación indica que la

subducción en la Cuenca de Venezuela se inició como respuesta al empuje provocado por una nueva convergencia de norte a sur entre Norteamérica y Suramérica, todo esto como resultado de la colisión terminal del Gran Arco del Caribe en el margen norte de Suramérica (Kroehler *et al.*, 2011).

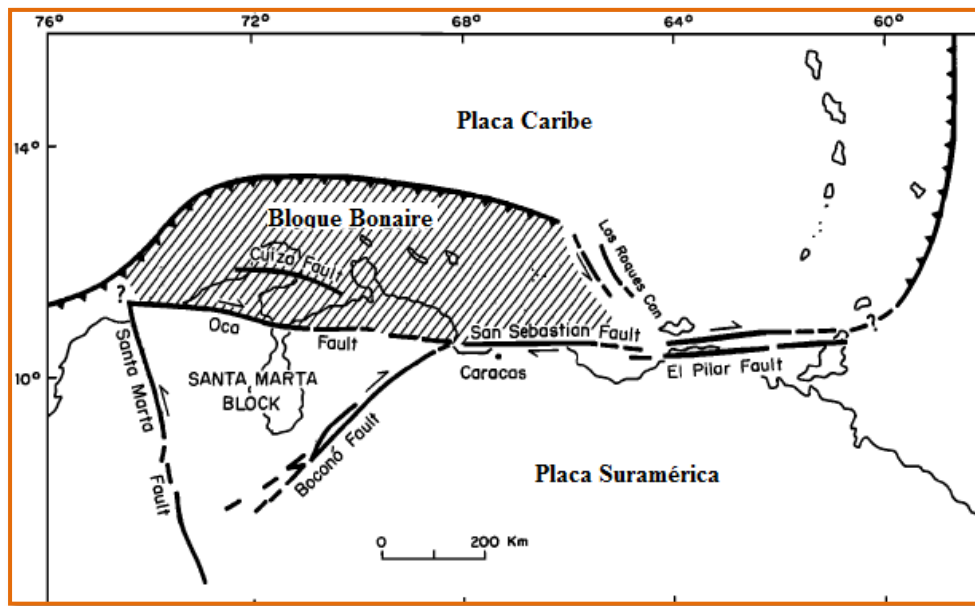


**Figura 2.7.** Localización de la zona estudiada y modelos propuestos en el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS). (a) Mapa donde se ubican los perfiles estudiados en la zona de subducción de la corteza oceánica bajo el CDCS, las flechas representan los vectores de desplazamiento con respecto a la placa Caribe, datos obtenidos por GPS (Trenkamp *et al.*, 2002); (b) sección transversal que muestra los terremotos relacionados a la subducción. Los terremotos se compilan en 50 km a lo largo del CDCS, muestran evidencia de la inversión de polaridad, sin otras losas adyacentes, se infiere que esta área representa la etapa más avanzada de la subducción de la inversión de polaridad, MA es la falla Boconó; (c) sección transversal que muestra los sismos relacionados a la subducción a partir del CDCS y el desgarre a lo largo de la zona de falla de San Sebastián; (d) sección transversal que muestra los sismos relacionados a la zona de subducción en el CDCS y el desgarre a lo largo de la zona de falla de El Pilar (EPFZ). (Modificado de Kroehler *et al.*, 2011).

## 2.4 BLOQUE TECTÓNICO DE BONAIRE

Silver *et al.* (1975) propusieron el Bloque de Bonaire, el cual ha tenido interacciones complejas con las macroplacas de Caribe y Suramérica (Figura 2.8). La evolución tectónica del Bloque de Bonaire comenzó desde hace 50 - 45 Ma, ha estado dominada por el desplazamiento dextral entre las placas Caribe y Suramérica. Desde el Eoceno Tardío y el Oligoceno Temprano, el Bloque de Bonaire experimentó un proceso extensional, el cual fue el responsable de la formación de las Cuencas de Bonaire y Falcón (Gorney *et al.*, 2007).

La parte basal del Bloque de Bonaire (Formación Washikemba) fue sometida a una fase de rápida exhumación de  $\approx 2,5$  km hace  $\approx 50$  Ma. Esta exhumación se produjo en respuesta a la colisión entre las placas Caribe y Suramérica (Van der Lelij *et al.*, sf). Bonaire chocó con el margen de la placa de Suramericana hace 50 Ma, lo que resulta una exhumación de 2,5 km aproximadamente. La superficie de erosión fue discordante en el Paleógeno en la Formación Soebi Blanco (Van der Lelij *et al.*, sf). Durante el período Eoceno Tardío - Oligoceno Temprano, el Bloque de Bonaire experimentó esfuerzos extensionales, este evento fue el causante de la disminución de aproximadamente 1 km en las secuencias del basamento cristalino de las islas de Aruba, Bonaire y Gran Roque (Van der Lelij *et al.*, sf). Durante el Mioceno Tardío - Plioceno se produjo la inversión de las Cuencas de Bonaire y Falcón, por causa del cambio de los esfuerzos tectónicos en la región, pasando de tipo extensional a compresional, esta inversión generó el levantamiento de los bloques fallados que se alojan de las Antillas de Sotavento (Gorney *et al.*, 2007), este levantamiento a su vez generó una exhumación hasta de 1 km en el Bloque de Bonaire. Este proceso pudo haber comenzado antes de la expulsión hacia el noreste del Bloque de Maracaibo (Silver *et al.*, 1975), el cual posteriormente pudo haber sido el responsable de la dramática exhumación (5,7 km) del Bloque de Bonaire. Van der Lelij *et al.* (sf) sustenta esta propuesta con el hallazgo de olivino que se exponen actualmente en la Sierra Nevada de Santa Marta, al norte de Colombia.



**Figura 2.8.** Mapa de la región meridional de la placa Caribe, Bloque de Bonaire (sombreado) y su relación con las macroplacas Caribe y Suramérica. (Silver *et al.*, 1975).

## 2.5 SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE EN VENEZUELA

El Sistema Montañoso del Caribe (SMC) comprende un complejo orogénico que se desarrolla mayormente sobre los bordes septentrionales y meridionales (Venezuela) de la placa Caribe. Este sistema está formado por cabalgamientos de doble vergencia, sobre la plataforma norteamericana presenta vergencia norte y sobre la plataforma suramericana presenta vergencia sur. A continuación se discutirá el Sistema Montañoso del Caribe que se encuentra sobre la plataforma suramericana (Venezuela):

Se trata de una estructura orogénica que reposa sobre la franja norte de la corteza continental de Suramérica. Para una mayor comprensión geológica, este sistema orogénico se encuentra subdividido en un sector occidental y otro oriental. El sector occidental está formado por la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior en la

región central de Venezuela (asociados a la falla secundaria de La Victoria), y el sector oriental, ubicado en la región oriental de Venezuela, está conformado por la Serranía del Interior y la Cordillera de Araya - Paria (asociados éstos a la falla El Pilar), toda esta estructura se extiende longitudinalmente cerca de 1000 km y transversalmente unos 100 km (Giunta *et al.*, 1996), desde la zona nororiental de los Andes de Mérida hasta el arco volcánico de las Antillas Menores (Bellizzia y Dengo, 1990).

De acuerdo con algunos perfiles geológicos y estructurales en el norte de Venezuela, este sistema orogénico comprende una serie de estructuras adosadas, falladas, plegadas, deformadas (en su mayoría), obducidas y cabalgadas (napas) que se extiende en dirección E - W en la zona norte costera de Venezuela, estas estructuras están asociadas a un metamorfismo regional de altas presiones o bajas temperaturas (Bellizzia y Dengo, 1990). El origen de esta cordillera, así como el de la mayoría de las estructuras en el norte de Venezuela, está vinculado al choque transpresivo entre las placas Caribe y Suramérica (evolución explicada en las discusiones anteriores). Esta colisión oblicua entre las macro placas antes mencionadas, trajo consigo el adosamiento de terrenos alóctonos y el desplazamiento de dichos terrenos con respecto al antiguo margen pasivo de la placa Suramérica. A partir del primer pulso en el levantamiento de la Cordillera de la Costa, fueron metamorfizadas, plegadas y exhumadas gran parte de las extensas capas detríticas y carbonáticas depositadas en el antiguo margen pasivo al norte de Suramérica (González de Juana *et al.*, 1980), estos eventos progresivos a lo largo de todo el margen Caribe - Suramérica dieron forma a las diferentes estructuras apiladas con vergencias sur.

Giunta *et al.* (1996) consideran complicado reconocer, en la Cordillera de la Costa, las diferentes ondulaciones axiales notables en la bandas deformadas por la presencia de una densa red de deformaciones frágiles del tipo transcurrente dextral, con sistemas sintéticos conjugados y secundariamente antitéticos. El estilo tectónico

resultante en la zona son altos y bajos estructurales, de los cuales estos últimos son propios y verdaderos sinclinales.

Las cargas supracorticales sobrepuestas en el norte de Venezuela, como por ejemplo, procesos de obducción y cabalgamientos, han venido generando una respuesta elástica de la litósfera continental; esta respuesta se ha traducido en la deflexión hacia abajo de la corteza Suramérica, formándose así la cuenca antepaís en Venezuela, que se encuentra limitada al norte por el sistema orogénico del Caribe (que ha servido como fuente de los sedimentos que rellenan a la cuenca flexural) y al sur por el cratón de Guayana con edad precámbrica. Sin embargo, se ha demostrado que estas cargas secundarias (Sistema Montañoso del Caribe) no son suficientes para justificar la deflexión cortical reflejada por de las anomalías gravimétricas de la región (e.g., Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008).

Amplios estudios geofísicos en la zona de colisión Caribe - Suramérica, han demostrado que la corteza continental presenta un engrosamiento por debajo de la cadena montañosa de la Cordillera de la Costa, disminuyendo progresivamente hacia el norte, hasta acentuarse un espesor anómalo a partir del Bloque de Bonaire (e.g., Bosch y Rodríguez, 1992; Guédez, 2003; Rodríguez y Sousa, 2003; Ughi *et al.*, 2004; Bezada, 2005; Schmitz *et al.*, 2005; Bezada *et al.*, 2007; Garzón y Ughi, 2008). Este adelgazamiento cortical se correlaciona con el evento de expansión continental que separó a América del norte y sur durante el Triásico - Jurásico (e.g., Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008).

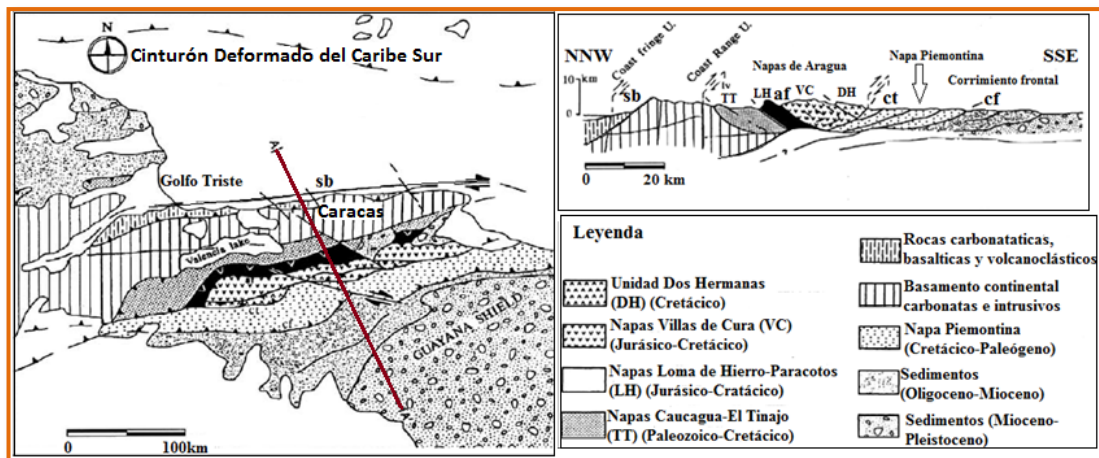
A pesar de que existe acuerdo en el adelgazamiento de la corteza al norte de la Cordillera de la Costa, algunos autores difieren en el espesor de la corteza cristalina por debajo de dicha cordillera. Los modelos gravimétricos y magnéticos propuestos por Bosch y Rodríguez (1992), en la región noroccidental de Venezuela, sugieren profundidades hasta de 35 km para por debajo de la cordillera. En contraposición, con una diferencia que varía entre 5 y 10 km de profundidad, Guédez (2003) considera que el espesor por debajo de la Cordillera de la Costa es mayor, alcanzando unos 42

km de profundidad; esta propuesta se llevó a cabo a partir de la interpretación de tres líneas sísmicas del proyecto “Mar y Tierra”. Específicamente, se considera que el Sistema Montañoso del Caribe se extiende desde la llamada depresión de Barquisimeto, al oeste, hasta poco más al este de las islas de Trinidad y Tobago. Hacia el sur está limitada por el Cratón de Guayana (área estable de la placa Suramérica), sobre la cual se sobreponen las unidades frontales externas de la banda móvil de dicho sistema (Giunta *et al.*, 1996). El límite septentrional no es fácilmente definible por la presencia del mar del Caribe y del prisma de acreción de Colombia y Venezuela: se supone que dicho límite se halla al norte del alineamiento de la Península de La Guajira - Antillas holandesas - islas venezolanas de Sotavento (Giunta *et al.*, 1996).

Al sur de la zona estudiada en esta investigación (Figura 1.1), se encuentran una serie de estructuras pertenecientes al Sistema Montañoso del Caribe. En pro de la caracterización estructural en la región estudiada, es menester describir algunas de las estructuras tectónicas pertenecientes a dicho sistema. En vista de que la faja orogénica en el norte de Venezuela posee una profundidad importante desde el punto de vista geodinámico (aproximadamente 35 km) (Bosch y Rodríguez, 1992), resulta destacable mantener el control de las estructuras supracorticales (en el sentido estructural y espacial), ya que pudieran ser las responsables de la deflexión litosférica presente en la región de estudio, y a su vez, estas deflexiones pueden generar gran parte de las anomalías gravimétricas observadas. En este sentido, fue escogido un perfil geológico (Beck, 1986) donde son mostradas las diferentes estructuras (napas) que conforman el conjunto orogénico de la Cordillera de la Costa, para de esta manera facilitar las descripciones y el reconocimiento en el subsuelo de estas estructuras.

A continuación se parte de un perfil de la Cordillera de la Costa, que se sitúa aproximadamente en dirección NW - SE, al oeste de la ciudad de Caracas. A lo largo de este perfil, se reconocen las siguientes unidades tectónicas (Beck, 1986) (Figura 2.9):





**Figura 2.9.** Esquema tectónico del sector central de la Cordillera de la Costa en el norte de Venezuela. (sb) Falla de San Sebastián; (lv) falla de La Victoria; (af) falla de Agua Fría; (ct) Corrimiento Cantagallo; (cf) Corrimiento Frontal. (Modificado de Beck, 1986).

En el perfil de la Figura 2.9 se pueden reconocer una serie de napas (secciones cabalgadas) con vergencia sur y norte, a continuación se mencionan dichas estructuras de norte a sur:

(a) Napa de la Cordillera de la Costa; (b) Napa de Cauca-gua - El Tinajo; (c) Napa de Loma de Hierro - Paracotos; (d) Napa de Villa de Cura; y (e) Napa Piemontina.

En el modelo gravimétrico de Garzón y Ughi (2008) son incluidas algunas de estas napas, lo cual resultó beneficioso para justificar las anomalías gravimétricas en la región noroccidental. Cabe destacar que este perfil geológico no pertenece a la zona de estudio (Figura 1.1); sin embargo, las estructuras presentes en este perfil son reconocidas a lo largo de gran parte de la Cordillera de la Costa que domina en el norte de Venezuela (Beck, 1986). Las Napas de Lara no están presentes en el perfil geológico de Beck (1986); sin embargo, se debe incluir su descripción ya que esta estructura se desarrolla en la región noroccidental de Venezuela, y resulta importante mantener un control de esta estructura para el posterior modelado gravimétrico. Cabe

destacar, que a pesar que el modelo geológico de Beck (1986) resulta ser una bibliografía un tanto antigua, es bastante aceptada en la actualidad, ya que Giunta *et al.* (2002b) se basaron en este modelo geológico para sus análisis geológicos en la región central de Venezuela.

### **2.5.1 Cordillera de la Costa**

El emplazamiento de la Cordillera de la Costa ocurrió durante el período Eoceno Medio, el basamento de esta cordillera está constituido por rocas paleozoicas - precámbricas; ejemplo de estas rocas son los complejos de Sebastopol, el Complejo El Avila, el Augengneis de Peña de Mora y el Esquistos de San Julián (Urbani, 1982). Mientras que las Formaciones Las Brisas, Antímamo, Las Mercedes y Chuspita, representan una cobertura discordante de tipo carbonática o terrígena con intercalaciones volcánicas con edad mesozoica (Urbani, 1982).

Una vez que la placa Caribe comenzó a colisionar con el margen centro - norte de Venezuela, que hasta ese momento se había desarrollado como margen pasivo. Esta estructura aflora en una dorsal paralela a la costa de Venezuela, constituyendo un levantamiento que separa la unidad costera de las meridionales (Giunta *et al.*, 2002b).

Se encuentra limitada al norte por la falla San Sebastián y a sur por la estructura transcurrente subvertical de la falla de La Victoria y además por el cinturón de Cauagua - El Tinaco (Figura 2.9). La carga tectónica que representa la Cordillera de la Costa flexionó la litosfera formando la subcuenca de Guárico, la corteza inferior y manto superior formados con rocas ultramáficas, secuencias vulcano - sedimentarias y rocas basálticas con sedimentos molásicos y secuencias de *flysh* (Schmitz *et al.*, 2005). Esto ocurrió entre el Cretácico Tardío - Paleógeno.

### **2.5.2 Napa Caucagua - El Tinaco**

Esta Napa se localiza al sur de la Cordillera de la Costa y está separada de ella por la falla La Victoria (Figura 2.9), en el borde meridional de este complejo se encuentra la falla Santa Rosa. Esta faja se extiende desde la depresión de Barquisimeto hasta Barlovento (Bellizzia y Dengo, 1990). Está constituida por un basamento premesozoico (complejo de El Tinaco), que incluye metasedimentos con raras meta-volcánicas en la facies anfíbolita (Gneis de Aguadita), y esquistos, metaconglomerados y meta - arcosas en la facies de los esquistos verdes (Esquistos de Tinapú) (Giunta *et al.*, 2002b). Las peridotitas de Tinaquillo representan las rocas máficas de edad jurásica a Pre - Albiense que afloran discordantemente al oeste del basamento Caucagua - El Tinaco.

Encima, en discordancia y directamente sobre el basamento, yace una secuencia volcánico - sedimentaria de edad, probablemente, Cretácico Temprano, que varía según el lugar a lo largo del eje del orógeno, de forma tal que hace dudar sobre su continuidad física original (Giunta *et al.*, 2002b). En general, se trata de secuencias terrígenas más o menos proximales (areniscas arcósicas y conglomerados), que pasan a calizas y calcarenitas. Además, en la secuencia se intercalan brechas y basaltos almohadillados con espesores variables. La edad debería corresponder al Cretácico Tardío (Giunta *et al.*, 1986).

### **2.5.3 Napa Loma De Hierro - Paracotos**

La Napa de Loma de Hierro - Paracotos aflora en la Serranía del Interior, forma un cinturón estrecho de 200 km de largo. Está en contacto con las Napa Caucagua - El Tinaco por medio de la falla Santa Rosa (al norte), y al sur está limitada por la falla de Agua Fría (Figura 2.9). Loma de Hierro comprende a un complejo ofiolítico de edad jurásica, y sobre este complejo descansa una faja formada por rocas

metasedimentarias (Bellizia y Dengo, 1990). Giunta *et al.* (2003a) sugieren que Loma de Hierro es un fragmento litosférico que se formó en una dorsal oceánica.

Esta unidad se ubica en un sinforme estrecho y asimétrico con el lado septentrional más desarrollado, de modo que las superficies de sobreposición resultan rotadas hacia el sur, con el resultado de que a lo largo del frente meridional las unidades más altas del complejo se sobreponen directamente a aquellas más externas (Giunta *et al.*, 1996). La disposición “*en echelon*” de cada unidad, desde el oeste hacia el este, está ligada a los desplazamientos transcurrentes que abarcan toda la cordillera. Esta tectónica hace que los contactos de sobrecorrimiento entre las diversas unidades hayan sido reutilizados y en parte borrados por estructuras subverticales (fallas de Santa Rosa y Agua Fría (Giunta *et al.*, 1996). Bellizia y Dengo (1990) describen a la Formación Paracotos como una cubierta sedimentaria de lutitas, arenas, calizas y conglomerados del Cretácico Tardío.

#### **2.5.4 Napa de Villa de Cura**

De acuerdo al perfil geológico de Beck (1986) (Figura 2.9), la Napa de Villa de Cura está limitada al norte por la faja de Loma de Hierro - Paracotos a lo largo de la falla de Agua Fría, hacia el sur está bordeado por la falla de Cantagallo, a lo largo del cual está en contacto con rocas sedimentarias del Cretácico Tardío - Terciario Temprano (Napa Piemoentina) lo cual concuerda con lo sugerido por Bellizzia y Dengo (1990).

Ostos (1990) subdivide a esta unidad en tres subunidades entre las cuales las relaciones no están muy bien definidas, probablemente por el intenso plegamiento que abarca todo el complejo. Está constituida por meta - lavas masivas a foliadas, con un metamorfismo de alta P/T, del tipo esquistos azules con glaucofana y clinozoisita (subunidad de metalavas); metapiroclástitas y metalavas subordinadas, foliadas, en facies metamórficas de los esquistos azules con glaucofana y lawsonita (subunidad de

meta - tobas); metavolcánitas y secuencias metavolcano - sedimentarias hasta meta - limolitas y jaspes foliados, con metamorfismo de esquistos azúles con glaucofana y barroisita (subunidad de Granofels). La edad del complejo corresponde probablemente al período Jurásico Tardío - Cretácico Temprano, pero faltan referencias precisas de la estratigrafía (Giunta *et al.*, 1996).

### **2.5.5 Napa Piemontina**

La Napa Piemontina representa un complejo tectónico que forma un cinturón más o menos continuo a lo largo del Sistema Montañoso del Caribe (SMC), constituye el cinturón meridional del Sistema Montañoso del Caribe en Venezuela. Al norte está limitado por la Napa de Villa de Cura y la unidad Dos Hermanas, este contacto se da por medio de la falla Cantagallo (Figura 2.9) y al sur está limitado por el Corrimiento Frontal. Así mismo, al oeste se encuentra delimitada por la deflexión de Barquisimeto y al este por el surco de Barcelona (Bellizzia, 1985).

La Napa Piemontina se extiende por unos 400 km desde la desembocadura del río Unare (al noroeste) hasta la Serranía de Portuguesa (al Suroeste) y su ancho promedio es de cerca de 15 km, con algunas variaciones locales entre 10 y 35 km. (Bellizzia, 1985). Afloran al sur debajo del complejo antes descrito y se superponen al Cratón de Guayana a través de una serie de escamas frontales que constituyen el límite meridional de la Cordillera de la Costa. Se trata de un complejo de unidades alóctonas no metamorfizadas con vergencia meridional; las deformaciones dúctiles a escala macroscópica están representadas por pliegues angostos hasta “*chevron*”, a menudo volcados (Giunta *et al.*, 1986).

### **2.5.6 Napas de Lara**

Este alóctono, de Cretácico - Eoceno, está conformado por rocas sedimentarias procedentes del noroeste de Falcón que se adosaron al conjunto de rocas autóctonas del Terciario y de edad cretácica correspondientes al margen pasivo de la Cordillera de Los Andes y por rocas metasedimentarias que experimentaron metamorfismo de bajo grado (Stephan, 1977). Las formaciones Matarere, Barquisimeto y Bobare son las más representativas, y conforman asimismo, el basamento de la Cuenca de Falcón. Para Pestman *et al.* (1998), las Napas de Lara (cuerpo principal de la cadena del Caribe) tienen un origen relacionado a la colisión de placas de tipo oceánica del Pacífico contra la Cordillera central durante el Cretácico Tardío y su posterior emplazamiento sobre el margen septentrional de Suramérica, específicamente sobre el surco de los *flysch* Paleoceno - Eoceno Tardío (surco de Barquisimeto), en la región que actualmente conforman los estados Lara y Falcón (Stephan, 1977).

# CAPÍTULO III

### **3.1 COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA REGIONAL (FLEXIÓN LITOSFÉRICA)**

Las hipótesis Airy-Heiskanen Pratt-Hayford responden al principio de Arquímedes y asumen que los bloques corticales se mueven verticalmente separados por grandes fallas, pero es evidente que la litosfera terrestre no se comporta de esa manera, por el contrario, O'Reilly *et al.* (2001) sugieren que la litósfera terrestre, desde el punto de vista mecánico, es una estructura que representa una zona rígida capaz de transmitir esfuerzos en todas direcciones a escala temporal geológica, y a su vez, responde de manera regional, y no de forma sectorizada, a dichos esfuerzos que son suministrados por ciertos elementos que se van incorporando a la misma (cargas estáticas por acortamiento litosférica, sedimentación, etc) o por elementos que no son función de ella (por ejemplo, flujos mantelares en la base de la corteza).

Al adoptar un mecanismo de balance isostático regional por flexura, se presume que la litósfera posee una capacidad de estiramiento finita y por tanto es relativamente rígida. Al emplazar una carga sedimentaria sobre la litósfera, se origina una curvatura en la corteza, el manto subyacente es desplazado y siguiendo en principio de Arquímedes la placa curvada “flota” por el peso del manto desplazado (Sánchez-Moya *et al.*, 1992). El área localizada bajo la carga es sostenida por el estiramiento de la litosfera circundante y ésta, a su vez, es mantenida por el peso de la carga sedimentaria próxima. El resultado es el balance isostático regional del área afectada por flexura (Sánchez-Moya *et al.*, 1992).

Partiendo de este principio se puede decir que los estudios regionales sobre la compensación isostática, no pueden ser abordados tomando como primicia los modelos sobre isostasia local (Airy y Pratt), esto se debe a que el equilibrio isostático no se alcanza de forma local, es decir, en el lugar donde se está aplicando la carga; por el contrario el equilibrio isostático es alcanzado a escala regional como consecuencia de la rigidez litosférica (Alfaro *et al.*, 2007). En este sentido, se puede decir que la rigidez es una de las propiedades mecánicas más determinantes para que



la litósfera terrestre alcance cierta configuración flexural y cierta profundidad de compensación isostática, además, se puede decir que en la compensación isostática local, el factor que determina la profundidad de la misma es el peso de la sección cortical, mientras que para alcanzar la compensación isostática regional (flexión litosférica) el factor determinante es la rigidez flexural de la litósfera. Cabe destacar que los modelos de Airy y Pratt se han venido utilizando en estudios de subsidencia a escala local, obteniéndose buenos resultados para tales fines, mientras que para los estudios de isostasia regional ha resultado ser más eficiente utilizar el análisis de flexión litosférica (e.g., Rodríguez, 1986; Chacín *et al.*, 2005; Ughi *et al.*, 2004; Jácome *et al.*, 2005; Garzón y Ughi, 2008).

Para los fines de esta investigación no resulta viable utilizar los métodos de isostasia local, sino que se trabajará con el método de flexión litosférica (isostasia regional). A pesar de que los modelos de isostasia local no son los idóneas para modelar la compensación isostática regional de los cuerpos corticales, éstos pueden ser útiles para representar el principio físico que rige este fenómeno, y además para visualizar los elementos involucrados en el mismo. En tal sentido, los diferentes modelos de compensación local poseen un factor común determinante para los estudios de isostasia, los cuales son: el bloque cortical que representa un cuerpo reológicamente sólido, y subyacente a éste un fluido que es desalojado de manera proporcional al peso del bloque sólido.

En base a los elementos involucrados en el principio isostático, es menester realizar una analogía entre los elementos teóricos involucrados en los modelos y las estructuras geodinámicas reales, para de esta manera facilitar el modelo de flexión litosférica. En primer lugar, el bloque sólido que suprayace al sustrato líquido se trata de la capa litosférica terrestre, para ser más específico de debe describir qué porción de la Tierra representa la litósfera; recurriendo a la literatura tenemos que la litosfera:

(a) Desde el punto de vista mecánico la litósfera es la capa externa de la Tierra en la que se pueden transmitir esfuerzos a escala temporal geológica (O'Reilly *et al.*, 2001)

(b) Desde el punto de vista térmico la litósfera es la parte externa de la Tierra en la que la energía térmica se transfiere en gran parte por conducción de calor, esta definición englobaría la mecánica porque muchas propiedades mecánicas de las rocas dependen de la relación entre su temperatura y su temperatura de fusión parcial (Stüwe, 2002).

En segundo lugar, y en pro de establecer una analogía entre los elementos del modelo teórico y las estructuras del modelo geodinámico, el líquido que subyace en los modelos isostáticos resultaría ser la base de la litósfera que se sitúa sobre el manto más débil de la astenosfera. Este límite reológico está representado por una isoterma característica (1.100 - 1.330 °C) en la que las rocas del manto se aproximan a su temperatura sólida (Stüwe, 2002).

De acuerdo al modelo de flexión litosférica (isostasia regional) la litósfera puede deformarse por flexión como respuesta a diferentes tipos de cargas verticales y horizontales (por acumulación de sedimentos, cordilleras volcánicas, hielo, intrusiones magmáticas, cargas tectónicas, entre otros) debido a su rigidez flexural (Watts, 2001 y Turcotte y Schubert, 2002). Las diferencias en la intensidad de la deformación de la litósfera terrestre entre las provincias tectónicas antiguas y jóvenes se han relacionado precisamente con variaciones en la resistencia litosférica (e.g., Pérez-Gussinyé; Watts, 2005).

Los esfuerzos verticales hacia abajo que son generados por las diferentes cargas tectónicas sobrepuestas en la corteza terrestre, aparentemente son los principales responsables de la intensidad de la deformación de la litósfera, que dan pie a las subsidencias tectónicas que a su vez generan las migraciones del nivel de compensación isostática. Partiendo de estos principios, es menester comprender si las cargas supracorticales efectivamente representan elementos suficientes para movilizar

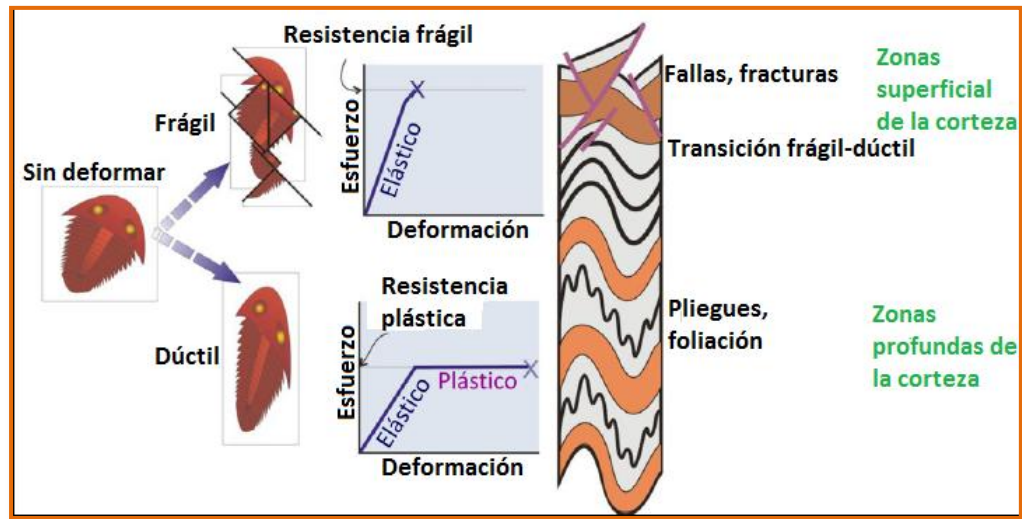
grandes cuerpos litosféricos verticalmente hacia abajo. En tal sentido, Sánchez-Moya *et al.* (1992) sugieren que las subsidencias tectónicas no dependen únicamente de las cargas sobrepuestas, sino que están controladas por dos factores principales que reproducen las deflexiones hacia abajo en la litosfera, estos factores que describen Sánchez-Moya *et al.* (1992) son los siguientes:

(a) Subsidencia tectónica “total” (compuesta por una subsidencia inicial mecánica y subsidencia térmica en la base de la litósfera)

(b) Cargas supracorticales (por ejemplo, cadenas montañosas, islas, cuerpos deformados, terrenos tectónicos, secciones sobrecorridas e infracorridas, secciones sedimentarias, entre otros).

En este sentido, es necesario conocer la contribución de todos estos elementos que contribuyen a la deflexión de la litosfera, para de esta manera contar con un buen control de subsidencia que justifique las anomalías gravimétricas en la región estudiada, para ello en los capítulos posteriores se realizarán modelados gravimétricos y en base a esos modelos se ejecutarán modelos flexurales para de esa manera establecer los factores que justifiquen la compensación isostática regional (flexión litosférica) que más se ajuste a la realidad de la zona (Figura 1.1).

Para alcanzar el modelado flexural de la litósfera es necesario establecer el tipo de comportamiento que asume la litósfera terrestre; Velázquez y de Vicente (2011) dividieron las propiedades mecánicas de la placa litosférica en tres modelos reológicos esenciales (Figura 3.1): el modelo elástico, el viscoelástico y el elastoplástico. En este trabajo se estudiará el modelo flexural tomando la aproximación particular de una placa litosférica elástica.



**Figura 3.1.** Modelos de deformación de las rocas de la corteza y su relación con las principales estructuras tectónicas. (Modificado de Velázquez y de Vicente, 2011).

### 3.2 SUBSIDENCIA CORTICAL TRAS LA FLEXIÓN LITOSFÉRICA

Existen varios mecanismos que generan subsidencias en la litósfera terrestre, flexionando la litósfera y generando espacio de acomodo para la posterior sedimentación, el primer mecanismo está asociado al peso estático o tectónico (terrenos tectónicos, arco de islas, cadenas montañosas, sedimentos, entre otros), que generan subsidencia de corta longitud de onda como resultado de la compensación flexural - isostática de la litósfera (Turcotte y Schubert, 1982). El segundo mecanismo se vincula a un peso dinámico que genera subsidencia de larga longitud de onda. La topografía dinámica es la respuesta de la corteza a esfuerzos asociados con movimiento de flujo en el manto terrestre como resultado de un déficit o exceso de masa presente en el mismo (carga intracortical) (Sánchez-Moya *et al.*, 1992).

La forma y el tamaño de la cuenca dependerán de la rigidez de la litósfera, cuanto más rígida sea ésta, más amplia y somera será la cuenca, por el contrario a menor

rigidez flexural, se formarán cuencas más estrechas y profundas (Sánchez-Moya *et al.*, 1992). De igual modo, Sánchez-Moya *et al.* (1992) establecieron que si se sitúa una carga sedimentaria sobre placas con diferente rigidez flexural, se obtendrían cuencas de similar volumen pero de diferentes geometrías. En vista de que la edad de la corteza terrestre, al momento de la aplicación de alguna carga, determina su espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) y por ende su rigidez flexural, entonces se puede decir, que la antigüedad de la litósfera, hasta el mismo momento de aplicarse alguna carga, determinará, en gran medida, la geometría y la amplitud de la cuenca flexural; mientras más antigua sea la litósfera, en el momento de ser cargada, menos será la deflexión pero mayor será la longitud de onda del hundimiento litosférico, mientras que si la litósfera terrestre resulta ser más joven, en el momento de ser cargada por alguna carga estática, la deflexión podrá ser de mayor magnitud; sin embargo, la longitud de onda de la cuenca resultará ser más corta (por su baja rigidez flexural), en este sentido el resultado sería una cuenca más estrecha y profunda.

Adicionalmente, a partir de los estudios de Vening-Meinesz (1941) ha sido ampliamente aceptado que la litósfera terrestre se comporta aproximadamente como una placa delgada que se deforma como respuesta mecánica frente a las cargas impuestas y por mecanismos termales en el interior de la Tierra. Este modelo ha sido aplicado con éxito a la litósferas oceánicas (e.g, Watt, 2001).

Los eventos flexurales son la respuesta a los diferentes estilos de cargas (estáticas o dinámicas) que se imponen sobre la corteza terrestre, cuando estas respuestas mecánicas se desarrollan en zonas continentales, ya sea por cargas sobrepuestas o escondidas (intracorticales) se generan cuencas de tipo antepaís, como por ejemplo la Cuenca Oriental de Venezuela; los estudios en este tipo de cuencas son claves para comprender las propiedades mecánicas de la litosfera continental (eg., Rodríguez, 1986). Dickinson (1974) fue el primero que introdujo el término de cuenta antepaís, con el fin de vincular la deformación interna en zonas de acortamiento cortical en la cuenca de subsidencia y sedimentación; además de esto, este autor propone dos clases de cuencas antepaís en función de su marco tectónico: cuencas de antepaís (por

ejemplo, Cuenca Oriental de Venezuela), las cuencas antearco (por ejemplo, Cuenca de Venezuela) y las cuencas trasarco (por ejemplo, la Cuenca de Los Roques al sur del CDCS).

### **3.3 MODELO DE DEFORMACIÓN ELÁSTICA DE PLACA DELGADA**

La litósfera terrestre, como ente mecánico, genera respuesta elástica ante la aplicación de cargas estáticas (cargas supracorticales) y dinámicas o “escondidas” (cargas intracorticales); la respuesta que ofrezca la litósfera dependerá de una serie de elementos que estén involucrados en el evento geodinámico, como por ejemplo, el tiempo geológico, las variaciones laterales en las temperaturas en el manto litosférico, su composición litológica, el tipo de carga estática o dinámica que se presente en la región, los esfuerzos horizontales o de contornos adicionales en los cuales se encuentre envuelto la región litosférica en estudio y el espesor elástico efectivo de la litósfera. En definitiva, todos estos elementos juegan un papel preponderante en la descripción del tipo de respuesta mecánica que ofrezca la litósfera terrestre ante factores externos de tipo esfuerzos. El modelo reológico comúnmente atribuido a la litósfera en estudios numéricos de flexura ha sido el modelo elástico puro (García-Castellanos *et al.*, 1997); en este modelo de placa elástica se asume que las tensiones se distribuyen linealmente con la profundidad, además considera que la deformación es directamente proporcional al esfuerzo externo aplicado sobre ésta, y que a medida que dicho esfuerzo comienza a ceder, la placa tiende a recuperar su forma original en un tiempo no mayor a  $10^9$  años, y el único parámetro necesario para describir el comportamiento mecánico de una placa delgada elástica de dos dimensiones es su espesor elástico de  $T_e(x)$ .

En este sentido, otra de las primicias que debe ser entendida para describir la respuesta mecánica de una placa elástica, homogénea e infinita, ante la aplicación de

esfuerzos verticales, es que dicha respuesta mecánica se presentará de manera lineal, esto quiere decir que si a una carga  $C_1(x)$ , a lo largo de un tiempo determinado, genera una flexión  $H_1(x)$  y una segunda carga  $C_2(x)$  produce una deflexión acumulada  $H_2(x)$ , entonces la suma de las cargas  $C_1(x) + C_2(x)$  produce una deflexión  $H_1(x) + H_2(x)$ ; esta característica lineal permite simular el comportamiento de una placa como si se tratase de un filtro lineal invariante en el espacio (Ughi, 2011).

Debido a las numerosas formas en las cuales las cargas supracorticales estáticas pueden concretar cuerpos suprayacentes en la litósfera terrestre, además de la naturaleza compleja de la litósfera que pudiera adoptar innumerables formas, como respuesta mecánica ante la aplicación de dichas cargas secundarias; en este contexto y siguiendo los análisis de García *et al.* (1997) y Ughi (2011) se considera la placa oceánica Caribe (en los perfiles flexurales a modelar) como una viga elástica, homogénea e isotrópica, cuyo espesor es relativamente pequeño comparado con la longitud de la placa Cabe. Vale la pena destacar que en esta zona se planteará un límite tectónico, entre la placa Caribe y el Bloque de Bonaire, a partir del CDCS, la presunción de este límite (corteza oceánica - corteza transicional) se basará en los modelos gravimétricos planteados en el CAPÍTULO IV. Según Audemard, comunicación personal, 2013, la subducción de la placa Caribe bajo las Antillas de Sotavento se trata de una subducción inducida, por el empuje transpresional que ofrece el Bloque de Maracaibo al Bloque de Bonaire que a su vez genera la subducción inducida de Caribe bajo este último bloque tectónico. Este escenario geodinámico supone que la placa Caribe está sometida a innumerables esfuerzos de tipo horizontales y de contorno, ya que se supone que es un margen activo no convencional (Audemard, comunicación personal, 2013).

Resulta menester determinar si, bajo este escenario geodinámico el modelo flexural antes mencionado funciona. En este sentido, numerosos han sido los estudios en límites convergentes donde han sido modelada con éxito la flexión de la litósfera oceánica ante una subducción utilizando una reología elástica (e.g., Harris y

Chapman 1994; Levitt y Sandwell, 1995; Bry y White, 2007 y Contreras-Reyes y Osses (2010); estas investigaciones han desarrollado diferentes metodologías pero partiendo de la premisa de que la litósfera oceánica subductada responde de manera elástica ante la carga que supone la corteza suprayacente (de menor densidad).

Las observaciones de la batimetría del fondo marino y los datos de reflexión sísmica en varias zonas de subducción, en el mundo revelan que las placas en subducción sufren importantes fallas y deformaciones a gran escala durante la introducción de la placa (e.g., Contreras-Reyes y Osses, 2010); estos procesos indican que la placa en subducción experimenta un debilitamiento permanente en la litósfera subductada. Billen y Gurnis (2005) argumentaron que la deformación de la litosfera elástica de una placa en subducción aumenta hacia el interior de la fosa, esto da como resultado la reducción de la resistencia de la placa o la rigidez a la flexión desde el prisma de acreción hacia las zonas más profundas de la placa subducida, mientras que hacia el exterior del prisma de acreción (en sentido opuesto a la dirección de la vergencia de la subducción) se vuelve más fuerte la litósfera. Billen y Gurnis (2005) estudiaron el aumento de la deformación en función del espesor elástico efectivo, en un área comprendida en el límite (Nazca - Suramérica) al oeste de las costas de Chile, donde la placa oceánica tiene una edad de 45 Ma y se encontraron con que el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) se redujo en un 50% hacia el interior de la fosa.

Ranalli (1994) planteó un modelo elástico - perfectamente plástico para explicar la fuerte pendiente de la litósfera hacia la zona de la fosa de la subducción; encontró que la corteza oceánica se comporta elásticamente hacia el exterior de la fosa de subducción (en sentido opuesto a la dirección de la vergencia de la subducción), pero hacia la trinchera la corteza se desvía del comportamiento elástico y un modelo elástico - perfectamente plástico explica de forma más adecuada el aumento de la curvatura de la corteza oceánica provocada por las tensiones que exceden el límite de elasticidad de la roca.



Esto sugiere que para el modelado de la flexión de la litósfera oceánica el espesor elástico efectivo más adecuado para generar el modelo más plausible sería un  $T_e$  variable en el dominio del modelado. Sin embargo, la situación geodinámica en el CDCS no es de una subducción convencional, sino que puede tratarse como un infracorrimento de la placa Caribe bajo el Bloque de Bonaire (Orihuela y Cuevas, 1993), por esta razón en esta zona no se presentan las características gravimétricas y geológicas convencionales de una subducción típica (cupla gravimétrica bien definida, fosa profunda, levantamiento periférico de la placa Caribe, entre otros), es por ello que resulta plausible el modelado flexural de dicha placa con espesor elástico efectivo ( $T_e$ ), constante en todo el dominio del modelado.

Watts (2001) estableció la ecuación general que describe la respuesta de una placa elástica que suprayace a un sustrato fluido ante la aplicación de una carga periódica, la cual está dada por la Ecuación 3.1:

$$D \frac{\partial^4 y}{\partial x^4} + (\rho_m + \rho_{(relleno)})yg = (\rho_c + \rho_w)gh \cos(kx) \quad (3.1)$$

Donde: "D" es la rigidez de la flexión y está dada por la Ecuación 3.2

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (3.2)$$

Las variables pertenecientes a las Ecuaciones 3.1 y 3.2 son las siguientes:

"E" es el módulo de Young,  $T_e$  es el espesor elástico efectivo y " $\nu$ " es el módulo de Poisson,  $\rho_m$  es la densidad del manto,  $\rho_{(relleno)}$  es la densidad del material sedimentario que rellena la cuenca flexural, "y" es la flexión, "x" es la distancia horizontal en el modelo flexural, "k" es el número de onda de la carga en dirección x, "h" es la amplitud medio-pico de la carga y  $\rho_c$  y  $\rho_w$  son las densidades de la carga supracortical y del material desplazado, respectivamente. La rigidez flexural (D) depende principalmente del espesor elástico efectivo, y en algunos casos depende además de la magnitud y antigüedad de la carga supracortical. Cabe destacar que el

modelo elástico con valor uniforme de  $T_e$  o  $D$  no puede replicar adecuadamente la batimetría cercana a la zanja (en una zona de subducción convencional), ya que el buzamiento del fondo marino se caracteriza por presentar altas curvaturas (Turcotte *et al.*, 1978).

Considerado que las fuerzas horizontales son nulas, se escribe la solución de la Ecuación 3.1, la cual es periódica (Ecuación 3.3):

$$y = \frac{(\rho_c - \rho_w)h \cos(kx)}{(\rho_m - \rho_{(relleno)})} \left[ \frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_{(relleno)})g} + 1 \right]^{-1} \quad (3.3)$$

Si se considera una placa débil, en la Ecuación 3.3, es decir, la  $D \rightarrow 0$ , entonces queda como la Ecuación 3.4:

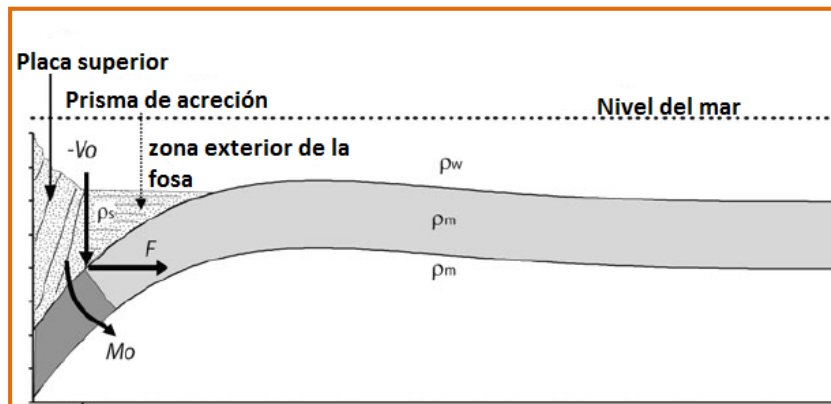
$$y = \frac{(\rho_m - \rho_{(relleno)})h \cos(kx)}{\rho_m - \rho_{(relleno)}} \quad (3.4)$$

Esta última expresión es la respuesta isostática a una carga periódica según el modelo de Airy siempre que  $\rho_{(relleno)} \rightarrow \rho_c$ . Por otra parte, si  $D \rightarrow \infty$ , la placa se hace rígida aumentando su espesor elástico efectivo ( $T_e$ ), entonces la deflexión tiende a ser cero, que es la respuesta isostática según el modelo de Bouguer. En otras palabras, lo que la Ecuación 3.3 implica es que si la placa se hace débil, su respuesta a la aplicación de cargas es local y aproxima al modelo isostático de Airy, pero si la placa es rígida, no hay respuesta alguna, lo que se aproxima a la solución planteada por Bouguer; cuando la placa tiene una resistencia finita su respuesta a la aplicación de cargas es la flexión.

En pro de simplificar los diferentes escenarios geodinámicos que se pueden plantear en la litósfera terrestre, Allen *et al.* (1986) consideraron dos tipos de placas en el estudio de flexión litosférica. En primer lugar se propuso la placa continua, que representa una placa infinita y homogénea donde suprayacen, en el centro de esta, la principal carga supracortical responsable de la deflexión en la litósfera; en éste sentido la placa, como respuesta ante estas cargas, adoptaría la forma de una campana

invertida cuyos dos extremos se encuentran en el infinito. En este modelo la deflexión máxima de la litósfera se concentrará en el centro del perfil a modelar, donde se puntualizan los esfuerzos de las cargas.

Resultaría útil aplicar este modelo en alguna litósfera donde repose alguna estructura supracortical en particular, esta corteza tendría que ser continua, es decir, con ausencia de algún límite entre placas (subducción, falla transcurrente, márgenes divergentes, etc). Otra de las soluciones planteadas por Allen *et al.* (1986) para el modelado del comportamiento flexural de la litósfera, como respuesta a las cargas sobrepuestas, sería la placa rota, la placa rota consiste en considerar uno de los extremos del modelo en el infinito, y otro de los extremos sería donde se aplican los esfuerzos generados por las cargas subyacentes. En este modelo la deflexión de la litósfera se concentrará en el extremo donde se puntualizan los esfuerzos de las cargas. Resultaría útil aplicar este modelo en algún límite entre placas tectónicas, o entre un límite presumible, ya que podría arrojar indicios sobre la presumible existencia de este límite apoyados además por el modelado gravimétrico; cabe destacar que este modelo de placa rota es el que se utilizará en este trabajo (CAPÍTULO V).



**Figura 3.2.** Flexión de la litosfera en una fosa oceánica debido a la fuerza de corte vertical aplicada  $V_0$ , fuerza horizontal  $F$  y el momento flector  $M_0$ .  $\rho_m$ ,  $\rho_s$  y  $\rho_w$  son la densidad de el manto, de los sedimentos de carga y la densidad del agua, respectivamente. (Modificado de Contreras-Reyes y Osses, 2010).

En la figura anterior (Figura 3.2) se presenta un ejemplo de modelo de placa rota, donde la situación geodinámica plantea de una zona de subducción, en este modelo se toma en consideración las fuerzas horizontales típicas de un margen activo.

Las ecuaciones para una placa elástica rota pueden derivarse de las ecuaciones para una placa continua. La expresión en el dominio espectral para la deflexión de una placa continua (Banks *et al.* 1977) está dada por la Ecuación 3.5:

$$W(k) = \frac{\Delta\rho_1}{\Delta\rho_2} \phi(k)H(k) \quad (3.5)$$

Donde:  $W(k)$  es la deflexión de la placa;  $H(k)$  la carga topográfica y  $\phi_c(k)$  viene dada por la Ecuación 3.6:

$$\phi_c(k) = \left[1 + \frac{16\pi^4 D k^4}{\Delta\rho_2 g}\right]^{-1} \quad (3.6)$$

Asimismo, la variable  $k$  es el número de onda de la forma  $k = 2\pi/\lambda$ , donde  $\lambda$  es la longitud de onda de la deflexión, la cual a su vez viene dada por la Ecuación 3.7:

$$\lambda = \sqrt[4]{\frac{4D}{\Delta\rho_2 g}} \quad (3.7)$$

Para establecer la equivalencia del modelo de placa continua con el de placa rota, es necesario considerar ciertas condiciones de borde para la aplicación del momento de torsión  $M_0$  y la fuerza de cizalla  $P_0$  (Hetényi, 1946). Este momento de torsión y la fuerza de cizalla se obtienen de las Ecuaciones 3.8 y 3.9:

$$Q = -D \left(\frac{d^3 w}{dx^2}\right) \quad (3.8)$$

$$M = -D \left(\frac{d^2 w}{dx^2}\right) \quad (3.9)$$

Del mismo modo,  $P_0$  y  $M_0$  vienen dados por las Ecuaciones 3.10 y 3.11 respectivamente:

$$P_0 = 4[\lambda M(x_0) + (Qx_0)] \quad (3.10)$$

$$M_0 = -2 \left[ 2M(x_0) - \frac{Q(x_0)}{\alpha} \right] \quad (3.11)$$

Y finalmente, la deflexión de una placa rota en el dominio espacial viene dada por la Ecuación 3.12, propuesta por Karner y Watts (1983):

$$W(x) = \frac{P_0}{2\Delta\rho_2 g \lambda} e^{(-\frac{x}{\lambda})[\cos(\frac{x}{\lambda}) + \sin(\frac{x}{\lambda})]} + \frac{M_0}{\Delta\rho_2 g \lambda^2} e^{(-\frac{x}{\lambda})[\cos(\frac{x}{\lambda}) + \sin(\frac{x}{\lambda})]} \quad (3.12)$$

Con estas fuerzas ( $P_0$ ) y momentos ( $M_0$ ) actuando sobre la placa continua, la deflexión de la misma se corresponderá a la placa rota, cuyo extremo se ubica en  $x = x_0$ . Para calcular el efecto gravitatorio de Aire Libre producido por la carga y la deflexión de la placa, se utilizan los primeros cuatro términos de las ecuaciones definidas por Parker (1972) (Ecuaciones 3.13, 3.14 y 3.15):

$$G_c(k) = 2\pi\gamma \sum_{n=1}^4 \frac{k^{(n-1)}}{n!} (\Delta\rho_1 H_1^n(k) + \Delta\rho_3 H_2^n(k) e^{-kd_2}) \quad (3.13)$$

$$G_{(b)}(k) = -2\pi G \Delta\rho_2 e^{-kd_1} \sum_{n=1}^4 \frac{k^{(n-1)}}{n!} Y_b^n(k) \quad (3.14)$$

$$G_{(m)}(k) = -2\pi G \Delta\rho_3 e^{[-k(d_2+d_3)]} \sum_{n=1}^4 \frac{k^{(n-1)}}{n!} Y_b^n(k) \quad (3.15)$$

Donde  $G_c(k)$  es el efecto gravitatorio de la carga,  $G_b(k)$  corresponde al efecto del basamento,  $G_m(k)$  al efecto de la discontinuidad de Mohorovicic.  $d_0$ ,  $d_1$  y  $d_2$  son las alturas y profundidades promedios de la topografía, carga superficial y basamento, respectivamente. Por último,  $\Delta\rho_1$  es la densidad de la carga superficial,  $\Delta\rho_2$  es el contraste de densidades entre el relleno sedimentario y el basamento y  $\Delta\rho_3$  es el contraste de densidades entre el basamento y el manto.

De igual forma, el efecto gravimétrico total está representado por la Ecuación 3.16:

$$G_{total}(k) = G_c(k) + G_b(k) + G_m \quad (3.16)$$

La importancia de conocer el efecto gravitatorio de estas estructuras geodinámicas (carga, basamento cristalino y manto) es porque existe una asociación directa en la parte positiva de la cupla gravimétrica con la corteza obducida y la parte negativa de la cupla gravimétrica se asocia a la deflexión hacia abajo del basamento (Karner y Watts 1983); en ese sentido, si en un estudio flexural se conoce con precisión la contribución gravimétrica de cada una de estas estructuras, valiéndose de la situación geológica (*slab*, deflexión del basamento, obducción, entre otros) y gravimétrica (cupla gravimétrica) típica de un límite subductante, entonces se podrán reproducir las anomalías gravimétricas observadas con mayor precisión.

Watts (1978) llevó a cabo el primer estudio detallado sobre las variaciones del espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) (parámetro que controla la rigidez flexural). Esta investigación fue a lo largo de las islas Hawaii - Emperador y se llevó a cabo con el fin de modelar el comportamiento mecánico de la placa oceánica del Pacífico, como respuesta a la aplicación de las cargas supracorticales representadas por la cadena montañosa submarina. Sus resultados confirmaron lo establecido años atrás por Walcott (1970), ya que obtuvo valores elevados de espesor elástico efectivo en las cadenas de islas recientes, y valores bajos de espesor elástico efectivo en el extremo donde se ubicaban las cadenas de islas más antiguas. Esto sugiere que el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) es más elevado en la litósfera más antigua al momento de la aplicación de las cargas, este fenómeno se puede reproducir tanto en la corteza oceánica como en la corteza continental. Esta investigación tiene como finalidad modelar y describir el comportamiento mecánico de la placa Caribe como consecuencia de la aplicación de las cargas supracorticales que representan la estructura deformada y sobrecorrida del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), además de las cargas que suponen la parte más septentrional del Bloque Bonaire, junto a las cargas del Ridge de Curazao y la Cuenca de Los Roques, ubicadas éstas dos en la parte más septentrional del Bloque de Bonaire. Se esperarían mayores valores de rigidez flexural y espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) y por ende, menores valores de deflexión litosférica, en las zonas oceánicas más antiguas al momento de la

aplicación de las cargas. Independientemente de la antigüedad o no de las cargas la litósfera oceánica será más rígida en la medida que sea más antigua hasta el momento en el cual fue cargada. Se podrían registrar áreas con cargas muy antiguas pero con litósferas recientes hasta el momento de la aplicación de las cargas; por otro lado se podrían registrar cargas recientes, en el tiempo geológico, con litósferas antiguas (hasta el momento de la aplicación de las cargas), es decir, la respuesta flexural depende de la rigidez, y esta última a su vez depende de del espesor elástico efectivo, pero este último valor depende únicamente de la antigüedad de la litósfera (hasta el momento de haberse cargado con alguna estructura), lo que quiere decir que no importa la antigüedad de la estructura supracortical a la hora de describir un comportamiento flexural.

Sin embargo, es menester aclarar que la antigüedad de la litósfera, hasta el momento de haberse aplicado alguna carga, no determina, en todos los casos, la rigidez de la litósfera y por ende su espesor elástico efectivo. No puede verse como un parámetro que siempre se cumpla, ya que se puede tener una carga de edad geológica reciente o antigua, sobre una litósfera con espesor elástica efectivo ( $T_e$ ) menos elevado (aún siendo el área litosférica antigua al momento de la aplicación de la carga). Este escenario geodinámico podría ocurrir ya que la litósfera, en un período geológico reciente, podría ser alterada por una carga intracortical, tal como, un adelgazamiento en la base de la corteza producido por una anomalía termal o celdas de convección que provengan del manto astenosférico. En este sentido, resulta válido ratificar que, siempre que se tenga una litósfera más antigua, al momento de la aplicación de una carga se tendrá una litósfera con un espesor elástico efectivo más elevado; pero si la litósfera antigua (al momento de la aplicación de las cargas) se ve alterada, en la base de la misma, por procesos termales anómalos (pluma mantelar o corrientes de convección del manto), en este caso se vería reducido el espesor elástico efectivo, ganado por la litósfera desde su formación hasta su carga, y por ende disminuiría la rigidez aumentando la flexura de la corteza. Por lo tanto se sugiere que la litósfera posee valores elevados de rigidez, en los casos que sea antigua, hasta el

momento de la aplicación de las cargas, y además que no sea afectada por alguna carga intracortical, antes y durante la carga estructuras de la litósfera, que pudiera afectar sus propiedades mecánicas.

Otra de las variables que podría amenazar la rigidez flexural es la magnitud de los esfuerzos provocados por las cargas supracorticales. Independientemente de la antigüedad de las cargas, se puede contar con alguna estructura geológica sumamente pesada, que puede llegar a generar inmensas cantidades de esfuerzos verticales, que en un período de tiempo corto o mediano, atenuaría la rigidez flexural de la litósfera, es decir, las magnitudes de los esfuerzos verticales de las cargas (en una placa continua) o las magnitudes de los esfuerzos de contornos (en una placa rota) podrían flexionar hacia abajo a la corteza, disminuyendo su rigidez y espesor elástico efectivo. Es importante resaltar que cuando la litósfera continental sufre una flexión, el nuevo espacio producto de la deflexión litosférica es rellenado por material cortical (rocas de menor densidad), mientras que cuando la litósfera oceánica sufre deflexión hacia abajo, este espacio es ocupado por sedimentos marinos y además por la columna de agua que se encuentra suprayacente a dicha deflexión (Turcotte y Schubert, 1982).

El espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) es la variable reproducida por GRAFLEX (algoritmo para modelar la flexión litosférica), la cual es constante a lo largo de todo el perfil; sin embargo, es importante señalar el efecto de diferentes espesores elásticos sobre la geometría de la cuenca, un  $T_e$  pequeño se traduce en la formación de una deflexión hacia abajo más profunda y estrecha (longitud de onda corta), mientras que al aumentar el valor de  $T_e$  la amplitud de la deflexión hacia abajo disminuye (menos profunda) y la longitud de onda aumenta (más ancha), este espesor elástico efectivo no debe ser confundido con el espesor físico de la corteza terrestre, ya sea oceánica o continental; este espesor ( $T_e$ ) se refiere al estrato litosférico con mejor respuesta elástica que depende del sistema de fuerzas y las propiedades mecánicas de la placa.



# CAPÍTULO IV

## 4.1 FUENTE DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS, ALTIMÉTRICOS Y BATIMÉTRICOS

Los datos gravimétricos y altimétricos (topográficos y batimétricos) fueron extraídos de la compilación publicada periódicamente por el *Scripps Institution of Oceanography* de la Universidad de California, San Diego (UC Dan Diego, EEUU; Sandwell and Smith, 2009). Se trata de un mallado de estaciones gravimétricas con espaciamiento de un minuto (1 min) de arco y latitudes entre 80,738°N y 80,738°S. Con libre disponibilidad en la web, a través del *link* <http://topex.ucsd.edu/>. Estos datos están calculados por el satélite altimétrico TOPEX/Poseidon, el cual está manejado, conjuntamente, por 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). Este satélite ha proporcionado una densa cartografía altimétrica y de gravedad derivada de la altimetría. Cabe destacar que en esta base de datos se encuentran disponibles datos de anomalías de Aire Libre además de la altimetría.

Las anomalías de Aire Libre (AAL) derivadas por altimetría satelital son calculadas a partir de la ondulación del geoide usando técnicas de FFT (Transformada Rápida de Fourier) en el dominio de la frecuencia; sin embargo, la resolución espacial del campo gravitatorio se encuentra limitada en el océano por el ruido de los tiempos de viaje de las olas del mar. Con el fin de solucionar este inconveniente, Andersen y Knudsen (1998) sugirieron la aplicación de un filtro tipo Wiener con el fin de suavizar el campo de gravedad, tomando una frecuencia de corte de 0,5 1/km, determinada empíricamente. Este filtro fue diseñado a lo largo de 10 años de observaciones en el satélite altimétrico ERS-2, manejado por la Agencia Espacial Europea (siglas en inglés, ESA), en las que las regiones de alta variabilidad de la altura de la superficie del mar se filtraron más que las de regiones calmas. Luego de aplicar el filtro Wiener fueron restauradas las contribuciones de las

anomalías gravimétricas enmarcadas en el modelo geopotencial EGM-2008, cuyos datos contemplan orígenes combinados (terrestre, satelital y marino).

A continuación se presenta un resumen de las características generales de los datos adquiridos en la base del Instituto:

a) Los datos de anomalías de Aire Libre (AAL) están equiespaciados con una distancia entre estaciones de 1 min de arco ( $0,0167^\circ$  de arco); es decir, aproximadamente 1.850 m entre estaciones gravimétricas (1,85 km). La base de datos ofrece anomalías de Aire Libre con una precisión de 0,1 mGal ( $1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}^2$ ).

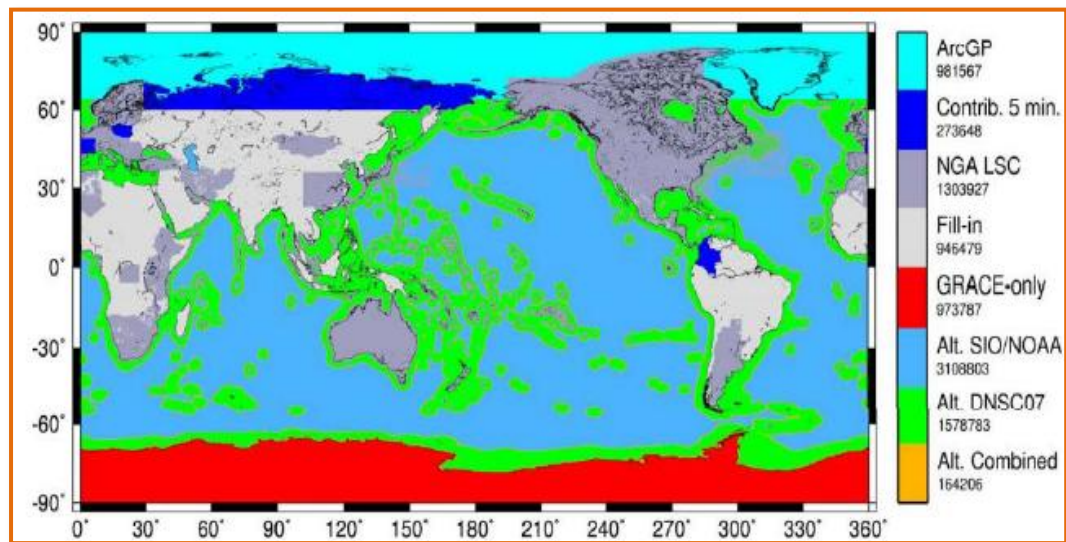
b) Los datos de elevación con respecto al geoide (altimetría y batimetría), necesarios para los cálculos posteriores de las reducciones de Bouguer y topográficas, se obtuvieron del mismo satélite altimétrico TOPEX/Poseidon con un espaciado entre datos de 1 minuto de arco (1850 m). Las localizaciones de los datos de topografía coinciden con las estaciones gravimétricas.

c) Los datos de anomalías de Aire Libre (AAL) y altimetría (topografía y batimetría), fueron obtenidos en una región  $0,5^\circ$  de arco más extensa que la zona en estudio, en todas direcciones; esto se realizó después de considerar que la generación de los *grids* pudiera venir acompañada con problemas de bordes (distorsión). Sin embargo, cabe destacar que el procesamiento se realizó únicamente con los datos comprendidos en la zona estudiada (entre las longitudes  $66^\circ\text{W}$  y  $71^\circ\text{W}$  y entre las latitudes  $9^\circ\text{N}$  y  $16^\circ\text{N}$ ), la cual comprende un área de aproximada de  $350.000 \text{ Km}^2$ .

d) Con el fin del posterior cálculo de las correcciones topográficas de cada estación gravimétrica, fueron obtenidos dos modelos altimétricos adicionales, el primer modelo se encuentra a 5 km (en todas direcciones) de la zona expandida  $0,5^\circ$  de arcos de la zona estudiada, la cual representa el modelo altimétrico para la corrección topográfica local (contribuciones gravimétricas de la topografía próxima a las estaciones); el segundo modelo se encuentra a 25 km (en todas direcciones) de la

zona expandida 0,5° de arco de la zona estudiada, y representa el modelo altimétrico para la corrección topográfica regional.

e) Los datos gravimétricos y altimétricos (topográficos y batimétricos) adquiridos por el satélite altimétrico TOPEX/Poseidon están referenciados geográficamente sobre el elipsoide *World Geodetic System* de 1984 (WGS-84), y están basados en armónicos esféricos convertidos según el modelo gravitacional EGM-2008 (Figura 4.1)



**Figura 4.1.** Distribución a nivel mundial de las fuentes usadas en el modelo gravitacional EGM-2008 (Pavlis *et al.*, 2008).

## 4.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

Una vez adquiridos los datos gravimétricos y topográficos se procedió a calcular los valores de la anomalía de Bouguer Completa (ABc) para cada estación gravimétrica. Como se explicó anteriormente, se dispone de datos de anomalía de Aire Libre y elevación en las diferentes estaciones gravimétricas; a partir de estos

datos se procedió a calcular la anomalías de Bouguer Simple (ABs), para esto se recurrió a las ecuaciones básicas de gravimetría (Ecuaciones 4.1, 4.2 y 4.3).

$$ABc = Gobs \pm Cal \mp Cb + Ctop - Gteo \quad (4.1)$$

$$ABs = Gobs \pm Cal \mp Cb - Gteo \quad (4.2)$$

$$AA = Gobs \pm Cal - Gteo \quad (4.3)$$

Donde: *ABc* es la anomalía de Bouguer Completa; *ABs* es la anomalía de Bouguer Simple; *AA* anomalía de Aire Libre; *Gobs* gravedad observada; *Cal* corrección de Aire Libre; *Cb* corrección de Bouguer; *Ctop* corrección topográfica y *Gteo* es la gravedad teórica.

Dividiendo las Ecuaciones 4.2 y 4.3 tenemos:

$$\frac{ABs}{AA} = \mp Cb$$

Resolviendo se obtiene la siguiente expresión (Ecuación 4.4):

$$ABs = AA \mp Cb \quad \text{ó} \quad ABs = AA - (\pm Cb) \quad (4.4)$$

Con esta ecuación se obtienen los valores de anomalía de Bouguer Simple (ABs) para cada una de las estaciones gravimétricas; sin embargo, hasta este punto no se conocen los valores de las reducciones de Bouguer que se deben aplicar en cada estación. Para proceder a calcular dichas reducciones gravimétricas se recurre a la ecuación de la lámina infinita de Bouguer (Ecuación 4.5).

$$Cb = 0,04191 * \rho_b * h \quad (4.5)$$

Donde:  $\rho_b$  es la densidad de Bouguer y *h* es la cota.

La densidad de Bouguer utilizada en la Ecuación 4.5 fue de 2,67 g/cm<sup>3</sup> para la corteza continental y 1,03 g/cm<sup>3</sup> para la corteza oceánica. Ahora, conociendo el valor

de la corrección de Bouguer que se debe aplicar a cada estación gravimétrica se procedió al cálculo definitivo de la anomalía de Bouguer Simple (ABs).

En vista de que las anomalías de Bouguer Simple (ABs) no contemplan la corrección topográfica ( $C_{top}$ ) se procedió a calcular esta corrección utilizando el módulo *Gravity* y el submódulo *Topographic Correction* del programa *Oasis Montaj* (Geosoft Inc., 2010). Dichos módulos requieren las especificaciones de las densidades a considerar ( $2,67 \text{ g/cm}^3$  para la corteza continental y  $1,03 \text{ g/cm}^3$  para el agua marina), también requiere el *grid* de topografía regional y el de topografía local.

La atracción debida a la zona local (modelo de elevación local) se modela con una serie de prismas (Nagy, 1966); y la zona regional (modelo de elevación regional) se modela con aros de sección cuadrada (Kane, 1962). Al sumar las contribuciones de todas las zonas, se obtiene el factor de corrección topográfica para cada estación gravimétrica.

Una vez obtenidos los valores de las correcciones topográficas ( $C_{top}$ ) se procedió a calcular la anomalía de Bouguer Completa en cada estación gravimétrica, para ello se aplica la Ecuación 4.6 que relaciona la ABs la corrección topográfica y la ABc:

$$ABc = ABs + C_{top} \quad (4.6)$$

Los valores de ABc abarcan una rejilla regular que comprende la zona expandida  $0,5^\circ$  de arco de la zona estudiada. En este sentido se procedió a seleccionar los datos de ABc, AAL y altimetría (topografía y batimetría) comprendidos únicamente en la zona estudiada (entre las latitudes  $9^\circ\text{N}$  -  $16^\circ\text{N}$  y entre las longitudes  $66^\circ\text{W}$  -  $71^\circ\text{W}$ ); después de realizar esta restricción en los datos se obtuvo para la zona estudiada un total de 129.731 datos de ABc.

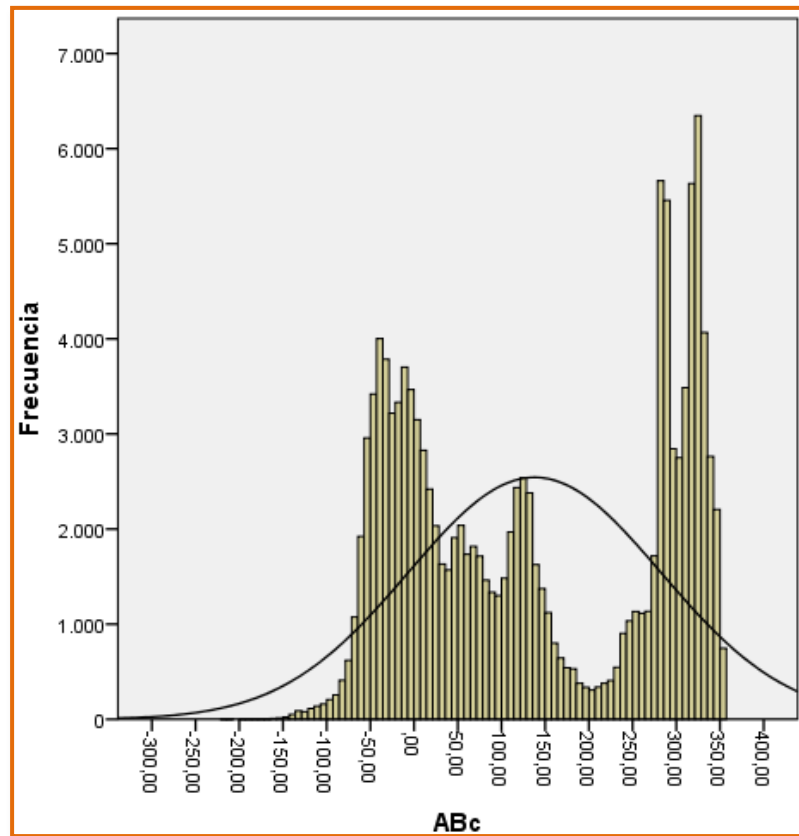
### **4.3 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER COMPLETA**

Una vez descargados y organizados los datos de gravimetría fueron sometidos a un análisis estadístico, con el fin de proporcionar una idea clara del comportamiento general de los datos en toda la zona estudiada; además, para verificar la confiabilidad de la información gravimétrica disponible hasta este punto.

Las anomalías gravimétricas comprenden un amplio rango de datos distribuidos en un área determinada donde grupos de datos pueden aparecer con mayor frecuencia que otros, esto dependerá del tipo de provincia geológica y del tipo de estructuras supracorticales e intracorticales que gobiernen en esta región. Esto quiere decir que en una región amplia donde existen diversos tipos de estructuras con diferentes propiedades características, tales como la densidad, profundidad y geometría, es posible que se agrupen diversos rangos de datos de anomalías de Bouguer en torno a dichas estructuras y que este grupo de datos contengan un valor más esperado asociado a la anomalía más probable generada por esta estructura geológica.

Partiendo de este razonamiento, se procedió a construir un histograma de frecuencias, con el fin de identificar en la zona estudiada, los grupos de anomalías que están aglomerados en torno a un valor más probable y con esta información se podrían asociar las distribuciones de probabilidad con las diferentes estructuras geológicas en la zona estudiada.

El procesamiento de los datos se realizó con el paquete estadístico SPSS versión 20. En primera instancia se procedió a obtener el histograma de frecuencias (Figura 4.2) de la totalidad de los datos que abarcan la zona estudiada, los cuales sumaron 129.731 datos de ABC.



**Figura 4.2.** Histograma de frecuencias de los datos gravimétricos (ABc).

En el histograma de frecuencias se observa que existen cuatro (4) grupos o poblaciones de la variable ABc, lo cual no permite catalogar la totalidad de los datos como una distribución de tipo normal. Seguidamente se realizó una descomposición de los datos en cuatro grupos diferentes los cuales se agruparon utilizando el análisis de conglomerados de K medias. El análisis de conglomerados de K medias es un método estadístico multivariante de clasificación automática, que se emplea para clasificar los datos en grupos lo más homogéno posible; es decir, en este análisis los datos de ABc se van agrupando en torno a un centroide (valor de ABc más probable), la adhesión de cada dato a determinados *clusters* dependerá de qué tanto se parezca ese dato al resto de casos aglomerados en la familia. Los grupos se cohesionarán en una determinada región y los casos pertenecientes a esa región deben poseer similar



probabilidad de ocurrencia. En definitiva, los datos considerados similares son asignados en un mismo grupo, mientras que casos diferentes se localizan en grupos distintos.

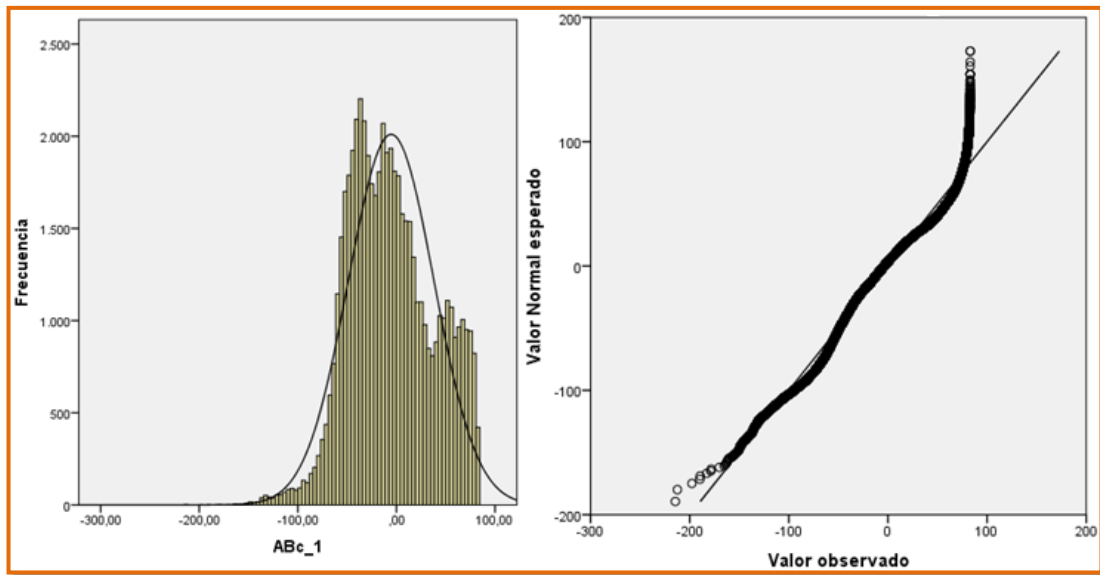
La Tabla 4.1 muestra el resumen estadístico obtenido después de aplicar el método de iterar y clasificar de conglomerados de K medias a los datos de anomalías de Bouguer Completa (ABc); se observa además, la separación de los datos en cuatro grupos bien definidos, donde los valores máximos de cada grupo no se solapan con los valores mínimos del grupo siguiente. Los valores de tendencia central como la media, mediana y moda de los grupos 2, 3 y 4 exhiben valores relativamente cercanos; sin embargo, la media, mediana y moda del grupo 1 muestran valores un tanto alejados, esto se debe a que el grupo 1 representa los datos en tierra donde hay mayor variabilidad de fuentes someras con respecto a los datos en mar (cortezas transicional y oceánica) donde la homogeneidad de las fuentes tanto someras como profundas es mayor (Ughi, comunicación persona, 2014), cabe destacar que los valores de media y mediana de cada grupo presentan el mismo signo que su respectiva moda.

**Tabla 4.1.** Resumen estadístico de los cuatro (4) grupos definidos por el análisis de conglomerados de k medias.

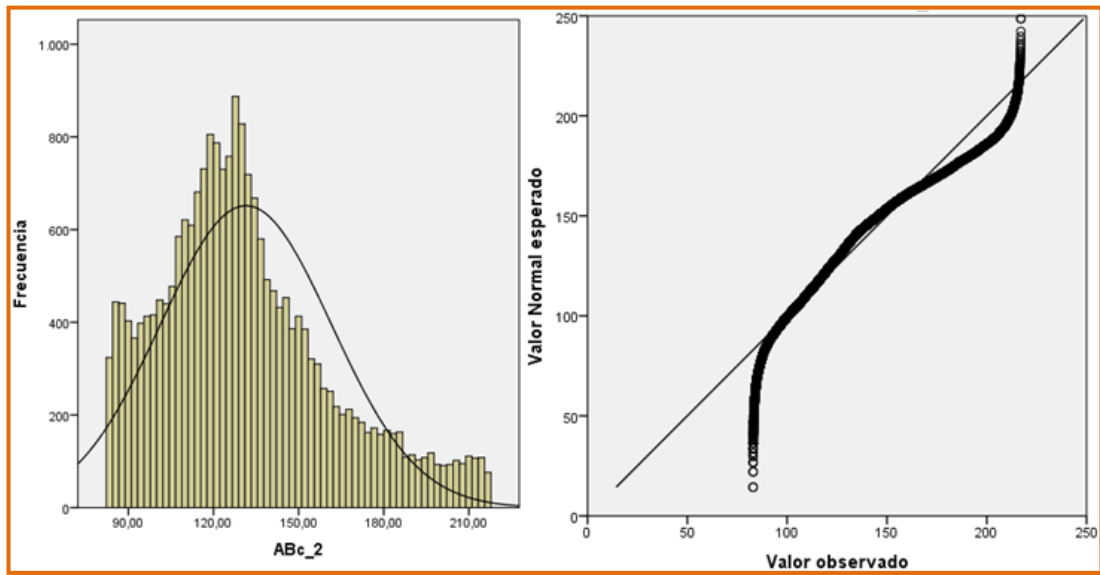
Grupos	Número de casos	%	Media	Mediana	Moda	Mínimo	Máximo	Desv. Estándar
ABc1	56.808	43,99	-5,38	-9,59	-33,29	-214,52	82,95	43,36
ABc2	22.146	17,15	131,45	127,16	120,7	82,96	217,1	30,13
ABc3	22.923	17,75	276,39	283,49	286,74	217,11	302,03	19,49
ABc4	27.271	21,12	325,14	323,72	318,71	302,04	356,85	12,43

Una vez separados los casos por grupos, se construyeron histogramas de frecuencias, diagrama de cajas y bigote (para evaluar la posible presencia de datos fuera de rango) y los respectivos gráficos Q-Q (cuantiles de la distribución contra cuantiles de la distribución teórica), para el diagnóstico de las diferencias entre la distribución de probabilidad de cada población y una distribución usada para la comparación (distribución normal teórica) permitiendo valorar la desviación de la normalidad de cada grupo.

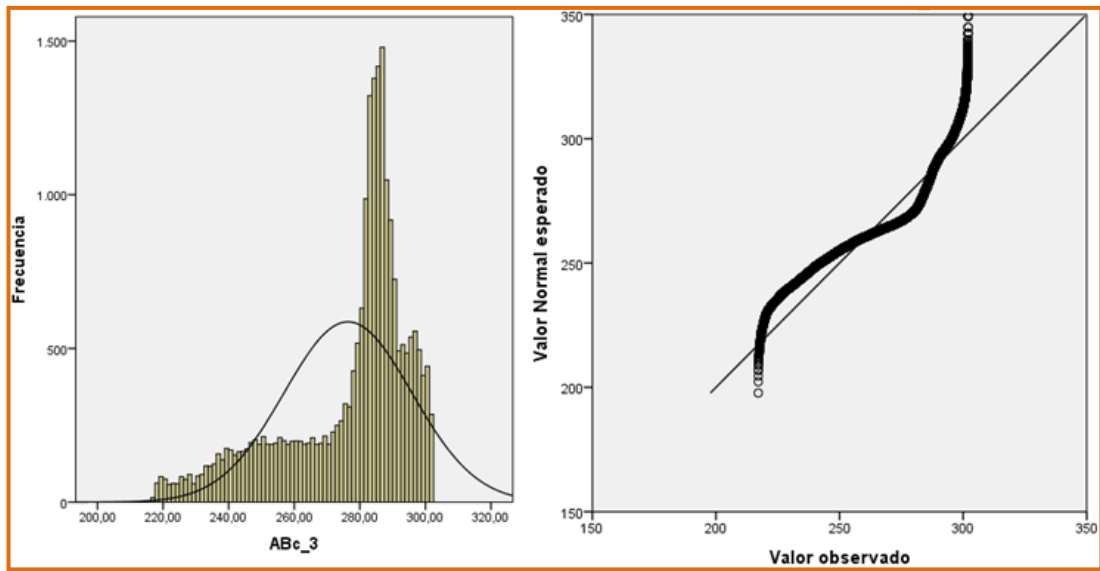
Las Figuras 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6 corresponden a los histogramas de frecuencias, con sus respectivos gráficos Q-Q para el grupo 1, grupo 2, grupo 3 y grupo 4, respectivamente.



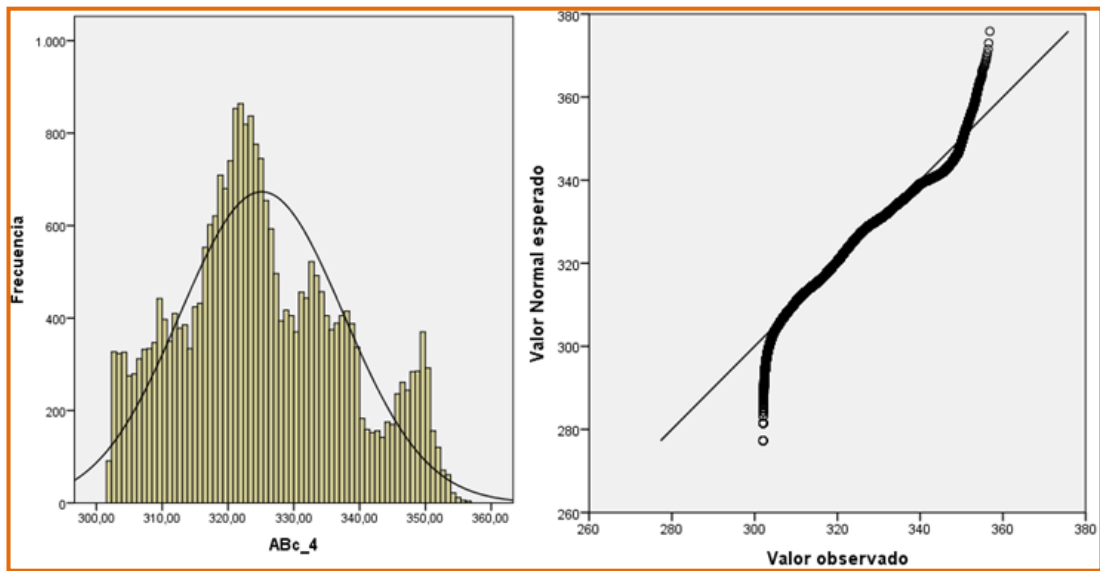
**Figura 4.3.** Histograma de frecuencias para grupo 1 (izquierda). Gráfico Q-Q para el grupo 1 (derecha).



**Figura 4.4.** Histograma de frecuencias para grupo 2 (izquierda). Gráfico Q-Q para el grupo 2 (derecha).



**Figura 4.5.** Histograma de frecuencias para grupo 3 (izquierda). Gráfico Q-Q para el grupo 3 (derecha).



**Figura 4.6.** Histograma de frecuencias para grupo 4 (izquierda). Gráfico Q-Q para el grupo 4 (derecha).

La distribución de probabilidad de tipo normal está condicionada por la heterogeneidad del medio donde se distribuyen los datos, una alta heterogeneidad (medio anisotrópico) características de las áreas continentales donde existen estructuras cabalgadas, cuencas sedimentarias, intrusiones ígneas, islas, bloques alóctonos, etc, pudiera traducirse en los gráficos de Q-Q en un alejamiento de la curva observada y la teórica (pérdida de la normalidad), provocando además, el sesgo hacia determinados valores de las anomalías gravimétricas dentro de cada familia de datos. Este fenómeno no solamente da cuenta del grado de anisotropía del medio, sino que además, muestra una idea de la dominancia gravimétrica generada por las diferentes estructuras (supracorticales e intracorticales) en la región.

En base a los histogramas de frecuencias y sus respectivas curvas Q-Q de análisis de la normalidad, a continuación se describe cada uno de los grupos de la zona estudiada:

Grupo 1: Los resultados obtenidos del análisis del histograma de frecuencias para el grupo 1 (Figura 4.3) muestran que los datos de anomalías de Bouguer, para una población de 56.808 datos gravimétricos, están conformados por dos subpoblaciones, las cuales pueden sugerir, a primera vista, la posibilidad de que los datos tengan una distribución bimodal. La subpoblación de mayor frecuencia (datos a la izquierda) está comprendida aproximadamente entre -214,56 mGal y  $\approx 33$  mGal y la de menor frecuencia (datos a la derecha) está comprendida entre  $\approx 34$  mGal y 82,95 mGal. Más de la mitad de los datos en este grupo se encuentran contenidos en la subpoblación de mayor frecuencia (de -214,56 mGal hasta  $\approx 33$  mGal). La existencia de dos litologías predominantes, en el área geográfica donde se distribuyen los datos del grupo 1, podría reflejar la existencia de dos subpoblaciones diferenciables en la distribución de los datos gravimétricos. Las anomalías gravimétricas comprendidas en la subpoblación de mayor frecuencia están asociadas a estructuras pertenecientes a la corteza continental, mientras que las anomalías de la subpoblación con sesgo hacia la derecha (menor frecuencia) se asocian a parte de la estructura transicional (Bloque de Bonaire).

Al observar la curva Q-Q (Figura 4.3), se evidencia una clara disposición de los puntos observados a concentrarse sobre la recta teórica de  $45^\circ$ , lo cual sugiere, en términos generales, una distribución de tipo normal, esto se debe al esfuerzo del algoritmo en distribuir lo más homogéneo posible los datos en las familias. En la Tabla 4.1 se puede observar que los valores centrales se encuentran relativamente cercanos entre sí, siendo -5,38 mGal para la media y -9,59 mGal para la mediana, lo cual les confiere una diferencia de tan solo 4,21 mGal; sin embargo, la moda se aleja significativamente de estos valores hasta posicionarse en -33,29 mGal, registrándose una desviación estándar de  $\pm 43,36$  %. La migración importante de la moda, con respecto a los valores centrales de la distribución total de los datos pertenecientes a esta familia, sugiere un alto nivel de heterogeneidad en la zona, causado por la variabilidad de las estructuras someras, intermedias y profundas características de la corteza continental.

Grupo 2: Los resultados obtenidos del análisis del histograma de frecuencias para el grupo 2 (Figura 4.4) muestran que los datos de anomalía de Bouguer, para una población de 22.146 datos gravimétricos, conforman un solo grupo modal, cuya distribución evidencia un sesgo hacia la izquierda (anomalías menores), esto sugiere que los valores más esperados de ABC, se encuentran en las magnitudes menores de este grupo, aproximadamente en torno a 120 mGal (magnitud de la moda en la distribución total de los datos). Se puede observar en la Tabla 4.1 que los valores centrales de la distribución total de los datos (para este grupo) son relativamente cercanos entre sí, siendo 131,45 mGal para la media y 127,16 mGal para la mediana, lo cual les confiere una diferencia de tan solo 4,29 mGal. En la misma tabla se puede apreciar que la desviación estándar para este grupo de datos presenta un valor moderado ( $\pm 30,13$  %), esto sugiere que las anomalías gravimétricas se alejan moderadamente de los valores centrales (entre 127 y 131 mGal), por lo tanto se puede considerar al grupo 2 como una distribución de probabilidad de tipo normal. Vale destacar que el rango de anomalías para este grupo (2) va desde 82,66 mGal hasta 217,1 mGal.

Estos datos presentan anomalías lo suficientemente elevadas como para descartar su ubicación geográfica en la corteza continental y lo suficientemente moderadas para descartar su ubicación geográfica en la meseta oceánica ubicada al norte del CDCS, lo cual puede sugerir la posibilidad de que las anomalías están asociadas a ciertas estructuras supracorticales de la parte más septentrional de Bloque de Bonaire (tales como el Ridge de Curazao o la Cuenca de Los Roques); además, a la estructura sobrecorrida del CDCS, más adelante se generará el mapa de distribución de estos grupos, pudiendo correlacionar estos análisis con la verdadera distribución geográfica de los datos. La curva Q-Q (Figura 4.4) evidencia la clara disposición de los puntos a concentrarse sobre la recta teórica de  $45^\circ$ , lo cual sugiere considerar este grupo como una distribución de tipo normal.

Grupo 3: Los resultados obtenidos del análisis del histograma de frecuencias para el grupo 3 (Figura 4.5) muestran que los datos de anomalías de Bouguer, para una población de 22.923 datos gravimétricos, están conformados por dos subpoblaciones, las cuales pueden sugerir una distribución de tipo bimodal. La subpoblación de mayor frecuencia (datos a la derecha) está comprendida entre  $\approx 276$  mGal y 302,03 mGal, mientras que la subpoblación de menor frecuencia (datos a la izquierda) está comprendida entre 217,11 mGal y  $\approx 270$  mGal. Todo el rango de magnitudes comprendidas en este grupo pueden estar asociadas a la Cuenca de Venezuela, al norte del CDCS.

Cabe destacar que el intervalo de la subpoblación de menor frecuencia (datos a la izquierda) registra frecuencias relativamente constantes, mientras que la subpoblación de mayor frecuencia posee un valor de aparición de anomalías con mayor frecuencia (más probable), en torno a  $\approx 285$  mGal.

En la Tabla 4.1 se observa que los valores centrales de la distribución total de los datos representan valores cercanos entre sí, 276,39 mGal para la media 283,49 mGal para la mediana, lo cual les confiere una diferencia de 7,1 mGal. En la misma tabla se puede apreciar que la desviación estándar para este grupo de datos presenta un valor

moderado ( $\pm 19,49\%$ ), lo que quiere decir que las anomalías no se alejan demasiado del centro de los datos, por lo tanto se puede sugerir, en base a los valores estadísticos, la posibilidad de que los datos tengan una distribución de tipo normal; sin embargo, la curva Q-Q (Figura 4.5) evidencia la clara disposición de los puntos observados a alejarse de la recta teórica de  $45^\circ$ , lo cual sugiere que la distribución pierde la propiedad de normalidad, por lo tanto la posibilidad de considerar a los datos gravimétricos con una distribución normal pierde fuerza. Esto puede deberse a la distribución, en números de datos, casi igualitaria entre las subpoblaciones de menor (hacia la izquierda del histograma) y mayor frecuencia (hacia la derecha del histograma); esta tendencia hacia la bimodalidad en la distribución de probabilidad de los datos puede ser función de la existencia de dos litologías predominantes presentes en el área estudiada y reflejadas en la distribución de los valores gravimétricos.

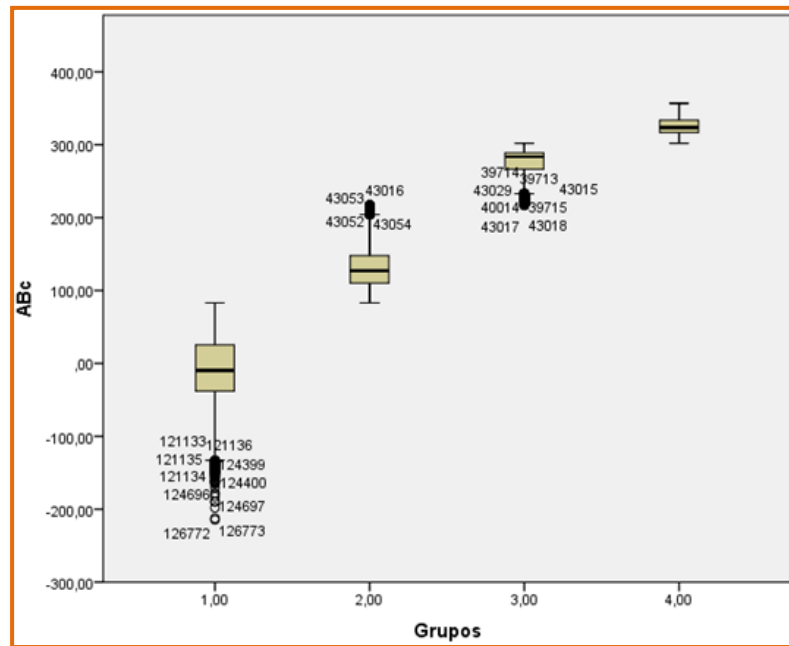
Los sesgos de los datos hacia los extremos de la distribución de probabilidad generan un evidente desajuste en la curva de normalidad (Q-Q). La estructura generadora del intervalo de anomalías menos probable se asocia a una fuerte gravimétrica que presenta valores con igual probabilidad de aparición, mientras que la estructura generadora del intervalo de anomalías con mayor frecuencia es asociada a una fuerte gravimétrica que genera valores muy probables en torno a un valor específico, este valor es 285 mGal.

Grupo 4: Los resultados obtenidos del análisis del histograma de frecuencias para el grupo 4 (Figura 4.6) muestran que los datos de anomalías de Bouguer, para una población de 27.271 datos gravimétricos, están conformados por una distribución de probabilidad de tipo normal, esto se debe a que los datos muestran una clara disposición en ajustarse a la curva de la normalidad arrojada por el algoritmo. Es importante destacar que a pesar de que los datos registran una aglomeración, aparentemente normal; existen rangos en las magnitudes de ABC donde se generan pequeñas subpoblaciones en torno a valores muy probables, como por ejemplo en torno a  $\approx 318$  mGal,  $\approx 324$  mGal,  $\approx 334$  mGal y  $\approx 348$  mGal; sin embargo, estas submodas no empañan la distribución de tipo normal que aparentemente presenta la



totalidad de los datos. Esto puede confirmarse en la Tabla 4.1 donde los valores centrales de la distribución total de los datos (en el grupo 4), son muy cercanos entre sí, siendo 325,14 mGal para la media y 323,72 mGal para la mediana, lo cual les confiere una diferencia de tan solo 1,42 mGal. En la misma tabla se puede apreciar que la desviación estándar para este grupo de datos presenta el valor más bajo con respecto al resto de los grupos ( $\pm 12,43\%$ ), lo que quiere decir que las anomalías no se alejan demasiado del centro de los datos, por lo tanto se puede considerar al grupo 4 como una distribución de probabilidad de tipo normal. El rango de anomalías para este grupo va desde 302,04 mGal hasta 356,85 mGal. En vista de que 356,85 mGal representa el valor más elevado en la ABC para la zona estudiada y el máximo absoluto para toda la región, se puede asociar al basamento de la Cuenca de Venezuela, al norte del CDCS. La curva Q-Q (Figura 4.6) evidencia la clara disposición de los puntos a concentrarse sobre la recta teórica de  $45^\circ$ , lo cual refuerza la teoría de considerar este grupo como una distribución de tipo normal.

Seguidamente, se realizó un diagrama de cajas y bigotes para cada grupo, con el fin de descartar la presencia de algún valor atípico o fuera de rango. En la Figura 4.7, se aprecian los diagramas para los cuatro grupos, donde se registra en los grupos 1, 2 y 3 algunos valores fuera de los rangos establecidos por el programa; sin embargo, considerando el volumen de datos disponibles y las pruebas de normalidad anteriormente aplicadas, es razonable evitar descartar estos datos y en cambio, conservar la totalidad de ellos.

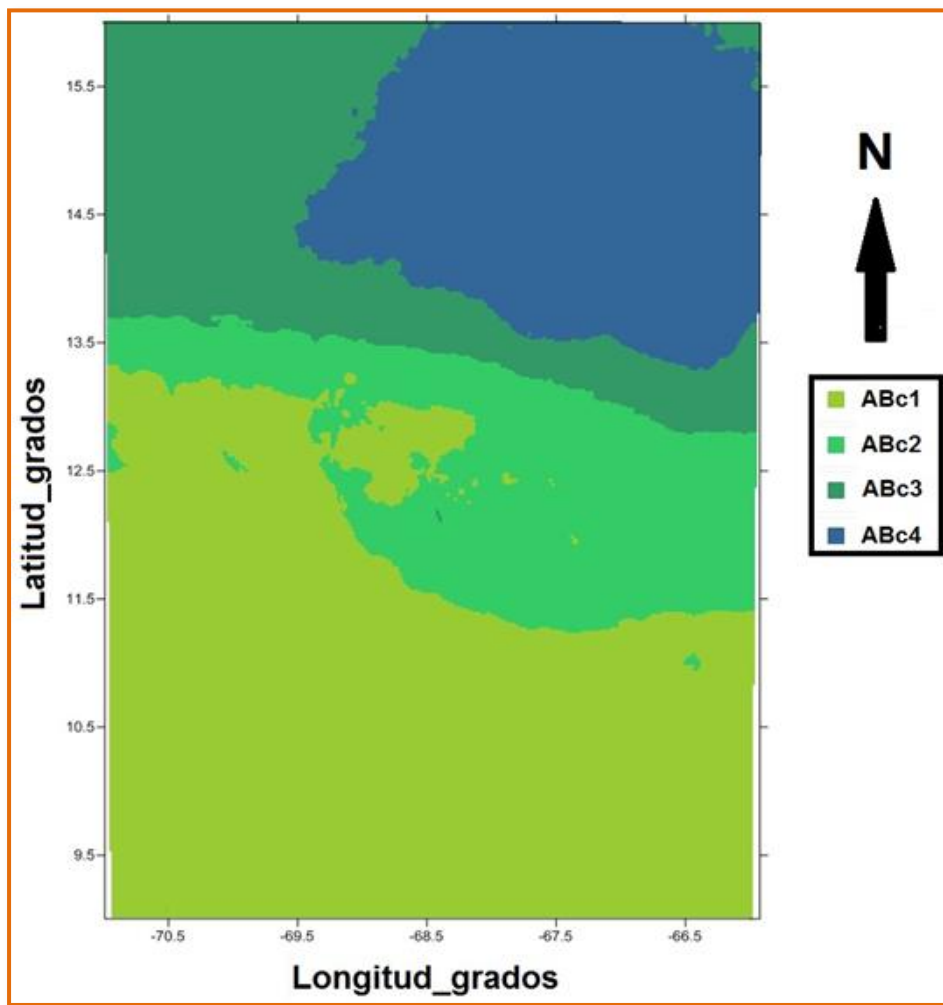


**Figura 4.7.** Diagrama de caja y bigotes para los grupos 1, 2, 3 y 4.

Finalmente, se graficaron conjuntamente los datos de cada grupo (Figura 4.8), empleando para ello las coordenadas geográficas asociadas a cada uno de ellos, y a partir de esto se pudo comprobar que la distribución espacial de cada grupo contiene implicaciones geográficas y geológicas. Seguidamente se presenta un análisis donde se asocian los diferentes grupos con las provincias geológicas:

El grupo 1 comprende las anomalías generadas por las estructuras supracorticales e intracorticales distribuidas entre la corteza continental y la parte más meridional del Bloque de Bonaire, específicamente, hasta las Antillas holandesas al norte de Venezuela (en la región occidental), y parte de la Cuenca de Bonaire (en la región central). El grupo 2 comprende los datos gravimétricos generados por las estructuras supracorticales e intracorticales distribuidas entre centro y en la parte más septentrional del Bloque de Bonaire (estructuras cabalgadas en el CDCS, Ridge de Curazao, Cuenca de Los Roques, islas de Sotavento y la parte septentrional de la Cuenca de Bonaire). Los grupos 3 y 4 pertenecen a los datos generados en el plató

oceánico del Caribe (al norte del CDCS), específicamente el grupo 3 corresponde a las anomalías generadas por el basamento de la Cuenca de Venezuela en su expresión batimétrica moderada (flancos de la cuenca) mientras que el grupo 4 corresponde a las anomalías generadas por el basamento del depocentro de la Cuenca de Venezuela (batimetría profunda). En la Figura 4.8 se observa como la familia de datos pertenecientes al grupo 3 bordea al grupo 4 (batimetrías más profundas en la cuenca).



**Figura 4.8.** Distribución espacial de los cuatro grupos de ABc obtenidos por el análisis de conglomerados de K- medias (realizado con el programa *Surfer* 11, 2014).

En la Tabla 4.2 se presenta un resumen de las características generales de la distribución de los datos en la región en estudio. Se destaca el intervalo de anomalías gravimétricas generado por cada grupo, también se destaca la magnitud gravimétrica más frecuente en cada grupo (moda) así como la asociación geológica basados en el mapa de la Figura 4.8.

**Tabla 4.2.** Características generales de la distribución de los datos en la zona estudiada.

Grupo	Mínimo gravimétrico (mGal)	Máximo gravimétrico (mGal)	Magnitud gravimétrica con mayor frecuencia (mGal)	Asociación geológica
1	214,52	82,95	≈-33	Corteza continental y Bloque de Bonaire (Antillas holandesas y Cuenca de Bonaire)
2	82,96	217,1	≈12	Bloque de Bonaire (estructuras cabalgadas del CDCS, Ridge de Curazao, Cuenca de Los Roques e islas de Sotavento)
3	217,11	302,03	≈285	Cuenca de Venezuela (batimetría moderada)
4	302,04	356,85	≈316	Cuenca de Venezuela (depocentro)

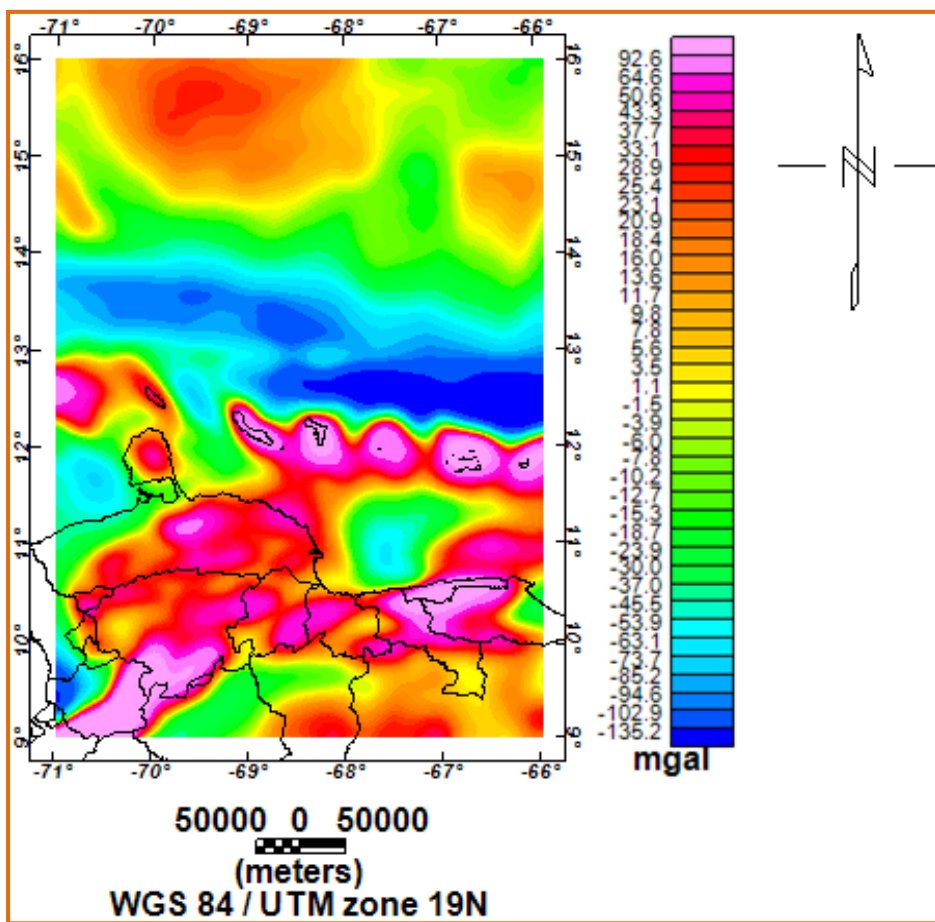
#### 4.4 MAPA DE ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE

Las cargas supracorticales son justificadas esencialmente por la topografía de una determinada región, se debe contar con información detallada del efecto gravimétrico

ocasionado por la altimetría o batimetría de las estructuras supracorticales. Es por esta razón que el mapa de anomalías de Aire Libre adquiere especial importancia en esta investigación, esto se debe a que las anomalías ocasionadas por las elevaciones topográficas resultan ser datos de entrada para el posterior modelado por flexión litosférica, con el fin de vislumbrar el efecto de estas anomalías en la flexión hacia abajo o hacia arriba de la corteza terrestre.

Los datos que fueron utilizados para la generación del mapa de AAL es la misma cantidad de datos utilizados para la obtención del mapa de ABc (129.731 datos). Vale la pena recordar que la separación de estos datos es 1 min de arco, los cuales se distribuyen en una rejilla regular en la región estudiada; en este sentido fue utilizado el método de interpolación de mínima curvatura. Una vez generado el mapa de AAL, se observó que el mismo presenta, hasta este punto, señales ruidosas de igual forma como sucedió con el mapa de ABc. Este ruido es asociado a las altas frecuencias ocasionadas por el espesor de sedimentos recientes y las vibraciones del satélite altimétrico TOPEX/Poseidon.

Con el fin de generar un mapa más presentable y de evitar cualquier tipo de señales que pudieran introducir malas interpretaciones en los posteriores análisis, se procedió a aplicar un ligero filtro gaussiano al mapa de AAL para reducir el ruido generado por la interpolación del mallado original; el filtro fue aplicado con una longitud de onda de  $\approx 5$  km, la cual representaba una distancia mínima comparada con la amplitud del área de estudio. En la Figura 4.9 se muestra el mapa de AAL sin ruido.



**Figura 4.9.** Mapa de anomalías de Aire Libre (AAL). El mapa fue generado con interpolación por mínima curvatura, elipsoide WGS-84, utilizando una base de datos de 129.731 datos de AAL. Se colocó la línea de costa como referencia de ubicación (Fuente: NGDC-NOAA).

En la corteza oceánica, al norte del CDCS, se destaca un grupo de anomalías de Aire Libre, específicamente, entre las longitudes  $\approx 67,70^{\circ}\text{W}$  y  $\approx 70,50^{\circ}\text{W}$  y entre las latitudes  $14,50^{\circ}\text{N}$  y  $16^{\circ}\text{N}$ . El máximo relativo de anomalía en esta área se aprecia aproximadamente en la coordenada  $69,50^{\circ}\text{W} - 15,50^{\circ}\text{N}$ , este valor corresponde a  $\approx 28$  mGal. Este máximo relativo para la totalidad de la zona resulta ser el máximo valor de anomalías de Aire Libre en la corteza oceánica, el cual está asociado a los relieves submarinos que parten desde corazón del Alto de Beata (oeste) hasta el flanco occidental de la Cuenca de Venezuela al norte del CDCS. Sin duda alguna, las estructuras supracorticales que conforman el perímetro oriental del Alto de Beata son

las responsables de disminuir las anomalías de Bouguer positivas y de aumentar las anomalías de Aire Libre (AAL), aumentando la primera anomalía y disminuyendo la segunda en la medida que se adentra en la Cuenca de Venezuela.

En la estructura del CDCS las anomalías de Aire Libre presentan contornos con dirección aproximada E - W, la disminución de dichas anomalías se aprecian hacia el este. Al sur de la Cuenca de Venezuela en la falla marginal surcaribeña se registra un mínimo de anomalías de Aire Libre de aproximadamente -104 mGal, este mínimo relativo se asocia a las máximas profundidades del prisma de acreción, la cual se alcanza debido a la flexión hacia debajo del Bloque de Bonaire a causa del infrecorrimiento del plató oceánico del Caribe, además por las estructuras deformacionales que emplazan al Bloque de Bonaire y generan la deflexión de su basamento.

Al sureste del CDCS entre las longitudes  $66^{\circ}\text{W}$  y  $\approx 68,50^{\circ}\text{W}$  y las latitudes  $\approx 12,10^{\circ}\text{N}$  y  $\approx 20,80^{\circ}\text{N}$  se encuentra un grupo de anomalías negativas que alcanzan un mínimo relativo para el área y absoluto para la región de aproximadamente -187 mGal, este mínimo gravimétrico está asociado a la estructura supracortical de la Cuenca de Los Roques, ubicada entre el CDCS y el Alto de las islas de Sotavento, específicamente en la longitud geográfica del archipiélago de Los Roques.

A lo largo del Ridge de las islas de Sotavento, las anomalías de Aire Libre varían desde  $\approx -68$  mGal hasta  $\approx 137$  mGal, este último es asociado al archipiélago de Los Roques, el resto de las islas registran los siguientes valores aproximados de anomalías de Aire Libre: isla de Aruba  $\approx 39$  mGal, isla de Curazao  $\approx 100$  mGal, isla de Bonaire  $\approx 126$  mGal. Entre las islas holandesas de Aruba y Curazao se localiza el mínimo de AAL para el Ridge de las Antillas de Sotavento, este valor es aproximadamente -76 mGal. El compendio de todas estas anomalías presenta una dirección aproximada de N70W e incluso direcciones E - W.

Entre el alto gravimétrico del Ridge de las Antillas de Sotavento y el sistema de fallas Morón - San Sebastián, se ubica la Cuenca de Bonaire la cual presenta un mínimo relativo en la AAL de aproximadamente -65 mGal. Esta magnitud en la AAL se asocia a la deflexión hacia abajo del basamento de la Cuenca de Bonaire producto de la combinación de las cargas supracorticales adyacentes (relleno sedimentario de la cuenca flexural) y las cargas intracorticales, como por ejemplo el adelgazamiento de la corteza bajo la cuenca (Magnnani *et al.*, 2009).

Otra máximo en la anomalías de Aire Libre que se destaca en región es el de Paraguaná, el cual alcanza un valor de  $\approx 45$  mGal ( $70^{\circ}\text{W}$  -  $12^{\circ}\text{N}$ ). En el estado Falcón se aprecia una serie de anomalías con contornos direccionados  $\approx \text{N}66^{\circ}\text{E}$  e inclusive E-W, es esta área se registra un máximo de AAL de aproximadamente 75 mGal, el cual está asociado a la Serranía de Falcón. Hacia el sur, donde afloran las Napas de Lara se registra un máximo de AAL aproximado de 46 mGal.

Los máximos de AAL que se destacan en el área continental se ubican en la Cordillera de Los Andes y la Cordillera de la Costa, cuyos contornos se encuentra dispuestos  $\approx \text{N}45\text{E}$  y  $\approx \text{E} - \text{W}$ , respectivamente. El máximo de AAL registrado en la Cordillera Andina es aproximadamente 251 mGal, este valor a su vez representa el máximo absoluto de la región estudiada, lo cual concuerda con el mapa de topografía donde se onserva para esta misma zona la máxima elevación topográfica. Por su parte, en la Cordillera de la Costa se registra un máximo relativo en la AAL de  $\approx 123$  mGal, este máximo valor de AAL se presenta en la longitud  $67^{\circ}\text{W}$  a  $\approx 20$  Km al sur del sistema de fallas Morón - San Sebastián.

Otro de los mínimos presentes en el área continental se puede observar en aquellas áreas donde el basamento es más profundo; es decir, al sur del frente de corrimientos (llanos venezolanos), en el flanco oriental de la Cuenca de Maracaibo y al norte de estado Guárico. Estos son los mínimos asociados con su respectiva estructura supracortical:  $\approx -122$  mGal (Cuenca de Maracaibo),  $\approx -40$  mGal en los llanos occidentales de la región estudiada (al sur del estado Lara), -4 mGal en el norte del



estado Guárico (corrimiento frontal). Entre las latitudes  $9^{\circ}\text{N}$  y  $9,5^{\circ}\text{N}$  y entre las longitudes  $67^{\circ}\text{W}$  y  $69^{\circ}\text{W}$  se observa un máximo de AAL con magnitud  $\approx 35$  mGal el cual se asocia al alto El Baúl, ubicado aproximadamente a 60 km al sur del Corrimiento Frontal.

#### **4.5 MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER**

Con el fin de asociar las anomalías gravimétricas con las diferentes estructuras geológicas de la región y de realizar los posteriores modelos gravimétricos y flexurales, se procedió a generar el mapa anomalías de Bouguer Completa (ABc) para la zona estudiada (Figura 1.1). Considerando que la distribución de los datos provenientes de una adquisición satelital corresponde a una grilla regular, el método de interpolación que se empleó para el mapa de ABc es la mínima curvatura. Una vez generado el mapa, se observa que este presentaba ruido, asociados principalmente a la combinación de dos variables:

(a) Espesor sedimentario reciente y (b) vibraciones del propio satélite altimétrico TOPEX/Poseidon.

La presencia de ruido en la señal gravimétrica pudiera conllevar a malas interpretaciones en las anomalías gravimétricas, por ejemplo, en el sur del mapa de ABc (corteza continental) se observa un grupo de anomalías que presentan el aspecto de “olas marinas”. Este tipo de ruido, acentuado en el área continental, representaría un verdadero obstáculo a la hora de interpretar las señales generadas por las fuentes gravimétricas residuales y regionales; esto además, sería perjudicial en el modelado de las estructuras litosféricas, en vista de que estas altas frecuencias pueden opacar las frecuencias más bajas generadas por las estructuras más profundas.

Con el fin de subsanar este inconveniente y generar un mapa de ABc presentable, se procedió a eliminar las altas frecuencias con la aplicación de un filtro paso bajo,

partiendo de que la principal función de un filtro paso bajo es permitir el paso de las frecuencias más bajas y atenuar las frecuencias más altas, el paso o atenuación del espectro de frecuencia es aplicado a partir de una frecuencia de corte, la selección de esta frecuencia de corte debe ser cuidadosa, en vista de que se puede seleccionar una frecuencia de corte inconveniente que pudiera atenuar un rango de frecuencias generadas por las fuentes gravimétricas más someras. En definitiva, la idea de aplicar este filtro al mapa de ABC es para eliminar las altas frecuencias (ruido) sin involucrar las frecuencias provenientes de los cuerpos responsables de las anomalías residuales.

Con el fin de buscar la frecuencia de corte más adecuada para la aplicación del filtro paso bajo se procedió a realizar la descomposición espectral en el mapa de anomalías de Bouguer Completa (ABC). La técnica de la descomposición espectral se basa en seleccionar un rango de los números de onda en el espectro de potencia promedio de la señal; estos rangos de números de onda están implícitamente relacionados con la profundidad que tiene un cuerpo en el subsuelo, dentro del rango de número de onda generada por cada fuente gravimétrica se escogerá el número de onda apropiado para atenuar las altas frecuencias (ruido); esta técnica fue empleada por Spector y Grant en 1970.

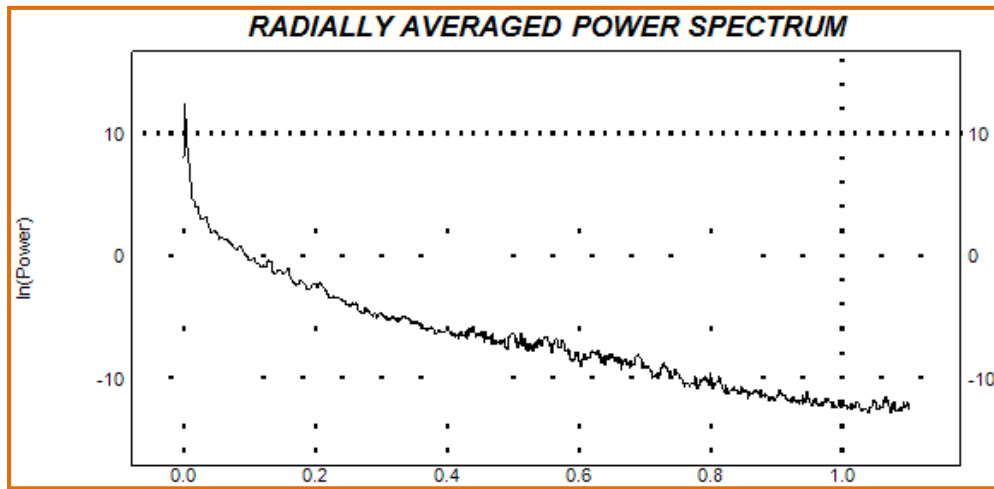
Para la construcción del espectro radial de potencia de la gravedad se utilizó el módulo MAGMAP del *software Oasis Montaj*, y con el submódulo *Spectrum Calculation and Display* se obtuvo la curva del dicho espectro (Figura 4.10), esta curva ofrecida por Oasis es importante ya que ella muestra una estimación de las profundidades de las fuente gravimétrica a lo largo de todo el espectro. Una vez obtenido el espectro de frecuencias, se procedió a seleccionar de forma manual los intervalos de número de onda ( $k$ ) donde los datos presentaban una tendencia lineal (Figura 4.11), después de haber seleccionado estos intervalos de número de onda ( $k$ ) con tendencia lineal se procedió a calcular sus respectivas rectas con el método de mínimos cuadrados, obteniendo finalmente las pendientes de dichas rectas. Cabe destacar que la selección manual de los intervalos con relación lineal fue ejecutada en

Excel, donde fue importado, desde Oasis, el archivo del espectro que contiene la curva logaritmo neperiano de la potencia contra el número de onda ( $k$ ).

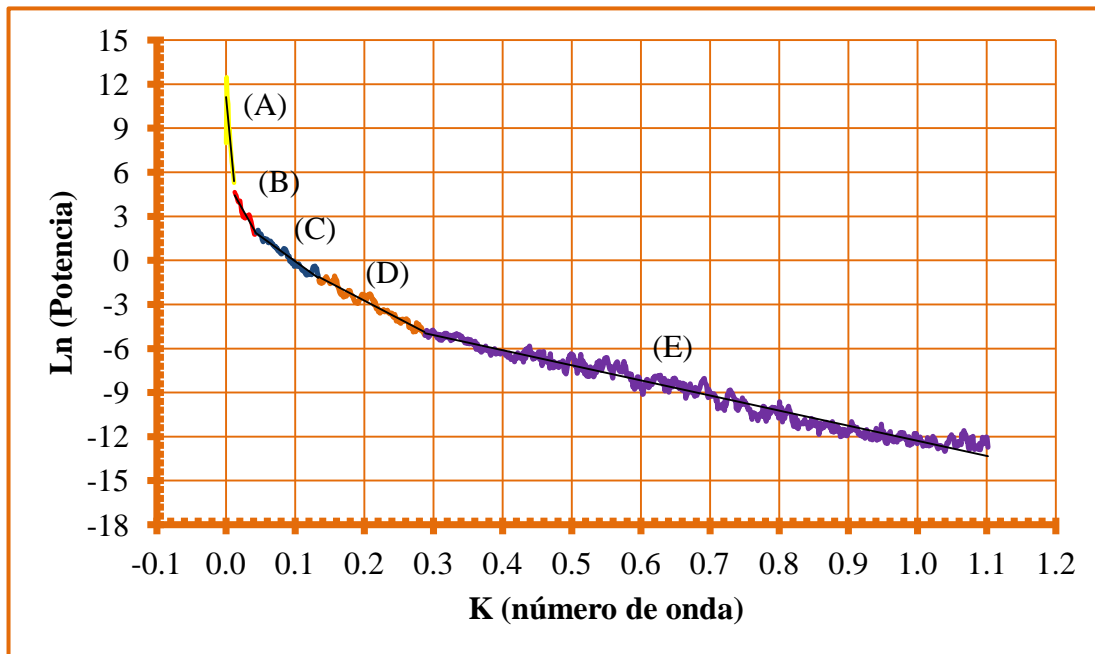
Según la teoría desarrollada por Spector y Grant (1970) estas pendientes guardan una relación directa con la profundidad del tope de la fuente gravimétrica, es decir, la profundidad de la fuente geológica es una función del promedio de la potencia en un intervalo de número de onda; para calcular las profundidades se implementó la Ecuación 4.7:

$$Z = -\frac{m}{4\pi} \quad (4.7)$$

Donde:  $Z$  es el promedio del tope de la fuente gravimétrica y  $m$  es la pendiente del intervalo de número de onda lineal.



**Figura 4.10.** Espectro de potencia promedio de la gravedad de la zona estudiada (obtenido de Oasis Montaj, 2014).



**Figura 4.11.** Rangos de longitudes de ondas con tendencia lineal. (A) fuente profunda; (B y C) fuentes intermedias; (D) fuente somera; (E) cola de ruido.

Seguidamente se presentan las ecuaciones de las rectas, pertenecientes a las relaciones lineales, ubicadas en la Figura 4.11, esta recta representa a la potencia como una función del número de onda:

(A)  $\text{Potencia (k)} = -485,72*(k) + 11,131$

(B)  $\text{Potencia (k)} = -85,241*(k) + 5,5392$

(C)  $\text{Potencia (k)} = -34,016*(k) + 3,3458$

(D)  $\text{Potencia (k)} = -24,417*(k) + 2,147$

(E)  $\text{Potencia (k)} = -10,277*(k) - 2,0077$

Las pendientes de las rectas A, B, C, D y E fueron sustituidas en la Ecuación 4.7 (Spector y Grant, 1970) obteniendo de esta manera el promedio en profundidad del tope de cada una de las fuentes gravimétricas asociadas a cada intervalo de número de onda (k). En la Tabla 4.3 se presenta un resumen de los cálculos efectuados, además, se aporta una asociación entre las profundidades y el tipo de estructura geológica (supacortical o intracortical) responsable de generar el intervalo de número de onda (k).

**Tabla 4.3.** Resumen del análisis espectral de los datos gravimétricos.

Fuente	Asociación geológica	Pendiente del tramo lineal sobre el espectro gravimétrico (adimensional)	Estimación de la profundidad del tope de la fuente gravimétrica (km) (Spector y Grant, 1970)	Intervalo de número de onda generado por la fuente gravimétrica (1/km)
E	Sedimentos recientes	-10,28	0,82	0,2883-1,1017
D	Rocas sedimentarias cretácicas	-24,42	1,94	0,1345-0,2873
C	Rocas metasedimentarias	-34,02	2,71	0,0441-0,1334
B	Basamento ígneo-metamórfico	-85,24	6,78	0,0129-0,0430
A	Profundidad máxima estimada del contacto corteza manto	-485,72	38,65	< 0,0118

Cada fuente gravimétrica es responsable de generar un intervalo de número de onda; las magnitudes de los números de ondas asociados a cada fuente gravimétrica y la potencia de estas señales dependerán, principalmente, del efecto combinado entre la densidad, profundidad, geometría, mineralogía y temperatura de los cuerpos supracorticales o intracorticales responsables de las anomalías gravimétricas concernientes a cada paquete de número de onda. En la Tabla 4.3 se exponen las 5 fuentes gravimétricas (A, B, C, D y E), destacadas en la región estudiada, responsables de generar las anomalías gravimétricas.

La fuente más profunda (A en la Figura 4.11) se encuentra a 38,65 km de profundidad, la misma se encuentra asociada a las máximas profundidades del límite corteza manto, las cuales generan un intervalo de número de onda inferior a  $0,0118 \text{ km}^{-1}$  ( $\approx 85 \text{ km}$  de longitud de onda). La fuente B está asociada al basamento ígneo - metamórfico, el cual se encuentra a una profundidad promedio de 6,78 km (Napas cretácicas de Lara en el occidente y cubierta metasedimentaria en la región central de Venezuela), generando un intervalo de número de onda que está comprendido entre  $0,0129$  y  $0,0430 \text{ km}^{-1}$ . La fuente C, se encuentra a una profundidad media de 2,71 km, asociándose al tope de la cubierta metasedimentaria la cual es responsable de generar un intervalo de número de onda comprendido entre  $0,0441$  y  $0,1334 \text{ km}^{-1}$ . La fuente D se asocia a las rocas sedimentarias cretácicas que se encuentran a una profundidad promedio de 1,94 km, los cuales generan un intervalo de número de onda que está comprendido entre  $0,1345$  y  $0,2873 \text{ km}^{-1}$ . Finalmente se identificó a los 0,82 km la fuente más somera, asociada a los sedimentos más recientes que generan un intervalo de número de onda comprendida entre  $0,2883 \text{ km}^{-1}$  y  $1,1017 \text{ km}^{-1}$ .

Una vez establecidos los intervalos de números de ondas generados por las diferentes fuentes gravimétricas en la zona estudiada, se procedió a identificar la frecuencia de corte más adecuada para la aplicación del filtro paso bajo (Gauss regional), con el fin de eliminar las altas frecuencias en el mapa de ABc. En ese sentido, se aplicó el filtro paso bajo probando con frecuencias de cortes de los valores mínimos y máximos de cada intervalo de número de onda comprendidos entre los sedimentos recientes y los metasedimentos. Los diferentes números de ondas generados por la fuente gravimétrica E (Tabla. 4.3) no representan frecuencias de cortes o números de ondas de corte apropiados para aplicar el filtro paso bajo, en vista de que se mantiene el ruido en el mapa de ABc.

Hasta este punto de la investigación los filtros paso bajo generados en Oasis, con números de onda de corte mayores al intervalo de números de onda de la fuente D (longitudes de ondas cortas) no mostraban disposición de mejorar al mapa de ABc, en vista de que persistía el ruido. Sin embargo, a partir del intervalo de número de onda

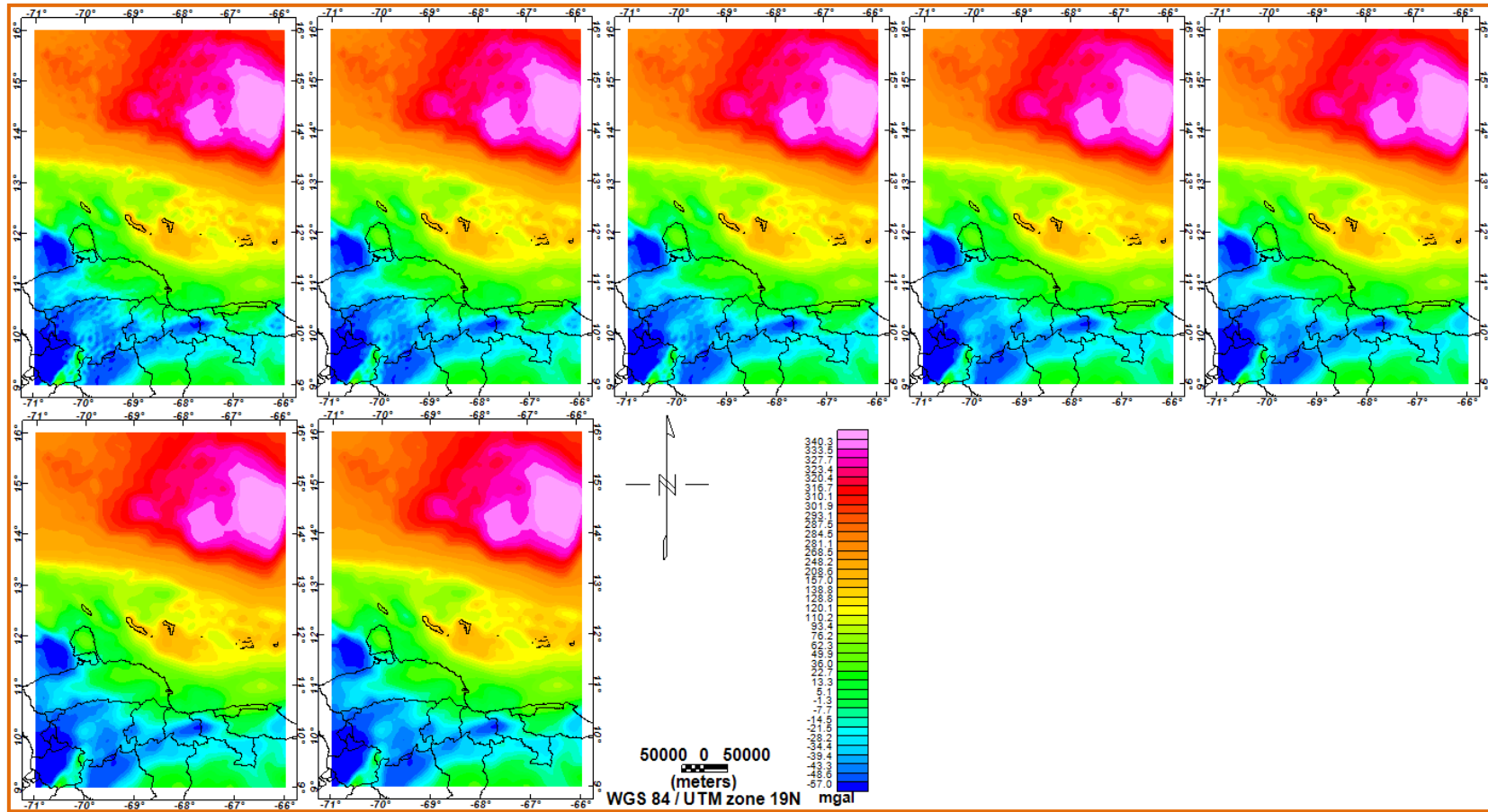
generado por la fuente D (Tabla. 4.3), asociado a las rocas sedimentarias cretácicas, se comenzó a notar el cambio en el mapa de ABc; es decir, el ruido generado por las vibraciones del satélite y los sedimentos sueltos mostraron tendencias a desaparecer paulatinamente, a partir del número de onda de corte  $0,2227 \text{ km}^{-1}$ , longitud de onda 4,5 km (longitud de onda generada correspondiente a la fuente D). Es a partir de esta profundidad donde las longitudes de ondas correspondientes a las fuentes supracorticales generadoras del ruido en la señal (sedimentos no consolidados), pierden intensidad en el espectro.

Por estas razones, a partir de este número de onda ( $0,2227 \text{ km}^{-1}$ ) fueron intensificadas las pruebas en los filtros paso bajo, es decir, fueron seleccionados números de ondas cada vez con menor magnitud (menor frecuencia o mayor longitud de onda). Estos números de ondas fueron probados como frecuencias de cortes en los diferentes filtros paso bajo (Gauss regional), hasta que se consiguió eliminar las altas frecuencias en el mapa de ABc. Los números de ondas que fueron ensayados en el filtro pasa bajo fueron:  $0,2227 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1894 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1797 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1474 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1388 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1280 \text{ km}^{-1}$  y  $0,1237 \text{ km}^{-1}$ , resultando este último valor ( $0,1237 \text{ km}^{-1}$ ) el número de onda de corte más adecuado en el filtro paso bajo, ya que el mapa de ABc mejoró sustancialmente, eliminándose por completo el ruido y dejando intactas las anomalías de las fuentes locales y regionales, la longitud de onda concerniente a este número de onda ( $k$ ) es  $\approx 8 \text{ km}$ , correspondiendo esta longitud de onda a la fuente C (metasedimentos), lo que quiere decir que la profundidad estimada de la fuente gravimétrica que genera esta longitud de onda se encuentra entre los metasedimentos (2,71 km) y el basamento ígneo metamórfico ( $\approx 6 \text{ km}$ ), siendo estas profundidades los topes de dichas fuentes gravimétricas.

En la Figura 4.12 se expone la secuencia de los mapas de anomalías de Bouguer Completa, de la zona estudiada, que fueron resultado de la aplicación del filtro paso bajo para los diferentes números de ondas de corte (o frecuencia de corte).

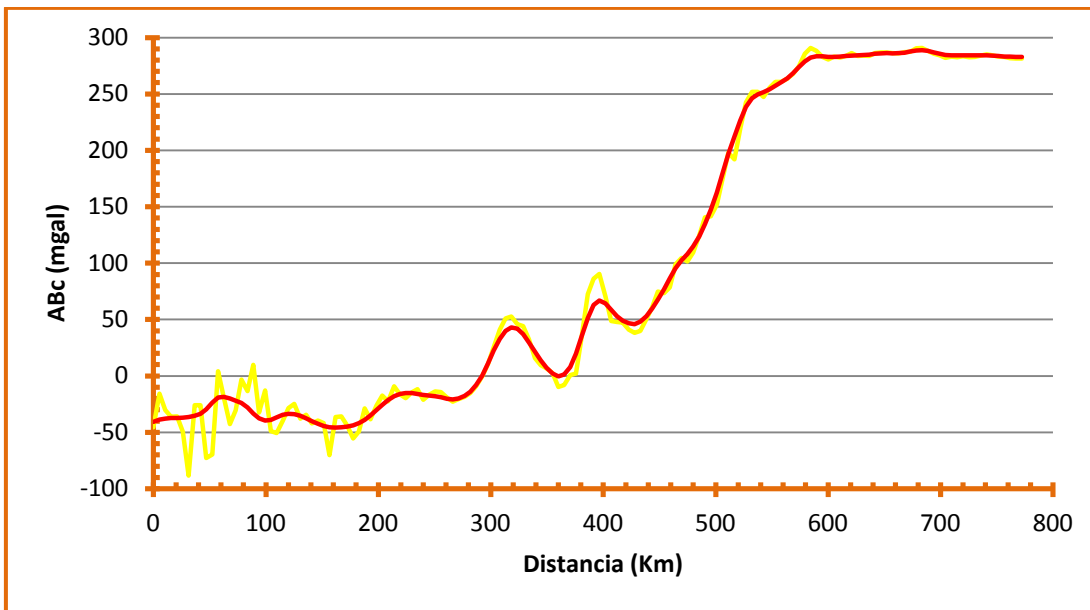


Vale destacar que el último mapa de la secuencia mostrada en la Figura 4.12 corresponde al mapa de ABC sin ruido (mapa inferior). En esta secuencia se puede destacar la permanencia del ruido en la zona sur y suroeste del mapa (área continental), donde no fue sino hasta  $0,1237 \text{ km}^{-1}$  donde el ruido fue obligado a desaparecer. Este fenómeno se asocia al ruido provocado por las estructuras deformadas más someras pertenecientes a los sistemas de la Cordillera de Los Andes y de la Costa, además a los sedimentos ubicados al sur del frente de corrimientos. Cabe destacar que en la corteza oceánica y en el Bloque de Bonaire desaparece el ruido con mayor rapidez, observándose cambios significativos en los filtros correspondientes a los números de ondas generados por la fuente D (rocas sedimentarias cretácicas), fuentes ubicadas a menos de 1,5 km de profundidad.



**Figura 4.12.** Secuencia de mapas de ABC donde se ven atenuadas las altas frecuencias producto del filtro paso bajo ( $0,2227 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1894 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1797 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1474 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1388 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,1280 \text{ km}^{-1}$  y  $0,1237 \text{ km}^{-1}$ ). Los mapas fueron generados con interpolación por mínima curvatura, elipsoide WGS-84, utilizando una base de datos de 129.731 datos de gravedad, topografía y batimetría para la corrección por Bouguer y topográfica la densidad utilizada fue de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . Se colocó la línea de costa como referencia de ubicación (Fuente: NGDC-NOAA).

Con el fin de demostrar que las frecuencias originadas por las anomalías gravimétricas no fueron atenuadas significativamente con la aplicación del filtro paso bajo en el módulo MAGMAP de Oasis, se graficaron las curvas de ABc y ABc filtrada (Figura 4.13) sobre el perfil 70°W a lo largo de toda la zona estudiada, demostrándose que las anomalías fueron limpiadas del ruido sin haber modificado las anomalías de los cuerpos locales ni regionales. Se puede observar en el perfil (Figura 4.13) que la mayor intensidad de las altas frecuencias se encuentran entre 0 km y 200 km del perfil, es decir, entre 9°N y 11°N (corteza continental), estas altas frecuencias se deben a la heterogeneidad de las estructuras someras y profundas que se encuentran en el continente, este resultado es de esperarse ya que las estructuras supracorticales autóctonas y alóctonas en esta zona son numerosas (Napas de Lara, Napas de Aragua, Napa Piemontina, Corrimiento Frontal, Cuenca de Barinas - Apure, entre otras estructuras). El límite entre la parte meridional Bloque de Bonaire y la parte septentrional de la placa Suramérica, sin duda alguna, representa un área compleja desde el punto de vista estructural, y además desde el punto de vista gravimétrico, esto se traduce a numerosos ruidos que empañan la señal gravimétrica limpia, es de esperarse, en una región colisional, la variabilidad en la densidad, las complejas estructuras que colisionan, sobrecorren, infracorren y que se encuentran en constante movimiento dextral ocasionan problemas en el reconocimiento de las anomalías generadas por las diferentes estructuras.



**Figura 4.13.** Comparación entre la ABC con ruido (amarilla) y ABC filtrada con filtro paso bajo (roja) (número de onda de corte  $0,1237 \text{ km}^{-1}$ ), 0 Km corresponde a la latitud  $9^{\circ}\text{N}$ , perfil a lo largo del meridiano  $70^{\circ}\text{W}$ .

#### 4.5.1 Interpretación del mapa de anomalías de Bouguer

El mapa de anomalías de Bouguer Completa (ABC) generado (último en la secuencia de la Figura 4.12) representa un área bastante extensa que abarca, en su parte más meridional, desde el sur del corrimiento frontal venezolano (donde, por ejemplo, en el meridiano  $67^{\circ}\text{W}$  alcanza las Napas Piemontinas y en el meridiano  $70^{\circ}\text{W}$  se extiende hasta el flanco más septentrional de la cuenca de Barinas - Apure), hasta la Cuenca de Venezuela al norte del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), en su parte más septentrional, abarcando un área aproximada de  $350.000 \text{ km}^2$  (Figura 1.1).

Las provincias geológicas que se extienden en toda la zona estudiada son numerosas y presentan diferencias notables en cuanto a sus características gravimétricas (densidad y geometría) y topográfica/batimétrica; sin embargo, el origen y evolución de gran parte de estas expresiones supracorticales (bloques

tectónicos, cuencas flexurales, cordilleras submarinas, cordilleras continentales, deslizamientos flexurales, fosas, prismas de acreción, islas, intrusiones, obducciones, entre otros) e intracorticales (adelgazamientos corticales) fueron originadas y controladas a lo largo del tiempo, por el paso de la placa Caribe (ampliamente explicado en el CAPÍTULO I).

En el mapa de ABC se observa una característica en cuanto a la distribución de las anomalías que vale la pena destacar. Las anomalías gravimétricas tal y como se distribuyeron geográficamente en el análisis de K conglomerados, están agrupadas en tres provincias geológicas principales (corteza oceánica, corteza transicional y corteza continental), donde las anomalías pertenecientes a cada una de estas zonas presentan rangos característicos de cada subregión y donde los contornos gravimétricos, en general, tienden a presentar la misma dirección (E - W).

El primer grupo de anomalías, ubicado entre las latitudes  $\approx 13,10^{\circ}\text{N}$  y  $16^{\circ}\text{N}$  y entre las longitudes  $66^{\circ}\text{W}$  y  $71^{\circ}\text{W}$ ; se extiende desde la parte más septentrional del mapa ( $16^{\circ}\text{N}$ ) hasta coincidir, casi perfectamente, con el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS). Las anomalías gravimétricas observadas en esta zona varían desde  $\approx 216$  mGal hasta  $\approx 356$  mGal, las cuales se asocian al basamento de la Cuenca de Venezuela. La magnitud de este grupo de anomalías disminuye de norte a sur y aumentan de oeste a este. El gradiente gravimétrico en dirección E - W de la corteza oceánica, para la zona estudiada, es de  $\approx 0,0994$  mGal/km (a lo largo del paralelo  $15^{\circ}\text{N}$ , desde  $66^{\circ}\text{W}$  hasta  $71^{\circ}\text{W}$ ) y en sentido N-S el gradiente gravimétrico, de la corteza oceánica, es de  $\approx 0,2073$  mGal/km (a lo largo del meridiano  $70^{\circ}\text{W}$  desde el CDCS hasta  $16^{\circ}\text{N}$ ) y  $0,3978$  mGal/km (a lo largo del meridiano  $67^{\circ}\text{W}$  desde el CDCS hasta  $16^{\circ}\text{N}$ ), estos valores sugieren un mínimo cambio de las respuestas gravimétricas producto de la homogeneidad de las fuentes gravimétricas tanto someras como profundas lo cual es coherente con respecto a la provincia geológica donde se encuentran estas anomalías, ya que la homogeneidad es la principal característica de las cortezas oceánicas.

Aproximadamente al este de la longitud  $68,70^{\circ}\text{W}$  (en la corteza oceánica) comienzan a aumentar paulatinamente las profundidades de la Cuenca de Venezuela, hasta alcanzar profundidades que superan los 5000 m. Justamente en estas profundidades es donde se localiza el máximo gravimétrico ( $\approx 356$  mGal) de la meseta oceánica del Caribe que a su vez es el máximo absoluto de la región estudiada.

Al este de  $\approx 68,70^{\circ}\text{W}$ , en la Cuenca de Venezuela, se destacan tres características notables: (a) comienza a decaer la elevación batimétrica, (b) comienzan a aumentar significativamente los valores de ABC y (c) los contornos gravimétricos cambian abruptamente de dirección, pasando de  $\approx \text{N}46\text{W}$  a  $\approx \text{N}47\text{E}$ . Este cambio en las características de las anomalías podrían estar asociadas principalmente a dos factores: (a) el aumento de las densidades conferidas por la constitución litológica de la corteza oceánica (Ughi, 2011), intrusiones de *sills* y flujos basálticos (Meschede y Frisch, 1998) y (b) por el espesor anómalo de la corteza oceánica del Caribe específicamente en la región central del CDCS (4 - 5 km) (James, 2005b).

Hasta este punto de la investigación no es posible brindar una asociación definitiva acerca del tipo de estructura que genera el aumento progresivo de la ABC a partir de la latitud  $\approx 68,70^{\circ}\text{W}$ ; sin embargo, se puede sugerir el siguiente razonamiento: si las estructuras supracorticales con expresiones batimétricas se ven disminuidas en la Cuenca de Venezuela como lo indica el mapa batimétrico (Figura 4.14), entonces se puede decir que las anomalías gravimétricas al este de  $\approx 68,70^{\circ}\text{W}$  no están controladas por el efecto de las estructuras supracorticales con expresiones batimétricas. Por el contrario, pareciera que las estructuras intracorticales son las responsables, en gran medida, de reproducir las anomalías gravimétricas positivas que se registran en esta región, esto sugiere que un espesor anómalo de la corteza oceánica (James, 2005b) es el responsable de reproducir las anomalías positivas (hasta de 354 mGal) en la Cuenca de Venezuela, al este de la latitud  $\approx 68,70^{\circ}\text{W}$ .

En contraposición, las anomalías gravimétricas de la Cuenca de Venezuela, que se ubican al oeste de la longitud  $\approx 68,70^{\circ}\text{W}$ , disminuyen ligeramente en ese mismo

sentido. Destacándose también en esta zona importantes estructuras supracorticales con expresiones batimétricas, esto en base a los datos de batimetría los cuales evidencian la presencia de relieves con profundidades entre  $\approx 3800$  m y  $\approx 4300$  m; sin duda alguna esta batimetría representa un relieve en vista de que al este de la Cuenca de Venezuela, para la zona estudiada, las profundidades pueden superar los 5000 m (depocentro de la cuenca). Este alto batimétrico (parte occidental de la Cuenca de Venezuela, al oeste de  $\approx 68,70^{\circ}\text{W}$ ) puede asociarse a los relieves submarinos del flanco oriental de la Dorsal de Beata, el cual separa a las Cuencas de Colombia y Venezuela al norte del CDCS (Núñez *et al.*, 2010). Partiendo de la presencia de este relieve submarino sugiere que las anomalías ubicadas en esta área controlan la ligera disminución de las anomalías gravimétricas en la Cuenca de Venezuela, disminuyendo hasta alcanzar entre  $\approx 215$  mGal y  $\approx 280$  mGal (grupo 3 del análisis estadístico).

Por el contrario, al este de  $\approx 68,70^{\circ}\text{W}$  las anomalías gravimétricas aumentan de magnitud de la mano con la profundización de la cubierta sedimentaria de la Cuenca de Venezuela. Con la ausencia de batimetría importante y con un aumento significativo de las anomalías gravimétricas se puede inferir que este aumento está controlado por una carga de tipo intracortical (disminución en el espesor de la corteza oceánica).

Justamente donde comienza a decaer la elevación batimétrica (hacia el este de  $\approx 69^{\circ}\text{W}$ ), los contornos gravimétricos pasan de presentar direcciones NW - SE a NE - SW; estos contornos ubicados donde comienza a profundizar la Cuenca de Venezuela (noreste del mapa de ABc) se dividen en dos grupos principales, el primero de ellos es asociado al flanco norte de la Cuenca de Venezuela (decaimiento batimétrico de vergencia sur), cuyos contornos están orientados aproximadamente N50E. El segundo grupo de contornos gravimétricos es asociado al flanco sur de la cuenca (decaimiento batimétrico de vergencia norte), cuyos contornos presentan una orientación aproximada de N72W, los cuales tienden a ser paralelos a los contornos generados

por el CDCS (al sur de la Cuenca de Venezuela). Este grupo de contornos gravimétricos al norte y al sur de la cuenca tienden a unirse en los flancos occidentales ( $\approx 68,50^{\circ}\text{W}$ ) y orientales ( $\approx 66^{\circ}\text{W}$ ) de la misma, presentando para estas longitudes direcciones aproximadas N - S.

Tal y como ocurre con las anomalías gravimétricas que adoptan la forma de las estructuras geológicas que las genera, las anomalías gravimétricas en la Cuenca de Venezuela adoptan la forma de la depresión flexural, se puede decir que las anomalías gravimétricas presentes en esta cuenca están controladas por la presencia de estructuras de alta densidad en el basamento y por la proximidad de la superficie de Moho generada por un adelgazamiento cortical.

El mapa de ABC evidencia un claro contraste gravimétrico entre la corteza oceánica y la corteza transicional (Bloque de Bonaire), destacándose un grupo de anomalías gravimétricas ubicadas entre ambas estructuras geodinámicas. Este grupo de anomalías, corresponden al complejo supracortical de tipo deformacional y de cabalgamiento (CDCS) descrito por Kroehler *et al.* (2011), los cuales resultaron de la convergencia inducida entre el Bloque de Bonaire y la meseta oceánica del Caribe (Audemard, comunicación personal, 2013), esta estructura que domina todo el contexto longitudinal de la zona en estudio (E - W) y además que se extiende aproximadamente latitudinalmente entre 100 y 200 km, genera anomalías gravimétricas entre  $\approx 128$  mGal y  $\approx 270$  mGal, las cuales disminuyen en sentido N - S desde el borde septentrional (límite con la Cuenca de Venezuela) hasta el borde meridional de la corteza transicional (Ridge de Curazao).

Cabe destacar que las anomalías generadas por el CDCS, presentan contornos con orientación  $\approx \text{N}70\text{W}$  alcanzando una máxima latitud de  $\approx 13,80^{\circ}\text{N}$  (en la parte más occidental de la región) y su mínima latitud se ubica en  $\approx 12,70^{\circ}\text{N}$  (en la parte más oriental de la región).



Al sur del CDCS se encuentra la corteza transicional o Bloque de Bonaire (Silvert *et al.*, 1975) limitada al norte por dicha falla marginal ( $\approx 13,80^{\circ}\text{N}$  en la parte más occidental y  $\approx 12,70^{\circ}\text{N}$  en la parte más oriental) y al sur por el sistema de fallas Oca - Ancón (región occidental de Venezuela,  $\approx 11,10^{\circ}\text{N}$ ) y el sistema de fallas Morón - San Sebastián (región centro - norte de Venezuela,  $\approx 10,50^{\circ}\text{N}$ ). Las anomalías generadas por esta estructura supracortical (Bloque de Bonaire) van desde  $\approx -3$  mGal hasta  $\approx 127$  mGal, disminuyendo estas anomalías de norte a sur, siendo  $\approx 127$  mGal el máximo absoluto del bloque transicional y un máximo relativo de la región y  $\approx -3$  mGal el mínimo relativo de la zona. Los contornos gravimétricos de esta zona se extienden en dirección  $\approx \text{N}70\text{W}$  (en las zonas más septentrional del bloque tectónico) y  $\approx \text{N}46\text{W}$  (en las zonas más meridionales del bloque tectónico), inclusive en las islas de Sotavento (venezolanas y holandesas) se pueden apreciar contornos con direcciones E - W, estos resultados son concordantes con la geodinámica de la región, ya que las principales estructuras se encuentran deformadas más o menos en la misma dirección.

Al sur del CDCS, más específicamente en la región comprendida entre las longitudes  $\approx 66,10^{\circ}\text{W}$  y  $\approx 68,20^{\circ}\text{W}$  y entre las latitudes  $\approx 12,30^{\circ}\text{N}$  y  $12,70^{\circ}\text{N}$ , se observa un mínimo gravimétrico relativo (con respecto a las respuestas gravimétricas circundantes) de  $\approx 140$  mGal, esta respuesta gravimétrica está asociada a la Cuenca de Los Roques ubicada entre el CDCS y el Ridge de las islas de Sotavento. La profundidad máxima de esta cuenca, es de aproximadamente 4700 m.

Al sur de la Cuenca de Los Roques, a menos de  $\approx 20$  km, se encuentran una serie de máximos gravimétricos relativos que se extienden a lo largo de todo el mapa, desde la isla de Aruba hasta la isla de Los Roques, este grupo de anomalías están asociadas al Ridge de las islas de Sotavento; esta serie de montañas submarinas alcanzan profundidades hasta de 3 km (e.g., Silvert., *et al.*, 1970; Magnani *et al.*, 2009). La variación de las anomalías gravimétrica en las islas de Sotavento va desde 2 mGal (para las zonas más occidentales del Ridge) hasta 160 mGal (para las zonas más orientales del Ridge, isla de Los Roques).

Seguidamente, al sur del Ridge de Sotavento, en la región comprendida entre las longitudes  $\approx 67^{\circ}\text{W}$  y  $\approx 68,40^{\circ}\text{W}$  y entre las latitudes  $\approx 11,50^{\circ}\text{N}$  y  $\approx 12^{\circ}\text{N}$ , se observa la presencia de un máximo gravimétrico relativo con respecto a las anomalías circundantes y un mínimo batimétrico significativo. Este máximo gravimétrico corresponde a  $\approx 166$  mGal y el mínimo batimétrico es aproximadamente 1400 m, estos valores están asociados a la Cuenca de Bonaire donde se aprecian contornos de anomalías que van en dirección aproximada E - W. El aumento de la anomalía gravimétrica en la Cuenca de Bonaire con respecto al Ridge de Sotavento es de aproximadamente 10 mGal. Este aumento en las anomalías gravimétricas se puede asociar al adelgazamiento cortical que se registra al sur de este Ridge (aproximadamente a 25 km de la Cuenca de Bonaire) (Magnani *et al.*, 2009), lo que sugiere que las anomalías gravimétricas, en esta zona, están fuertemente influenciada por estructuras intracorticales (adelgazamiento cortical).

Continuando con las descripciones de las estructuras pertenecientes al Bloque de Bonaire, se observa en la región comprendida entre las longitudes  $\approx 70,20^{\circ}\text{W}$  y  $71^{\circ}\text{W}$  y entre las latitudes  $\approx 11,40^{\circ}\text{N}$  y  $12^{\circ}\text{N}$ , un grupo de anomalías asociadas a la cuenca del Golfo de Venezuela (al oeste de la Península de Paraguaná). Esta estructura supracortical genera un grupo de anomalías gravimétricas comprendidas entre  $\approx -31$  mGal y  $\approx -76$  mGal, siendo este último valor el mínimo relativo generado por el basamento de la Cuenca del Golfo de Venezuela. Al oriente del Golfo de Venezuela a menos de 50 km se registra un alto gravimétrico, específicamente en la Península de Paraguaná, la magnitud de este alto es aproximadamente 42 mGal y está asociado a las intrusiones ígneas en la península y a la somerización de las Napas cretácicas de Lara.

Al sureste del alto gravimétrico de Paraguaná, se observa un alto gravimétrico relativo, específicamente en Falcón oriental. Este alto se encuentra limitado al sur por el sistema de fallas Oca - Ancón y presenta una magnitud aproximada de 48 mGal la cual se asocia al adelgazamiento cortical (carga intracortical) registrado bajo la

Cuenca de Falcón (Rodríguez y Sousa, 2003; Bezada *et al.*, 2007). A unos 70 km al sur del adelgazamiento cortical debajo de la Cuenca de Bonaire se encuentra el sistema de fallas Morón - San Sebastián (Magnani *et al.*, 2009) y a 60 km al sur del adelgazamiento cortical bajo la Cuenca de Falcón se encuentra el sistema de fallas Oca - Ancón (Guedez, 2007), son estos los sistemas de fallas sugeridos por Silvert *et al.* (1975) como límites sur del Bloque de Bonaire (paleoarco de islas), donde comienza la corteza continental. El último grupo de anomalías gravimétricas se observa al sur de los sistemas de fallas venezolanas, los cuales se exhiben desde la latitud 9°N hasta el sistema de fallas Oca - Ancón (en la región occidental) y Marón - San Sebastián (en la región central).

Las magnitudes de las anomalías observadas para el continente disminuyen de norte a sur. El mínimo relativo de esta zona y absoluto para toda la región estudiada es aproximadamente -160 mGal, el cual se encuentra ubicado al suroeste del mapa de ABc, entre las longitudes  $\approx 70,30^{\circ}\text{W}$  y  $71^{\circ}\text{W}$  y entre las latitudes  $9^{\circ}\text{N}$  y  $\approx 10,10^{\circ}\text{N}$ , este mínimo gravimétrico se asocia directamente a la suma de la respuestas gravimétricas del basamento de la Cuenca de Maracaibo y el contacto intracortical entre el Bloque de Maracaibo y la corteza Suramérica. Además el mínimo topográfico reportado en esta zona es ocasionado por la deflexión hacia debajo de la Cuenca de Maracaibo, ocasionado por la carga supracortical adyacente a la Cordillera de Los Andes.

Cercano al sistema de fallas transcurrentes Oca - Ancón se registra un mínimo relativo de aproximadamente -27 mGal (60 km al sur del adelgazamiento cortical bajo la Cuenca de Falcón), en la misma latitud pero hacia el este, cercano al sistema de fallas Morón - San Sebastián se registra un mínimo relativo de  $\approx -5$  mGal (70 km al sur del adelgazamiento cortical bajo la Cuenca de Bonaire), lo que quiere decir, que el efecto gravimétrico del Bloque de Bonaire es más persistente en la latitud de la falla principal (Morón - San Sebastián) al norte de la región central de Venezuela.

En la parte más meridional del mapa de ABc se registran valores de anomalías de menor magnitud y gradientes suaves (gran amplitud de onda) los cuales podrían estar asociados a la cubierta sedimentaria correspondiente a la Cuenca de Barinas - Apure.

Al suroeste del mapa se destaca un grupo de anomalías cuyos contornos presentan una orientación de  $\approx N38E$ , estas anomalías se asocian con la Cordillera de Los Andes, los valores de anomalías gravimétricas registrados en esta cordillera van desde  $\approx -48$  mGal hasta  $\approx -5$  mGal, siendo ambos valores el mínimo y máximo relativos, respectivamente, en la Cordillera de Los Andes.

Finalmente entre las longitudes  $\approx 66,80^{\circ}W$  y  $\approx 69^{\circ}W$  y entre la latitud  $\approx 10^{\circ}N$  y el sistema de fallas Morón - San Sebastián se extiende un grupo de anomalías cuyos contornos conservan direcciones aproximadas E - W, estas anomalías están asociadas a la Cordillera de la Costa, el rango de anomalías gravimétricas varía de  $\approx -56$  mGal a  $\approx -26$  mGal a lo largo del orógeno.

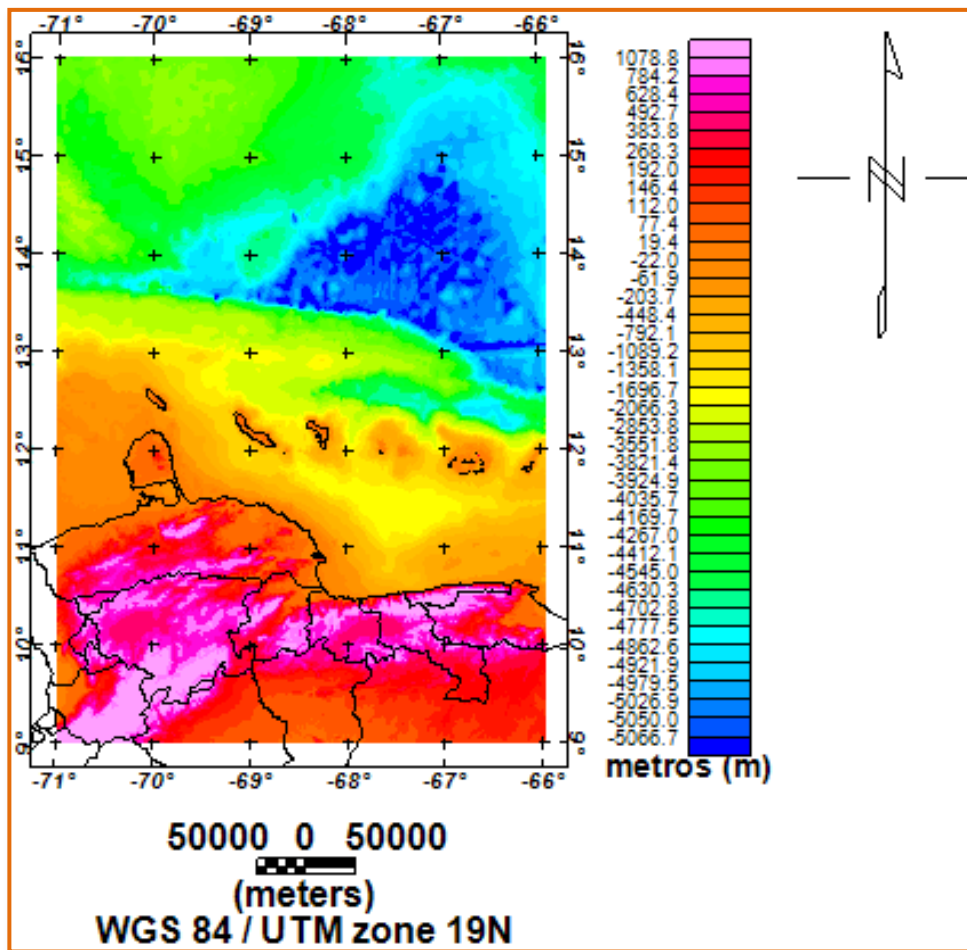


Figura 4.14. Mapa de topografía y batimetría de la zona estudiada.

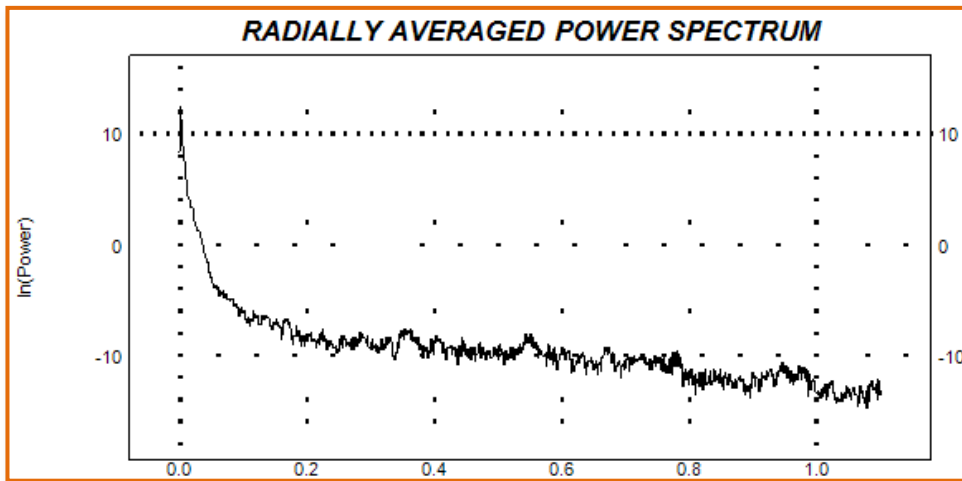
#### 4.6 SEPARACIÓN REGIONAL Y RESIDUAL DEL MAPA DE ABC

Con el fin de separar las anomalías generadas por las fuentes regionales y locales se procede a remover la señal gravimétrica generada por las fuentes locales, esta remoción pasa por la aplicación de filtros en el mapa de anomalías de Bouguer Completa. Hasta este punto, sin especificar el tipo de filtro que se utilizará, se debe partir de la primicia de que el filtro que se aplique al mapa de ABC permita el paso de las señales con longitudes de ondas largas (fuentes más regionales), y las señales con

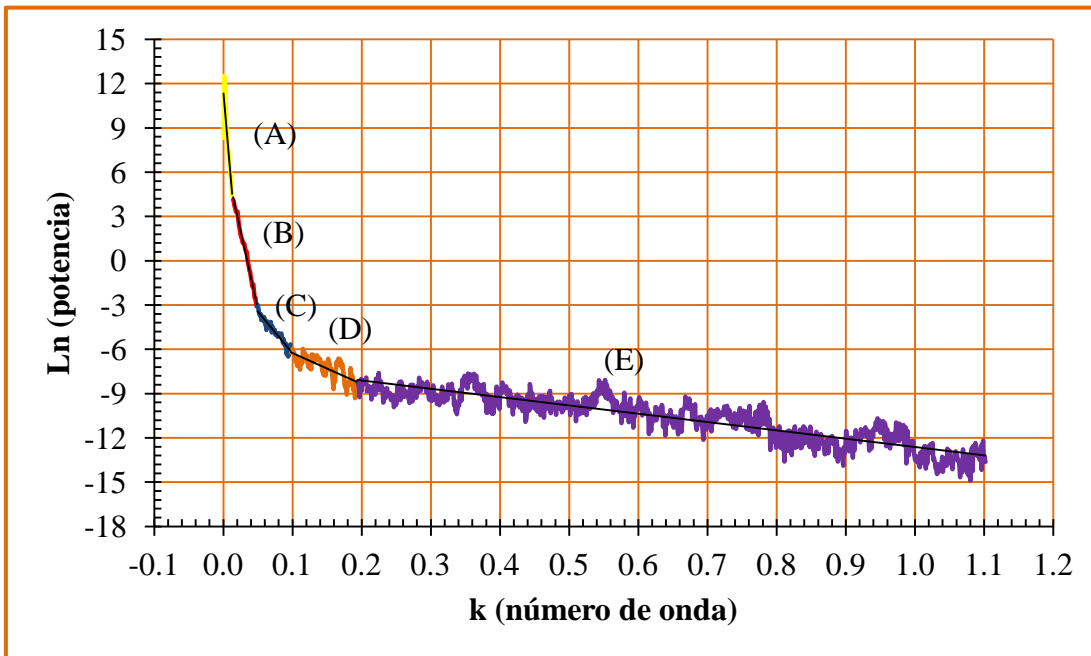
longitudes de ondas más cortas (fuentes locales) deben ser atenuadas; con este procedimiento se lograran destacar los contornos gravimétricos generados por las fuentes profundas de la región estudiada y si bien es cierto que no se eliminarán por completo las frecuencias más altas generadas por las fuentes locales, se verán atenuadas hasta un punto en el cual pierden intensidad en el mapa resultante, logrando eliminar el fenómeno de solapamiento entre frecuencias altas y bajas. Una vez obtenido el mapa de ABc regional más adecuado, se procederá a sustraer estas anomalías al mapa de ABc mediante la resta de ambos, obteniendo como resultado las anomalías gravimétricas generadas por las fuentes locales (ABc local).

Antes de aplicar cualquier filtro al mapa de ABc es menester calcular el espectro de potencia promedio del mapa de ABc, para ello se acudió nuevamente al módulo MAGMAP del programa Oasis, y en el submódulo *Spectrum Calculation and Display* se obtuvo la curva del espectro de potencia de la gravedad. En la Figura 4.15 se muestra el espectro de potencia promedio generado por Oasis.

Una vez obtenido el espectro de frecuencias y tal como se ha realizado con los mapas de ABc y AAL con ruido, se procedió a seleccionar de forma manual los intervalos de número de onda ( $k$ ) donde los datos presentan una tendencia lineal (Figura 4.16), una vez seleccionados estos intervalos de número de onda ( $k$ ) con tendencia lineal se procedió a calcular sus respectivas rectas con el método de mínimos cuadrados, obteniendo finalmente las pendientes de dichas rectas.



**Figura 4.15.** Espectro de potencia promedio de las anomalías de Bouguer, para la zona estudiada (obtenido de Oasis Montaj, 2014).



**Figura 4.16.** Rangos de longitudes de ondas con tendencia lineal. (A) Fuente profunda; (B) y (C) fuentes intermedias; (D) fuente somera; (E) Cola de Ruido.

Seguidamente se presentan las ecuaciones de las rectas pertenecientes a las relaciones lineales ubicadas en la Figura 4.16, estas rectas representan a la potencia como una función del número de onda:

(A)  $\text{Potencia (k)} = -528.09*(k) + 11.339$

(B)  $\text{Potencia (k)} = -210.63*(k) + 7.2626$

(C)  $\text{Potencia (k)} = -56.804*(k) - 0.6006$

(D)  $\text{Potencia (k)} = -20.9018*(k) - 4.1718$

(E)  $\text{Potencia (k)} = -5.6316*(k) - 6.9871$

Después de haber sustituido las pendientes de las rectas A, B, C, D y E en la Ecuación 4.7 (Spector y Grant, 1970) se obtuvo una estimación de las profundidades de los topes de cada fuente gravimétrica asociado a cada intervalo de número de onda (k). En la Tabla 4.4 se presenta un resumen de los cálculos efectuados, además, se aporta una asociación entre las profundidades y el tipo de estructura geológica (supacortical o intracortical) responsable de generar el intervalo de número de onda (k).



**Tabla 4.4.** Resumen del análisis espectral de los datos de anomalías de Bouguer Completa (ABc).

Fuente	Asociación geológica	Pendiente del tramo lineal sobre el espectro gravimétrico (adimensional)	Estimación de la profundidad del tope de la fuente gravimétrica (km) (Spector y Grant, 1970)	Intervalo de número de onda generado por la fuente gravimétrica (1/km)
E	Sedimentos recientes	-5,63	0,45	0,1937-1,1017
D	Rocas Metasedimentarias	-20,90	1,66	0,0979-0,1926
C	Basamento ígneo-metamórfico	-56,80	4,52	0,0495-0,0968
B	Profundidades intermedias del Bloque de Bonaire	-210,63	16,76	0,0140-0,0484
A	Profundidad máxima estimada del contacto corteza manto	-528,09	42,02	< 0,0129

Una vez establecida la posible asociación geológica con las diferentes profundidades de los topes de los cuerpos geológicos responsables de generar cada intervalo de número de onda (Tabla 4.4) se procedió a seleccionar el número de onda más adecuado para ser utilizado como frecuencia de corte en el filtro. El filtro utilizado fue el paso bajo, el cual tiene como principal objetivo conseguir la atenuación de las altas frecuencias (longitud de onda corta) a la frecuencia de corte escogida y por supuesto que permita el paso de las frecuencias menores (longitud de onda larga) a dicha frecuencia de corte.

Las anomalías gravimétricas generadas por la combinación entre la discontinuidad de Moho (límite corteza manto) y las estructuras intracorticales representan la reproducción gravimétrica de las fuentes regionales. En este sentido, los números de ondas utilizados como frecuencias de cortes en los diferentes filtros paso bajo deben ser número de ondas generados, aproximadamente, por el tope del límite corteza manto; es por esta razón que la búsqueda de los números de ondas utilizados en los diferentes filtros fue direccionada hacia los números de ondas correspondientes a la discontinuidad. Una vez que se obtiene el número de onda ( $k$ ) más adecuado que permita, a través del filtro paso bajo, el paso de las señales generadas por el Moho y las estructuras intracorticales que a su vez atenúe significativamente el paquete de frecuencias producido por las diferentes estructuras supracorticales (longitudes de ondas cortas), se podrá conseguir el mapa de anomalías regionales.

La superficie del Moho más profunda registrada en la región estudiada, en base al análisis espectral, es de aproximadamente 42 km (fuente A), el número de onda y la longitud de onda correspondientes al tope de esta fuente es  $0,0129 \text{ km}^{-1}$  y  $\approx 78 \text{ km}$ , respectivamente. Estos resultados trascienden a ser datos marcadores, ya que los números de ondas utilizados en las diferentes pruebas con el filtro paso bajo, deben ser mayores a  $0,0129 \text{ km}^{-1}$  y por ende las longitudes de ondas deben ser menores a 78 km. Esto se debe a que 42 km no representa un promedio óptimo como profundidad del tope de la discontinuidad de Moho ya que el análisis espectral realizado en la región estudiada comprende profundidades de fuentes gravimétricas ubicadas en la corteza oceánica, transicional y continental.

De acuerdo con la literatura la profundidad de Moho en la zona estudiada, varía en un amplio rango, registrándose en la corteza oceánica caribeña profundidades que pueden llegar a los 14 km (Bosch y Rodríguez, 1992), y en la corteza continental suramericana debajo de la Cordillera de la Costa las profundidades pueden alcanzar 44 km (Magnani *et al.*, 2009), lo que quiere decir que las profundidades obtenidas, en el análisis espectral resultan ser un promedio que contempla un amplio rango de valores que no solamente incluye profundidades típicas de corteza oceánica y

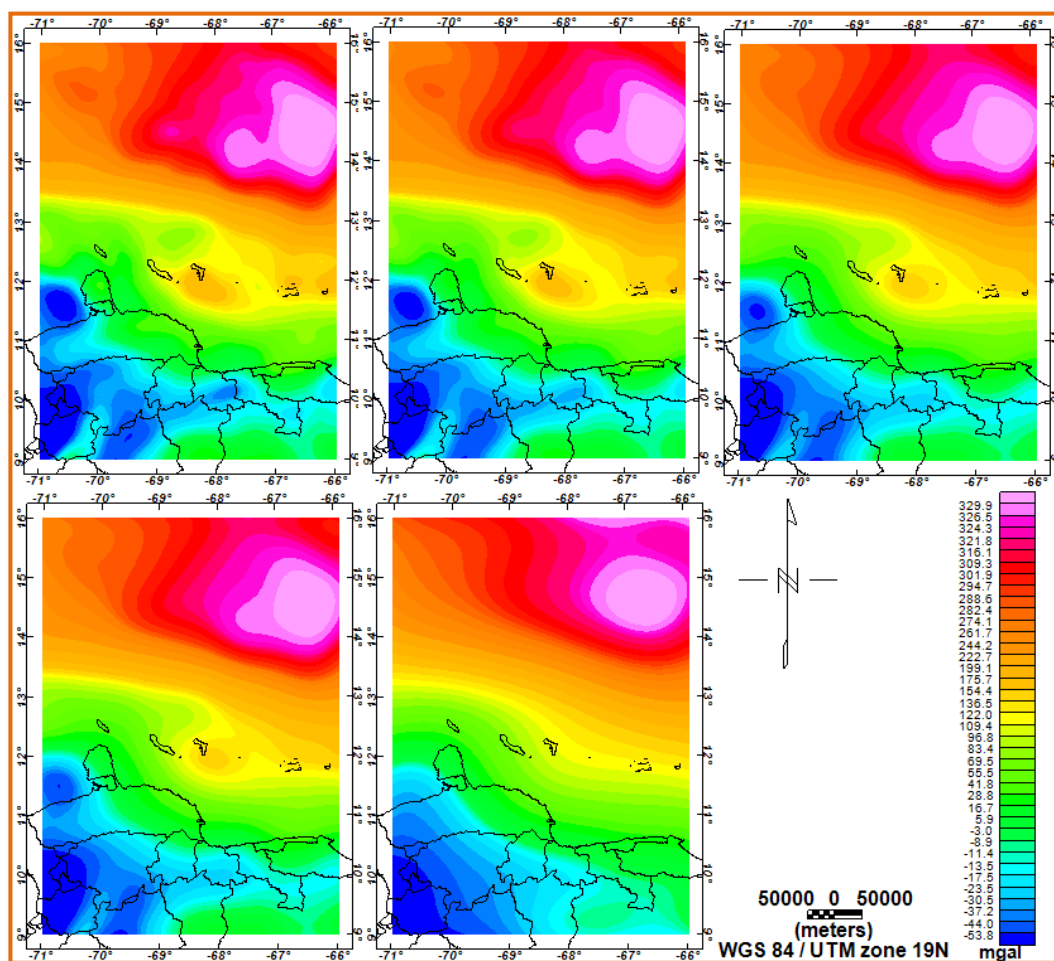
continental sino que además abarcan profundidades de adelgazamientos corticales y emplazamientos anómalos de la corteza en el manto. Esto se traduce en un problema a la hora de escoger el número de onda más adecuado correspondiente al tope de la discontinuidad de Moho, ya que si las longitudes de ondas (utilizadas en el filtro paso bajo), superan o se aproximan significativamente a una longitud de onda de 78 km (tope de la fuente a  $\approx 42$  km) pudieran verse atenuadas las señales provenientes del Moho ubicadas en profundidades moderadas como por ejemplo, el Moho ubicado a 30 km de profundidad debajo del Ridge de las Antillas de Sotavento (Silvert *et al.*, 1975), y ni hablar de las longitudes de ondas correspondientes al Moho ubicado a  $\approx 27$  km de profundidad bajo la Cuenca de Falcón (Bezada *et al.*, 2007). Si por el contrario se utiliza una longitud de onda muy pequeña (por ejemplo, la correspondiente al Moho ubicado en la placa Caribe) se pudiera permitir el paso, a través del filtro, de frecuencias generadas por estructuras supracorticales ubicadas en el continente (Por ejemplo, las Napas de Lara), que solaparían las contribuciones gravimétricas de las fuentes más regionales.

En este sentido se buscó atenuar las ondas generadas por las fuentes locales, utilizando frecuencias de corte comprendidas entre las fuentes B (profundidad intermedia del Bloque de Bonaire) y A (Profundidad máxima estimada para el Moho); es decir, entre 18 km y 42 km, siendo 18 km un marcador de la profundidad de la fuente (27 km en longitud de onda) a partir del cual se escogerán números de ondas ( $k$ ) cada vez con menor magnitud (mayor longitud de onda), hasta conseguir un número de onda que sirva como frecuencia de corte en el filtro paso bajo capaz de remover las fuentes locales sin comprometer a las fuentes regionales. Por el contrario 42 km (78 km en longitud de onda) representa la máxima profundidad en la cual no se debe exceder en longitud de onda (o disminuir en número de onda), porque se estarían atenuando señales generadas por el Moho donde profundiza de manera moderada (Moho del Bloque de Bonaire).

En resumidas cuentas, los números de ondas incursos en las diferentes pruebas con el filtro paso bajo fueron mayores a  $0,0129 \text{ km}^{-1}$  (fuentes gravimétricas ubicadas en

profundidades menores al tope de la fuente A) y menores a  $0,0484 \text{ km}^{-1}$  (fuentes gravimétricas ubicadas en profundidades mayores al tope de la fuente B).

Los números de onda de corte aplicados en los filtros que mostraron mayores cambios en la regionalización del mapa fueron los siguientes:  $0,0377 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,0290 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,0237 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,0183 \text{ km}^{-1}$  y  $0,0145 \text{ km}^{-1}$ , siendo este último número de onda (68 km de longitud de onda) la frecuencia de corte que alcanzó atenuar la señal de las fuentes locales, destacando las anomalías de las fuentes regionales (Figura 4.17).



**Figura 4.17.** Secuencia de mapas de ABC donde se ven atenuadas las altas frecuencias producto del filtro paso banda con números de ondas de cortes de  $0,0377 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,0290 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,0237 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,0183 \text{ km}^{-1}$ ,  $0,0145 \text{ km}^{-1}$ . Los mapas fueron generados con interpolación por mínima curvatura, elipsoide WGS-84, utilizando una base de datos de 129.731 datos de ABC.

Una vez obtenido el mapa de ABC regional (último mapa de la secuencia en la Figura 4.17), se procedió a restar las anomalías de este mapa al mapa de ABC, de esta manera se obtuvo el mapa de ABC residual (Figura 4.18).

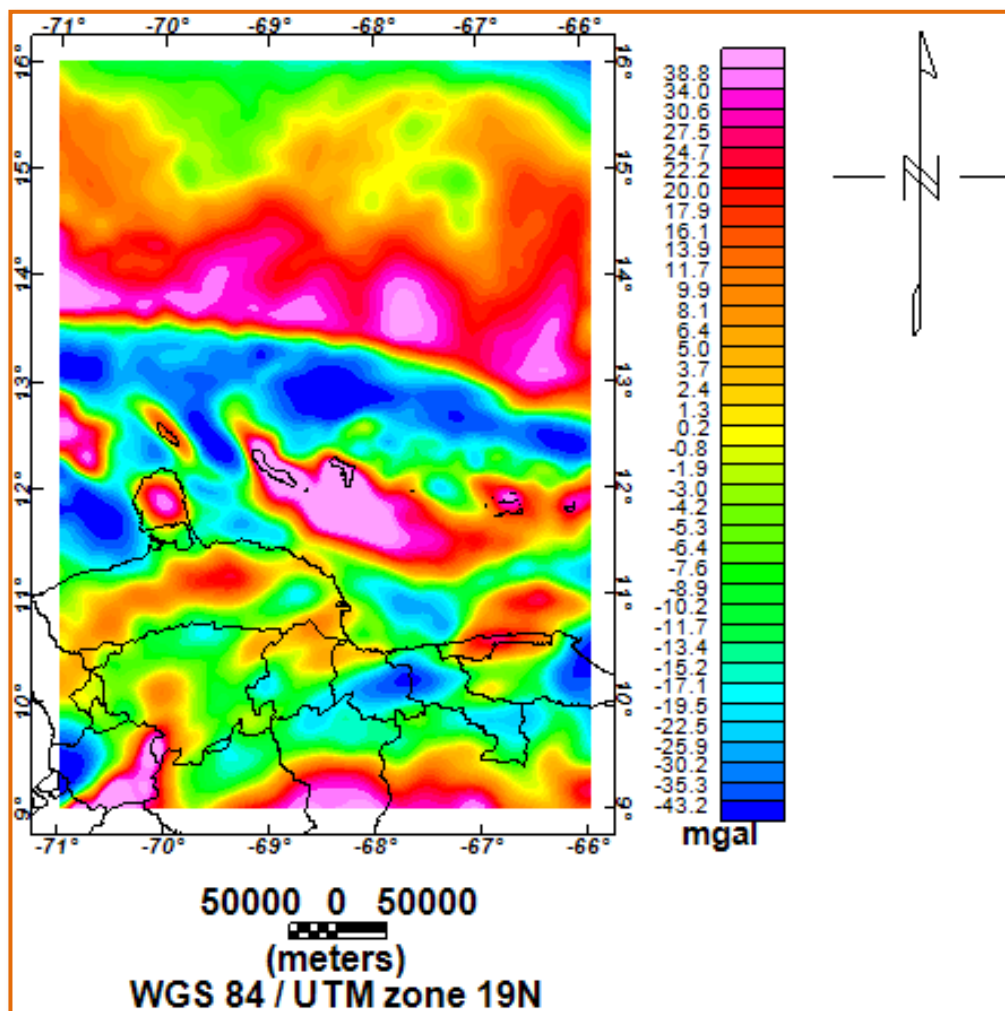


Figura 4.18. Mapa de anomalías residuales.

En el mapa de anomalías regionales se presenta, en general, con contornos suaves casi paralelos. Hacia el noreste del mapa los contornos se mantienen de manera casi circular alrededor del basamento de la Cuenca de Venezuela; sin embargo, hacia el

oeste de las respuestas gravimétricas de mayor magnitud en la Cuenca de Venezuela (entre las longitudes  $\approx 68,50^{\circ}\text{W}$  y  $70^{\circ}\text{W}$  y entre las latitudes  $\approx 14,50^{\circ}\text{N}$  y  $16^{\circ}\text{N}$ ) los contornos gravimétricos presentan direcciones aproximadas de N46E, esta serie de anomalías regionales se extienden casi paralelas hasta los máximos valores de anomalías de la Cuenca de Venezuela, los cuales están asociados al un adelgazamiento cortical.

Al sur de las latitudes  $\approx 14^{\circ}\text{N}$  (hacia el este del CDCS) y  $\approx 13^{\circ}\text{N}$  (hacia el oeste del CDCS) comienza una serie de anomalías con contornos casi paralelos entre sí con direcciones N70W e inclusive E - W que se extienden hasta la Cordillera de la Costa en el norte de Venezuela. En el suroeste del mapa se observan las anomalías regionales negativas de la Cordillera del Los Andes, cabe destacar que los contornos gravimétricos ( $\approx \text{N}46\text{E}$ ) formados por la cadena montañosa de Los Andes desaparece en el mapa regional; sin embargo, hay una firme respuesta gravimétrica negativa asociada a la deflexión hacia abajo de la base de la corteza en Los Andes venezolanos por las cargas supracorticales de la cadena montañosa y el Bloque de Maracaibo. El Bloque de Bonaire se mantiene a nivel regional como un claro separador entre las anomalías gravimétricas de la corteza oceánica y las típicas de la corteza continental. Las respuestas de algunas estructuras supracorticales se ven totalmente atenuadas en este mapa regional, estas estructuras son: Cuenca de Los Roques, Cuenca de Falcón, Cuenca de Bonaire, islas de Sotavento (venezolanas y holandesas), alto gravimétrico de Paraguaná, entre otras estructuras. Se puede decir que las estructuras cuya respuestas gravimétricas dependen esencialmente de sus cargas intracorticales se encuentran al noreste (Cuenca de Venezuela) y sureste del mapa (Bloque de Maracaibo).

Del análisis cualitativo del mapa residual (Figura 4.18) es posible distinguir la presencia de varios máximos y mínimos gravimétricos de forma irregular orientados en diferentes direcciones, aunque en general se advierte una tendencia de las curvas isoanómalas a concentrarse en zonas particulares más o menos bien definidas,

posiblemente debido a los contrastes de densidad producidos por la presencia de cuerpos con litologías distintas.

La meseta oceánica del Caribe al norte del CDCS registra anomalías residuales con magnitudes positivas en su parte más meridional y negativas en su parte más septentrional, específicamente, en el oeste, se registra un máximo gravimétrico residual de  $\approx 15$  mGal (entre las longitudes  $\approx 70,20^\circ\text{W}$  y  $\approx 71^\circ\text{W}$  y entre las latitudes  $\approx 14,70^\circ\text{N}$  y  $\approx 15,60^\circ\text{N}$ ). Las anomalías de Bouguer Completa para el oriente de la meseta oceánica superan los 350 mGal y en el mapa residual las anomalías llegan hasta aproximadamente -5 mGal, esto sugiere que las anomalías están controladas, en gran medida, por las estructuras intracorticales (adelgazamiento anómalo de la corteza en la Cuenca de Venezuela).

Al sur de la Cuenca de Venezuela se aprecian una serie de máximos gravimétricos residuales e inmediatamente al sur una serie de mínimos gravimétricos, la primera serie de anomalías es asociada al prisma de acreción y los sedimentos de edad cretácica que describieron Kroehler *et al.* (2011) en el norte del CDCS, y los valores mínimos en la anomalía residual se asocian a los sedimentos y metasedimentos que rellenan las depresiones flexurales trasarco en la falla marginal, todo esto producto del empuje que ofrece el Bloque de Bonaire en dirección N - E a la meseta oceánica del Caribe. Los máximos gravimétricos residuales (en el prisma de acreción) registran un rango entre  $\approx 22$  mGal y  $\approx 49$  mGal, siendo este último valor el máximo residual de esta estructura el cual se registra en su parte más occidental. Mientras que la serie de mínimos gravimétricos residuales asociados al trasarco de la falla marginal varían entre -25 mGal y -78 mGal, siendo este último valor el mínimo gravimétrico residual en el trasarco de la falla marginal y absoluto en la región estudiada, la dirección de los contornos se extiende  $\approx \text{E} - \text{W}$  y a partir de la longitud  $\approx 67,50^\circ\text{W}$  la dirección en los contornos cambia de  $\approx \text{E} - \text{W}$  a  $\approx \text{N}80\text{W}$ .

Específicamente entre las longitudes  $\approx 66^\circ\text{W}$  y  $\approx 68,50^\circ\text{W}$  y entre las latitudes  $\approx 12,50^\circ\text{N}$  y  $\approx 12,80^\circ\text{N}$  se ubica un mínimo gravimétrico residual de  $\approx -78$  mGal, cuyas

anomalías presentan contornos con dirección aproximada E - W, este mínimo está asociado al basamento de la Cuenca de Los Roques, este mínimo sugiere que el basamento de esta cuenca se encuentra deflectada hacia abajo producto del efecto combinado entre las cargas sedimentarias que reposan en él y la carga supracortical de gran envergadura ubicado al sur de la cuenca (Ridge de las Antillas de Sotavento).

Al sur de la Cuenca de Los Roques se destacan una serie de mínimos gravimétricos residuales, asociados todos a la extensa estructura submarina y altimétrica del Ridge de las Antillas de Sotavento. Entre las longitudes  $66^{\circ}\text{W}$  y  $\approx 69,20^{\circ}\text{W}$  y entre las latitudes  $\approx 11,80^{\circ}\text{N}$  y  $\approx 12,40^{\circ}\text{N}$  el Ridge de Sotavento registra anomalías residuales entre  $\approx -59$  mGal y  $\approx 65$  mGal. Al sur del mismo, entre las longitudes  $\approx 66,60^{\circ}\text{W}$  y  $\approx 68,40^{\circ}\text{W}$  y entre las latitudes  $\approx 11^{\circ}\text{N}$  y  $\approx 11,60^{\circ}\text{N}$ , se destaca un máximo gravimétrico residual que se asocia al basamento de la Cuenca de Bonaire, las magnitudes residuales en esta cuenca varían entre  $\approx -2$  mGal y  $\approx 62$  mGal siendo este último valor el máximo relativo residual para la Cuenca de Bonaire, al norte de la cuenca, y el mínimo residual corresponde al flanco más meridional de la misma. Las magnitudes de las anomalías en la Cuenca de Bonaire se pueden asociar a la deflexión hacia abajo del basamento producto del adelgazamiento cortical bajo la misma (Magnani *et al.*, 2009), esto quiere decir que la Cuenca de Bonaire tiene un origen intracortical.

Al oeste de la Cuenca de Bonaire (a unos 200 Km de distancia), en la coordenada geográfica  $70^{\circ}\text{W}$  -  $12^{\circ}\text{N}$  se destaca un máximo gravimétrico residual de aproximadamente 39 mGal, el mismo se asocia al Alto de Paraguaná, generado por la somerización de las estructuras cretácicas de las Napas de Lara. Al sureste del Alto de Paraguaná se aprecia un máximo gravimétrico residual de aproximadamente 23 mGal, este alto gravimétrico es asociado al basamento de las Napas de Lara conjuntamente con el relleno sedimentario de la Cuenca de Falcón.

Aproximadamente en la coordenada geográfica  $67,60^{\circ}\text{W}$  -  $10,20^{\circ}\text{N}$  se ubica un mínimo gravimétrico residual con magnitud aproximada de -47 mGal, la cual se



asocia al basamento de la Cuenca del Lago de Valencia, se puede decir que esta estructura supracortical es producto de la deflexión hacia abajo del basamento, ocasionado por el cuerpo orogénico de la Cordillera de la Costa adjunto al norte de esta cuenca. Los máximos observados entre los 9°N y 9,50°N en la zona central del mapa se asocian con las rocas aflorantes de El Baúl las cuales representan rocas de tipo ígneas con densidades elevadas; las magnitudes de las anomalías en esta zona varían entre  $\approx 23$  mGal y  $\approx 39$  mGal.

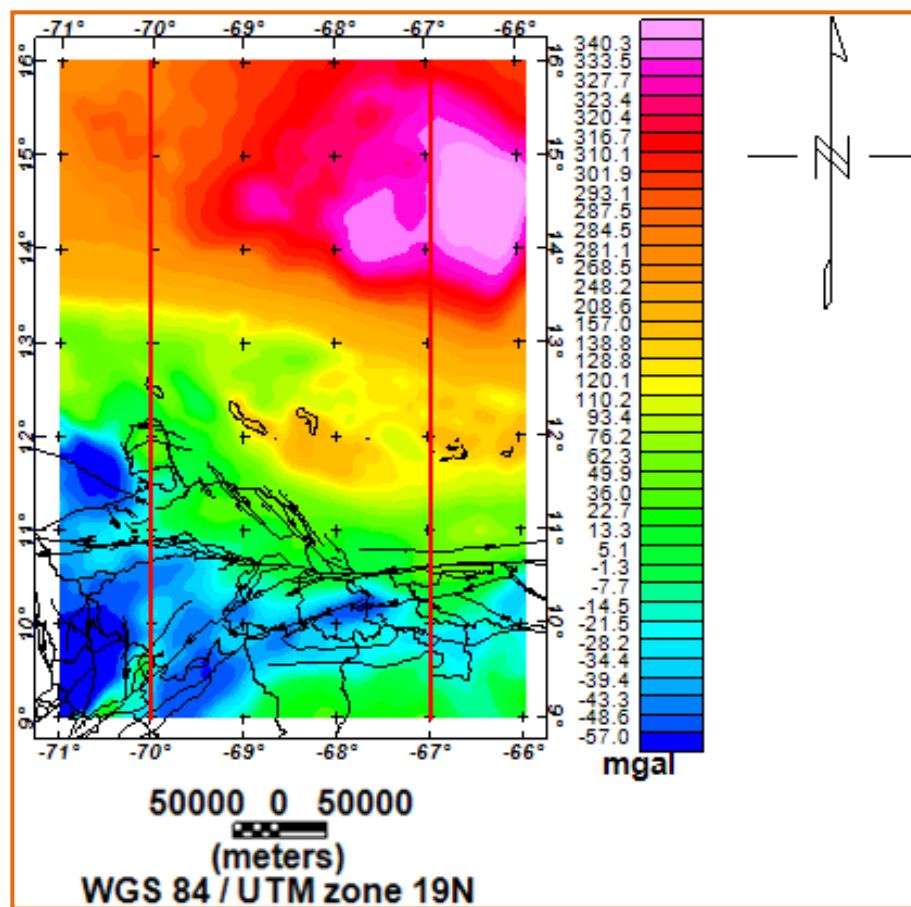
Otro de los máximos gravimétricos residuales ubicados en el continente coinciden con la posición geográfica de la Cordillera de la Costa, este grupo de anomalías se asocian a las altas densidades de las rocas ígneas metamórficas de dicha cordillera, en esta zona la magnitud del máximo absoluto es de aproximadamente 25 mGal, específicamente en la región central de Venezuela.

#### **4.7 MODELADO GRAVIMÉTRICO BIDIMENSIONAL**

Para generar los modelos gravimétricos estructurales en los perfiles 67°W y 70°W, es necesario contar con un buen control en las geometrías y las densidades de las diferentes estructuras que conformarán los modelos, para ello fue necesario recurrir a los modelos gravimétricos realizados por diferentes autores en la región occidental y central de Venezuela, los mismos comprenden parte de la Cuenca de Venezuela, el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), corteza transicional (Bloque de Bonaire), sistema de fallas en el norte de Venezuela (Oca - Ancón y Morón - San Sebastián) y la corteza continental suramericana (parte septentrional). Bajo este contexto la Tabla 4.5 muestra la información correspondiente a las estructuras y densidades presentes en los modelos propuestos para los dos perfiles 67°W y 70°W, estos valores de densidad se basan en los modelos gravimétricos más destacados ubicados sobre los meridianos 66°W, 67°W, 68°W, 69°W y 70°W los cuales abarcan, en su mayoría, la sección más meridional de la placa Caribe, el Bloque de Bonaire y

la parte más septentrional de Suramérica. El conjunto de valores de las densidades fueron extraídos de los trabajos y publicaciones de los autores expuestos es esta tabla.

En la Figura 4.19 se presenta el mapa de ABC de la zona estudiada donde se enmarcan los perfiles gravimétricos (líneas rojas), sobre los meridianos 67°W y 70°W, donde se realizó los modelados gravimétricos bidimensionales de las estructuras del subsuelo.

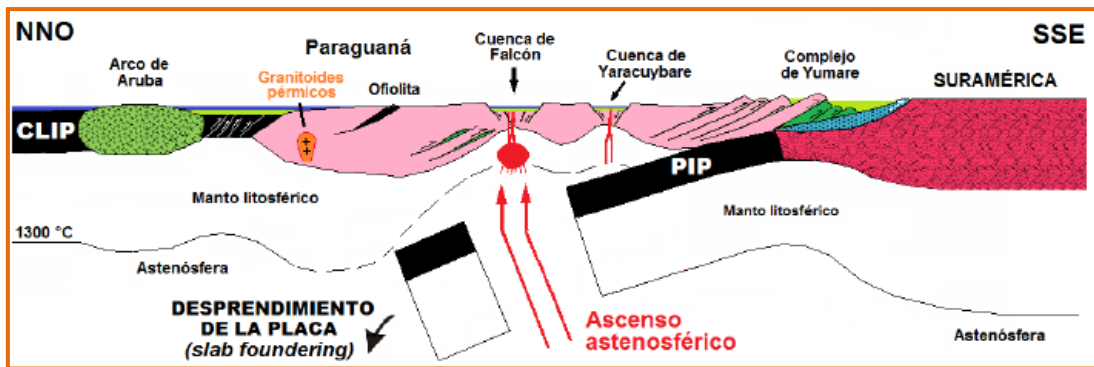


**Figura 4.19.** Perfiles gravimétricos sobre los meridianos 67°W y 70°W (líneas rojas). Las líneas negras representan las fallas cuaternarias en el norte de Venezuela.

**Tabla 4.5.** Valores de densidad de los cuerpos para los modelos gravimétricos bidimensionales propuestos.

Estado/cuerpo	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Referencia
Mar Caribe	1,03	Ughi <i>et al.</i> (2004), Garzón y Ughi (2008)
Sedimentos recientes	2,35-2,40	Ughi <i>et al.</i> (2004), Garzón y Ughi (2008)
Sedimentos prisma de acreción (CDCS)	2,50-2,55	Garzón y Ughi (2008)
Sedimentos Cuenca de Venezuela	2,40-2,44	Bosch y Rodríguez (1992), Ughi <i>et al.</i> (2004), Garzón y Ughi (2008)
Rocas metasedimentarias	2,47	Bezada <i>et al.</i> (2007)
Sedimentos Cuenca de Falcón	2,35	Bezada <i>et al.</i> (2007)
Napas de Lara	2,65-2,66	Rodríguez y Sousa (2003)
Paraguaná	2,80	Rodríguez y Sousa (2003), Bezada <i>et al.</i> (2007)
Cinturones de corrimientos	2,60-2,80	Ughi <i>et al.</i> (2004)
Conteza continental	2,75-2,77	Silvert <i>et al.</i> (1975), Ughi <i>et al.</i> (2004), Garzón y Ughi (2008)
Corteza transicional (Bloque de Bonaire)	2,80-2,85	Garzón y Ughi (2008)
Conteza oceánica	2,95	Ughi <i>et al.</i> (2004), Garzón y Ughi (2008)
Manto	3,3-3,34	Silvert <i>et al.</i> (1975), Sánchez <i>et al.</i> (2010)

Además de estos modelos gravimétricos previos, se recurrió a los modelos de velocidad de ondas sísmicas generados por Magnani *et al.* (2009) (perfil que cruza el límite Bloque de Bonaire - Suramérica en 67°W) y Guedez (2007) (perfil que cruza el límite Bloque de Bonaire - Suramérica en 70°W), los cuales presentan un buen control de profundidad de Moho, resaltando adelgazamientos corticales y engrosamientos de la corteza en algunas zonas. De la misma forma, los modelos geológicos de WEC (1997) y Urbani *et al.* (2011) (Figura 4.20) sirvieron de guías para construir las estructuras en los modelos 2D sobre los perfiles 67°W y 70°W.



**Figura 4.20.** Modelo geodinámico para el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano en Falcón oriental. (Urbani *et al.*, 2011).

#### 4.7.1 Sección de la corteza en el perfil 67°W

En el perfil 67°W se han propuestos dos modelos gravimétricos, cuyas diferencias radican en el estilo de subducción; es decir, un modelo presenta subducción somera y el segundo subducción intermedia. A pesar de las diferencias en cuanto al estilo de subducción, ambos modelos registran características similares desde el punto de vista estructural. En primer lugar, y haciendo referencia a las estructuras más regionales, los modelos contemplan la presencia de la placa Caribe (al norte del CDCS), la corteza transicional (Bloque de Bonaire) (Silvert *et al.*, 1975; Bosch y Rodríguez, 1992) y la parte más septentrional de la placa Suramérica. Según los modelos presentados por los siguientes autores: Bosch y Rodríguez (1992), Ughi *et al.* (2004) y Garzón y Ughi (2008), la profundidad del Moho, para la región central de Venezuela, aumenta de norte a sur, registrándose en la placa Caribe 14 km de profundidad, aumentando significativamente de norte a sur, hasta alcanzar por debajo de la cordillera de la costa entre 35 - 36 km; estos resultados concuerdan, en gran medida, con los resultados propuestos en los modelos de subducción somera e intermedia, en este trabajo, la única diferencia es con respecto a las magnitudes de las

profundidades de la superficie del Moho, donde pueden alcanzar, para la placa Caribe, de 12 a 13 km de profundidad y por debajo de la Cordillera de la Costa, en la placa Suramérica, el Moho profundiza a 37,5 km; estas profundidades se mantienen tanto para el modelo somero como para el modelo intermedio.

La placa Caribe se extiende en los modelos, desde la latitud 16°N hasta alcanzar, hacia el sur, la estructura supracortical del CDCS donde dicha placa subduce por debajo del Bloque de Bonaire con un ángulo que varía, según el estilo de subducción, entre 28°S y 30°S. En cuanto al espesor de la placa caribeña se propone en los modelos una variación entre 7,5 y 7,80 km a partir de la base de la Cuenca de Venezuela. La Cuenca de Venezuela ubicada al norte del CDCS, fue modelada a partir de una profundidad que varía entre 4 y 5 km (Donnelly, 1994), donde para las áreas más septentrionales (hacia los 16°N) y meridionales (hacia el CDCS) la cuenca presentan mayores profundidades (acercándose al promedio) y hacia el centro de la misma se registra profundidades más someras (entre 2,5 y 3 km). El espesor sedimentario de la Cuenca de Venezuela fue modelado en base al trabajo realizado por el proyecto DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) (Edgar *et al.*, 1973), donde fue identificado un par de horizontes, los cuales fueron llamados horizonte “A” y horizonte “B”. El horizonte “A” fue correlacionado, por Edgar *et al.* (1973), con la interface entre sedimentos poco consolidados de edad Eoceno - Mioceno y sedimentos consolidados de edad Paleoceno - Eoceno y el horizonte “B” fue correlacionado con la capa superior de un gran plateau basáltico oceánico de edad Cretácico Medio (e.g., Diebold *et al.*, 1981 y Donnelly, 1994), hallándose el horizonte del plató basáltico (basamento) entre 0,5 y 1 km de profundidad; además, en esta investigación, fue correlacionado a través de la perforación. En base a esta información el espesor de la Cuenca de Venezuela varía en los modelos propuestos entre 0,5 y 1 km (a partir de la batimetría suministrada por la base de datos de Topex).

Al sur de la falla marginal, se presenta el Bloque de Bonaire con una raíz litosférica bien definida, el cual se extiende desde dicha falla marginal hasta el

sistema de fallas principales al norte de la región central de Venezuela (sistema de fallas Morón - San Sebastián), separando aproximadamente 270 km de longitud a la corteza oceánica de la corteza continental. Los modelos de subducción somera e intermedia exhiben al Bloque de Bonaire con una geometría en forma de prisma invertido, tal y como fue descrita por Silvert *et al.* (1975), además corroborada en la región central de Venezuela por Bosch y Rodríguez (1992) y Ughi *et al.* (2004).

La densidad asignada para el bloque tectónico (Bloque de Bonaire) fue de 2,8 g/cm<sup>3</sup>, este dato se basó en los modelos gravimétricos trazados en el límite Caribe - Suramérica, específicamente sobre o cercano al meridiano 67°W (e.g., Silvert *et al.*, 1975, Bosch y Rodríguez, 1992, Ughi *et al.*, 2004 y Garzón y Ughi, 2008), demostrándose un buen ajuste entre las curvas de las anomalías observadas y calculadas a la hora de asignar dicha densidad. En cuanto a la magnitud de esta densidad (2,8 g/cm<sup>3</sup>) resulta ser típica de una corteza oceánica; sin embargo, en cuanto al espesor se refiere: ≈20 km (para el modelo de subducción somera) y ≈23 km (para el modelo de subducción intermedia), se evidencia que no se trata de una corteza oceánica típica ya que exhibe un espesor mucho mayor que el promedio de los espesores oceánicos en el mundo, es por esta razón que este paleoarco de isla, llamado así por Bosch y Rodríguez (1992), es definido como corteza transicional.

Por encima del Bloque de Bonaire se exhibe en los modelos una capa de sedimentos metatectonizados que registran un espesor promedio 4 km para el modelo de subducción intermedia y de 6 km para el modelo de subducción somera; esta sección sedimentaria concuerda con lo establecido en los modelos gravimétricos de Bosch y Rodríguez (1992) y en los modelos integrados (sísmicos y gravimétricos) de Bezada *et al.* (2007). Cabe destacar que en los modelos de subducción somera los metasedimentos se encuentran más emplazados en el Bloque de Bonaire (mayor espesor) y en los modelos de subducción intermedia los metasedimentos deben ser emplazados por el Bloque de Bonaire (menor espesor en metasedimentos), esto se debe al déficit de densidad que se genera a medida que se profundiza el *slab* de subducción, ya que es reemplazado un material denso (manto) por material menos

denso (corteza Caribe). Este desajuste en las curvas de anomalías observadas y calculadas (cotejo histórico) fue subsanado con una mayor presencia del Bloque de Bonaire (mayor espesor). En base a su geometría, profundidad y densidad, este bloque tectónico resultó ser una de las estructuras supracorticales más determinantes en la reproducción de las anomalías gravimétrica de la región.

En los modelos propuestos los sedimentos metatectonizados sirven como basamento a sedimentos marinos que se extienden desde el prisma de acreción en el CDCS hasta alcanzar hacia el sur al alto batimétrico de las islas de Sotavento (específicamente el archipiélago de Los Roques), estos sedimentos profundizan a partir de la superficie batimétrica (controlada por la base de datos) hasta alcanzar espesores máximos entre 3 - 4 km. Al sur del Ridge de Sotavento se extiende el relleno sedimentario correspondiente a la Cuenca de Bonaire, la cual alcanza un espesor máximo entre 4 - 5 km (aproximadamente en el centro de la cuenca), disminuyendo este espesor en sentido norte y sur (flancos de la cuenca). La cuenca se extiende desde el norte del sistema de fallas Morón - San Sebastián hasta el alto batimétrico de Sotavento tal y como fue propuesto por Bosch y Rodríguez (1992).

Por debajo de la Cuenca de Bonaire se aprecia un ligero adelgazamiento cortical de  $\approx 27$  km de profundidad (aproximadamente en la latitud  $11,20^{\circ}\text{N}$ ), este fenómeno concuerda con lo observado, en otros perfiles que cruzan este límite de placas en  $67^{\circ}\text{W}$ , por Magnani *et al.* (2009) donde se registra una disminución del espesor cortical al norte del sistema de fallas transcurrentes (falla San Sebastián); sin embargo, en cuanto a la magnitud de la profundidad del Moho se difiere, ya que Magnani *et al.* (2009) registraron 24 km de profundidad, 3 km por debajo del registrado en este trabajo. A partir de 70 km al norte de la falla San Sebastián se mantiene el adelgazamiento cortical bajo la Cuenca de Bonaire aumentando de 27 km a  $\approx 28,5 - 29$  km de profundidad, estas características son comunes en ambos modelos (subducción somera e intermedia).

Aproximadamente a 80 km del máximo adelgazamiento de la corteza, por debajo de las islas de Sotavento (específicamente el archipiélago de Los Roques) se registra una máxima profundización del Bloque de Bonaire la cual alcanza 30 km, esto se acerca al valor propuesto por Silvert *et al.* (1975), de igual forma esta característica es común para ambos modelos propuestos. En base al modelo geológico desarrollado por WEC (1997) los modelos sobre el perfil 67°W exhiben, a partir del sistema de fallas principales Morón - San Sebastián (al sur de la Cuenca de Bonaire), el cinturón de corrimientos en la fachada norte de la región central de Venezuela. Esta serie de estructuras sobrecorridas sobre la corteza continental están constituidas por la Cordillera de la Costa (entre la falla principal San Sebastián y la falla secundaria de La Victoria), las Napas de Aragua (entre las falla de La Victoria y falla de Guárico) y la Napa Piemontina (desde la falla de Guárico hasta el Corrimiento Frontal), presentando todas vergencia norte, las cuales representan asociaciones de rocas metavolcanosedimentarias del Mesozoico (Giunta *et al.*, 2002). El sistema de fallas San Sebastián - Morón en el norte de Venezuela, representa el límite del cinturón de corrimientos y la línea de costa, esta aseveración se basa en el modelado gravimétrico de Ughi *et al.* (2004), donde además se presenta a dicha falla como subvertical, apoyados en estos investigadores y además en la base de datos de las fallas cuaternarias importadas a Oasis, fue modelada la posición del sistema Morón - San Sebastián y además las fallas de La Victoria, Guárico y el Corrimiento Frontal.

El límite entre el Bloque de Bonaire y la corteza Suramérica se propone como una estructura de obducción, lo cual concuerda con los modelos de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi *et al.*, 2004 y Garzón y Ughi (2008), los cuales fueron basados en las aseveraciones de Bellizzia y Dengo (1990) y Case *et al.* (1990). Al sur del máximo adelgazamiento cortical registrado bajo la Cuenca de Bonaire, la corteza suramericana presenta en los modelos un máximo emplazamiento por el cinturón de corrimientos de la región centro norte de Venezuela (espesor mínimo), este emplazamiento se hace más moderado a medida que se avanza hacia el sur del modelo; es decir, la corteza continental aumenta de espesor hacia el sur hasta alcanzar



una profundidad máxima en la discontinuidad de Mohorovicic de 37 km, y la corteza acrecionada (corteza obducida) disminuye de espesor en esta misma dirección. La máxima profundidad de la corteza en el continente resulta ser 2 km más profundo que en los modelos gravimétricos propuestos por Bosch y Rodríguez (1992), Ughi *et al.*, 2004 y Garzón y Ughi (2008).

Al sur y al norte del archipiélago de Los Roques, en las latitudes aproximadas de 11,50°N y 12,50°N, se propone la presencia de un par de intrusiones ígneas bajo el relleno sedimentario de las Cuencas de Bonaire y de Los Roques, respectivamente. Estas intrusiones se ubican específicamente en los sedimentos metatectonizados y vulcanizados que sirven de basamento a dichas cuencas. Las profundidades asignadas a estas estructuras son  $\approx 5$  km (latitud  $\approx 11,50^\circ\text{N}$ ) y  $\approx 7$  km (latitud  $\approx 12,50^\circ\text{N}$ ). La intrusión ubicada en la latitud  $\approx 11,50^\circ\text{N}$  presenta un espesor de máximo de 2 km y la ubicada en la latitud  $\approx 12,50^\circ\text{N}$  presenta un espesor máximo de 4 km.

Cabe destacar que fue menester el modelado de estas estructuras en vista de que se apreciaba en estas zonas un bajo gravimétrico importante de las anomalías calculadas con respecto a las observadas. Una vez que fueron incorporadas estas intrusiones en los modelos las curvas ajustaron sustancialmente y no fue necesaria la migración hacia profundidades menores del límite Bloque de Bonaire - manto (Moho), que hubiese resultado como una solución en pro de ajustar las curvas en estas zonas. La consideración de que los déficit en las anomalías en estas zona específicas, son generadas por fuentes locales (intrusiones ígneas) y no por fuentes regionales (como el Moho) se llevó a cabo tras la evaluación cuantitativa del ancho de anomalía ( $W_{1/2}$ ) correspondientes a las ondas de dichos bajos gravimétricos; tras esta evaluación fue determinado que las magnitudes de los anchos de anomalías no superaban los 14 km, estos valores relativamente moderados sugieren que estas anomalías gravimétricas son generadas por fuentes locales (poco profundas), ya que el ancho de anomalía de un campo gravimétrico es directamente proporcional a la profundidad de la fuente que la genera, por el factor 0,65 (Dobrin, 1988), esto quiere decir que las fuentes no superan los 9 km de profundidad.

Si se tratara de una fuente regional (discontinuidad de Moho) se hubiese generado un déficit de la gravedad calculada con anchos de anomalías de mayor longitud de onda, tal y como ocurre con las fuentes regionales que generan ondas de gran amplitud (grandes longitudes de ondas). Las intrusiones ígneas concuerdas con las propuestas por Bosch y Rodríguez (1992) en el perfil que cruza este límite de placas en 67°W. En el área continental, por encima del cinturón de estructuras sobrecorridas se propone un espesor de sedimentos que registra una profundidad máxima de 4 km.

En cuanto al modelo de subducción somera (Figura 4.21) se plantea el siguiente escenario:

El modelo de subducción somera se basa en los trabajos realizados por Silvert *et al.* (1975), a partir de la sísmica de reflexión y el modelado gravimétrico, estos investigadores plantearon un *slab* de subducción con una longitud de 40 km a partir de la zona de subducción que se encuentra entre 150 - 180 km al norte del sistema de fallas Morón - San Sebastián (Kroehler *et al.*, 2011).

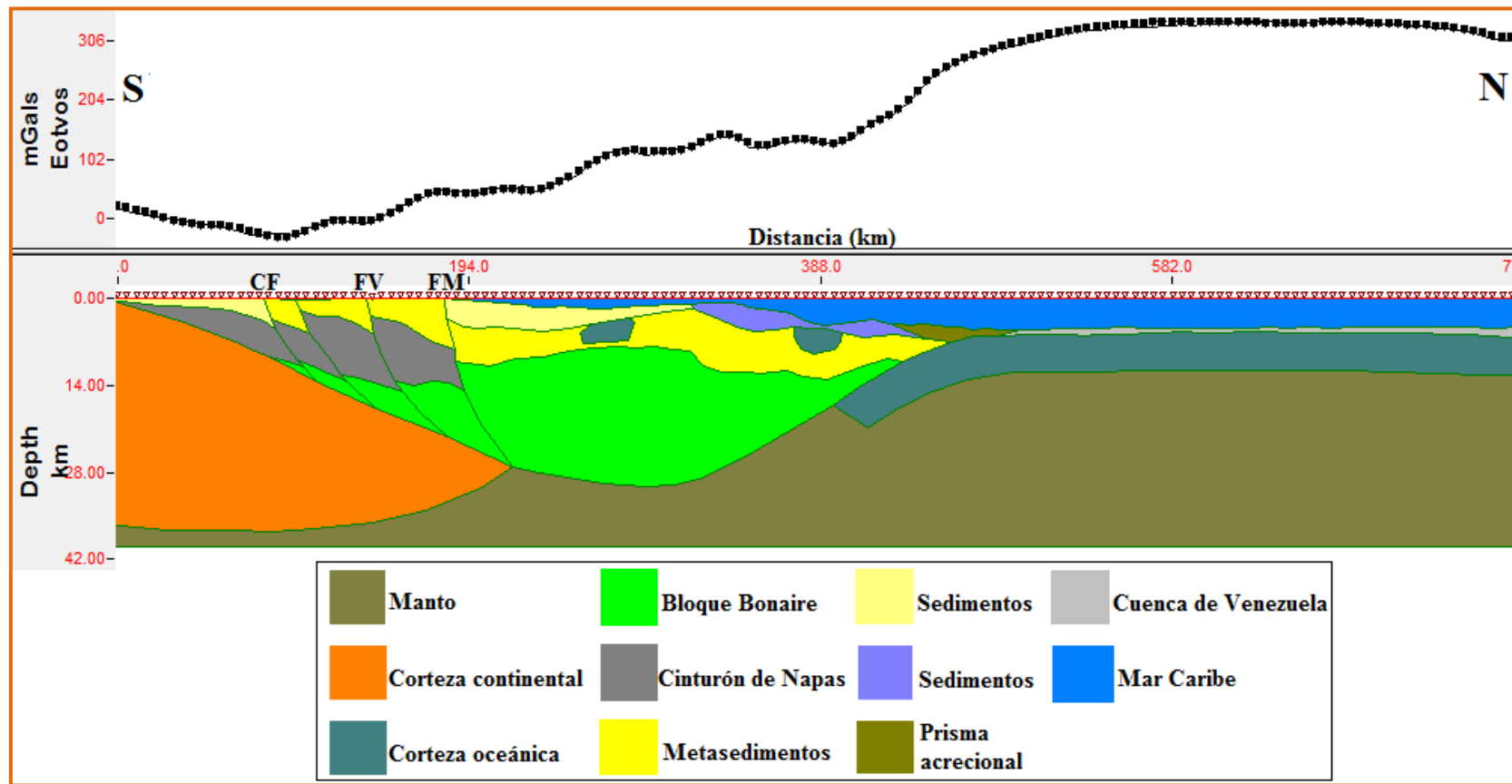
En esta investigación se mantuvo el límite planteado por Kroehler *et al.* (2011) desde donde comienza la subducción (entre 150 - 180 km al norte del sistema de fallas Morón - San Sebastián); sin embargo, se difiere en la longitud de la losa de subducción y en la profundidad que sugieren Silvert *et al.* (1975), siendo 70 km y 21 km respectivamente, las propuestas en esta investigación. En otras palabras, se propone una losa de subducción bajo el Bloque de Bonaire con un ángulo de 29°S, a partir del Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) representando entonces este cinturón de corrimiento submarino el límite entre la placa Caribe y la corteza transicional. En este modelo se contempla la presencia del Bloque de Bonaire con un tope aproximado de 10 km y una base máxima de 30 km de profundidad, por lo tanto el espesor promedio de esta estructura es de 20 km, presentándose el máximo valor en su espesor (cercano al promedio) a la altura de la isla de Los Roques y los mínimos espesores de estas estructuras se registran hacia el norte.

En cuanto al modelo de subducción intermedia (Figura 4.22) se plantea el siguiente escenario:

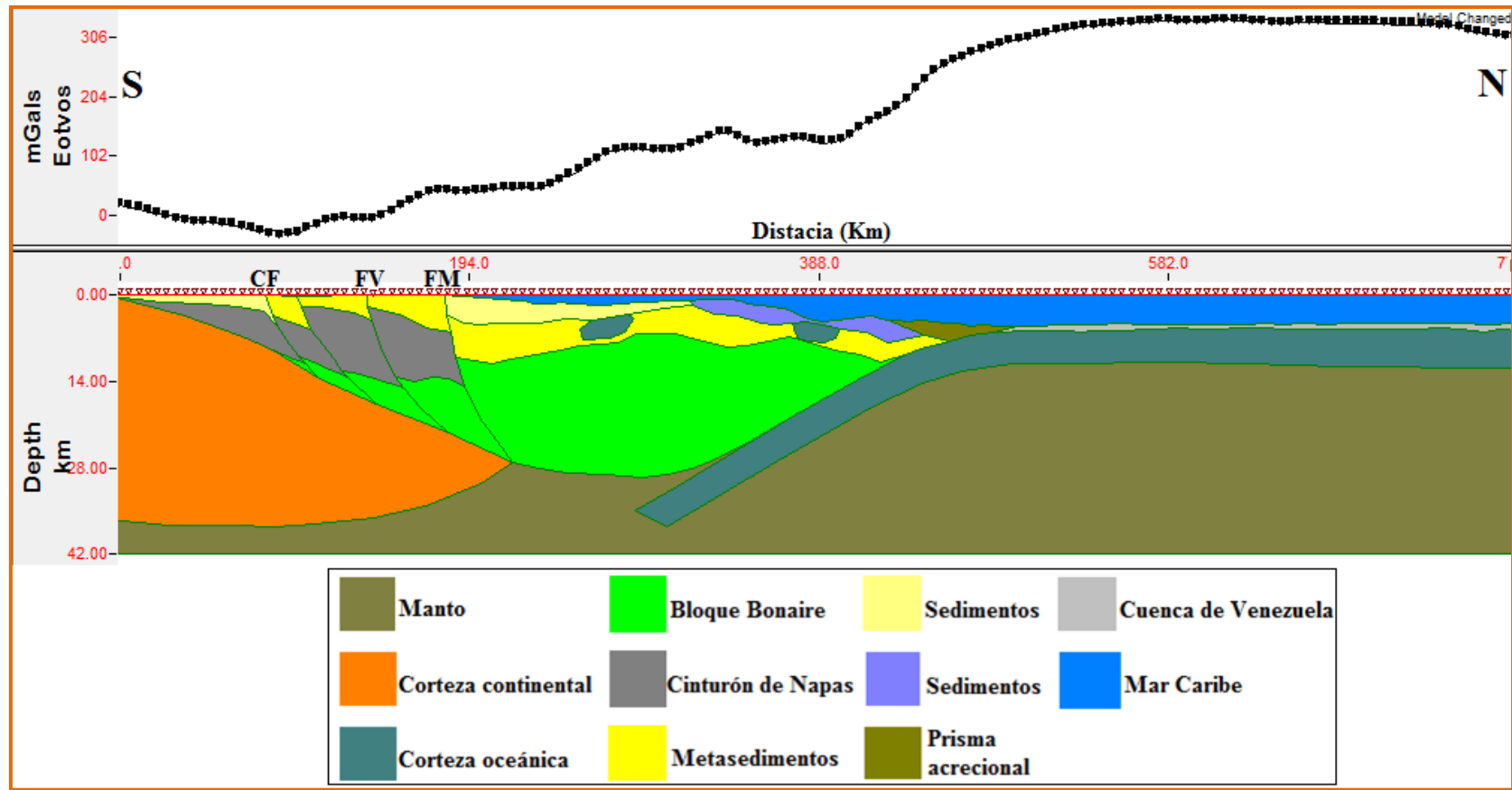
El modelo de subducción intermedia, se caracteriza por un *slab* que profundiza hasta alcanzar 35 km, esta subducción comienza entre 150 - 180 km al norte del sistema de fallas en la región centro - norte de Venezuela (Morón - San Sebastián) tal y como fue propuesto por Kroehler *et al.* (2011), además con una longitud de 168 km a partir del CDCS y un ángulo de 30°S.

En este modelo se contempla la presencia del Bloque de Bonaire con un tope aproximado de 8 km y una base máxima de 30 km de profundidad, por lo tanto el espesor promedio de esta estructura es de 22 km, presentándose el máximo valor en su espesor (cercano al promedio) a la altura de la isla de Los Roques.

Finalmente, para el perfil 67°W, los resultados conllevan a afirmar que el modelo de subducción somera muestra el mejor ajuste en las anomalías gravimétricas



**Figura 4.21.** Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 67°W. CF = Corrimiento Frontal, FV = Falla de la Victoria, FM = Falla de Morón - San Sebastián.



**Figura 4.22.** Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción intermedia propuesto para el perfil 67°W. CF = Corrimiento Frontal, FV = Falla de la Victoria, FM = Falla de Morón - San Sebastián.

#### 4.7.2 Sección de la corteza en el perfil 70°W

En el perfil 70°W se han propuestos tres modelos gravimétricos, cuyas diferencias radican en el estilo de subducción; es decir, un modelo presenta subducción somera, el segundo subducción intermedia y el tercero subducción profunda. A pesar de las diferencias en cuanto al estilo de subducción, los modelos registran características similares desde el punto de vista estructural, las cuales deben ser descritas con el fin de simplificar el análisis de los modelos. En primer lugar, los modelos contemplan la presencia de la placa Caribe (al norte del CDCS), la corteza transicional (Bloque de Bonaire) (Silver *et al.*, 1975 y Bosch y Rodríguez, 1992) y la parte más septentrional de la placa suramericana (hasta los 9°N donde se ubica geográficamente el frente del Corrimiento Frontal). Según los modelos presentados por los siguientes autores: Bosch y Rodríguez (1992), Rodríguez y Sousa (2003), Bezada *et al.* (2007), Guedez (2007), Garzón y Ughi (2008) y Sánchez *et al.* (2010), la profundidad del Moho, para la región occidental de Venezuela, aumenta de norte a sur (con vergencia sur), registrándose desde la placa Caribe 14 km de profundidad, aumentando significativamente de norte a sur, hasta alcanzar en la corteza Suramérica 36 km. Estos resultados, de los investigadores antes mencionados, concuerdan con la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic de esta investigación; sin embargo, al igual que en los perfiles gravimétricos en 67°W, hay diferencias con respecto a las magnitudes de las profundidades de la superficie del Moho asignadas en la placa Caribe, donde pueden alcanzar entre 12 a 13 km de profundidad; estas características se mantienen constantes en los modelos de subducción somera, intermedia y profunda.

Al igual que en el perfil 67°W, la placa Caribe se extiende en los modelos desde la latitud 16°N hasta alcanzar hacia el sur, la estructura supracortical del CDCS donde dicha placa subduce por debajo del Bloque de Bonaire con un ángulo que varía según el estilo de subducción entre 28°S y 30°S. En cuanto al espesor de la placa caribeña se propone una variación entre 7 y 8 km, a partir de la base de la Cuenca de Venezuela. La Cuenca de Venezuela ubicada al norte del CDCS, fue modelada a partir de una

profundidad que varía entre 4 y 5 km (Donnelly, 1994), donde para las áreas más septentrionales y meridionales (hacia el CDCS) la cuenca presenta mayores profundidades (acercándose al promedio) y hacia el centro de la cuenca registra profundidades más someras, estas características se mantuvieron idénticas que en los modelos sobre el perfil 67°W.

Al igual que en los modelos del perfil 67°W, el espesor sedimentario de la Cuenca de Venezuela fue modelado en base al trabajo realizado por el proyecto DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) (Edgar *et al.*, 1973). En base a esta información el espesor de la Cuenca de Venezuela varía entre 0,5 y 1 km (a partir de la batimetría suministrada por la base de datos).

Al sur de la falla marginal surcaribeña, se presenta el Bloque de Bonaire, el cual se extiende desde dicha falla marginal hasta el sistema de fallas principales al norte de la región occidental de Venezuela (sistema de fallas Oca - Ancón), separando aproximadamente 355 km de longitud a la corteza oceánica de la corteza continental. Estos modelos proponen al bloque de transición con una geometría en forma de prisma invertido tal y como fue descrita por Silvert *et al.* (1975) además de corroborada en la región occidental de Venezuela por Rodríguez y Sousa (2003) y Garzón y Ughi (2008). La densidad asignada para el bloque tectónico (Bloque de Bonaire) fue de  $2,85 \text{ g/cm}^3$  ( $0,05 \text{ g/cm}^3$  mayor que en los modelos del perfil 67°W). Este dato se basó en las investigaciones gravimétricas antes realizadas donde se considera esta estructura (Bosch y Rodríguez, 1992, Rodríguez y Sousa 2003 y Garzón y Ughi, 2008). Al igual que en el perfil 67°W se evidenció un buen ajuste entre las curvas de las anomalías observadas y calculadas, a la hora de asignar dicha densidad. El espesor promedio del Bloque de Bonaire para el perfil 70°W se propone de la siguiente manera: 21 km (para el modelo de subducción somera), 20 km (para el modelo de subducción intermedia) y 23 km (para el modelo de subducción profunda), sugiriendo esto que no se trata de una corteza oceánica típica ya que exhibe un espesor mucho mayor que el promedio de los espesores oceánicos en el mundo, confirmándose la definición de esta estructura como una corteza transicional.

El límite planteado entre la corteza continental y el Bloque de Bonaire en los tres modelos es un límite que describe un proceso de obducción tal y como fue descrito por Bellizzia y Dengo (1990) y Case *et al.* (1990), donde claramente la corteza transicional menos densa y afectada por el adelgazamiento cortical en su base descansa sobre la corteza continental más densa y más rígida.

Por encima del Bloque de Bonaire se exhiben las Napas de Lara, que se definen como un cuerpo alóctono constituido por formaciones de edad cretácica y terciaria. En todos los modelos presentados el espesor de las Napas de Lara aumentan de norte a sur, siendo más delgada al norte del perfil (cercano al contacto con el *slab* de subducción), al sur alcanza, en la subducción somera, un máximo en su espesor entre 8 - 10 km, en la subducción intermedia alcanza un máximo entre 10 - 12 km y en la subducción profunda alcanza un máximo entre 6 - 7 km.

Por encima de las Napas de Lara se extiende una cubierta de sedimentos metatectonizados con espesores máximos entre 4 - 7 km para el modelo de subducción somera, entre 2 - 6 km para el modelo de subducción intermedia y finalmente entre 5 - 7 km para el modelo de subducción profunda. Esta sección sedimentaria concuerda con lo propuesto en los modelos de gravimétricos de Bosch y Rodríguez (1992) en el perfil en la región occidental de Venezuela (69°W).

Otra de las estructuras presentes en los modelos es el Alto de Paraguaná, ubicado en el centro de la Península de Paraguaná, lugar donde persiste en los mapas gravimétricos (total y residual) un evidente alto gravimétrico, esta estructura se presenta como un complejo aislado de edad jurásica, que se asume arrastrado por las Napas de Lara, tal y como lo propusieron Rodríguez y Sousa (2003) y Bezada *et al.* (2007). El espesor máximo de esta estructura supracortical está entre 4 - 5 km. Al sur del Alto de Paraguaná, sobre las Napas de Lara, se exhibe la Cuenca de Falcón, el cual consiste en sedimentos de edad Oligoceno - Mioceno y Plio - Pleistoceno, el mismo se extiende hasta el sistema de fallas Oca - Ancón (al sur), alcanzando una longitud aproximada de 78 km en los modelos propuestos, esta misma longitud fue



propuesta por Rodríguez y Sousa (2003), el espesor máximo de la Cuenca de Falcón para los modelos planteados es de 5 km, lo cual concuerda con Rodríguez y Sousa (2003) y Garzón y Ughi (2008).

Al norte del Alto de Paraguaná (en la latitud  $\approx 12,50^{\circ}\text{N}$ ) se distingue la presencia de una de las islas de Sotavento, específicamente la isla holandesa de Aruba. A partir de Aruba (en sentido norte) decae significativamente la batimetría hasta alcanzar aproximadamente 4 km de profundidad en el prisma de acreción del CDCS, donde se acumula entre 3 y 4 km se sedimentos marinos. Al norte del cinturón deformado submarino (en la Cuenca de Venezuela) la batimetría se mantiene casi constante (entre 3 y 4 km) hasta la parte más septentrional del modelo.

El contacto entre el Boque de Bonaire y la placa Suramérica se presenta como un proceso de obducción donde claramente se destaca el sobrecorrimiento del Bloque de Bonaire por encima de la corteza Suramérica, esto concuerda con los trabajos de Bosch y Rodríguez (1992), y Garzón y Ughi (2008) los cuales fueron basados en las investigaciones geológicas de Bellizzia y Dengo (1990) y Case *et al.* (1990).

Por debajo de la Cuenca de Falcón, se presenta en los modelos un adelgazamiento cortical de  $\approx 29$  km de profundidad, el cual fue asociado al régimen distensivo de edad Oligoceno - Mioceno (Audemard, 1995). Este fenómeno concuerda con lo observado, en otros perfiles que cruzan este límite de placas en  $70^{\circ}\text{W}$ , por Guedez (2007) donde se registra una disminución del espesor cortical al norte del sistema de fallas transcurrentes (sistema de fallas Oca - Ancón); sin embargo, en cuanto a la magnitud de la profundidad del Moho se difiere ya que Guedez (2007) registraron 27 km de profundidad, 2 km menor que el propuesto en este trabajo (29 km); cabe destacar que este adelgazamiento es el que sugiere que la Cuenca de Falcón adquiere forma de graben.

Al norte del adelgazamiento cortical por debajo del Alto de Paraguaná (aproximadamente a 75 km al norte del máximo adelgazamiento de la corteza) se

registra una máxima profundización del Bloque de Bonaire que varía entre 33 - 33,5 km.

En cuanto al modelo de subducción somera (Figura 4.23) se plantea el siguiente escenario:

Al igual que en los modelos del perfil 67°W, el modelo de subducción somera se basa en los trabajos realizados por Silvert *et al.* (1975), estos investigadores plante un *slab* de subducción con una longitud de 40 km a partir de la zona de subducción que se encuentra a 340 km al norte de la ciudad de Barquisimeto, alcanzando una profundidad de 13 km.

En esta investigación se mantuvo el límite planteado por Silvert *et al.* (1975), desde donde comienza la subducción ( $\approx 340$  km al norte de la ciudad de Barquisimeto); sin embargo, se difiere en la longitud de la losa de subducción y en la profundidad que alcanza esta, siendo 118 km y 25 km respectivamente. El ángulo de subducción del *slab* es de 30°S.

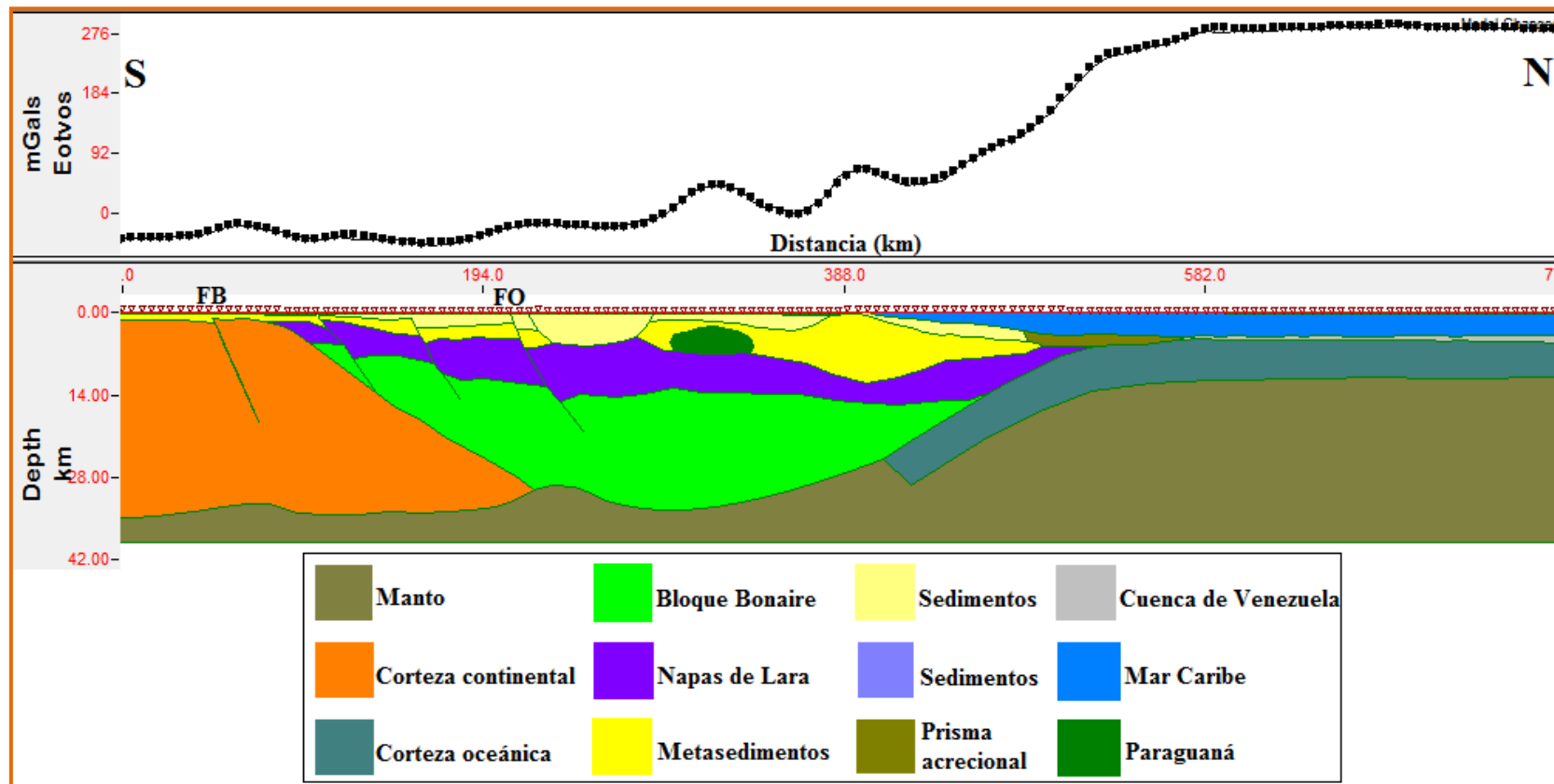
En cuanto al modelo de subducción intermedia (Figura 4.24) se plantea el siguiente escenario:

El modelo de subducción intermedia, se caracteriza por un *slab* que profundiza hasta alcanzar 45 km (ubicándose además a 41 km bajo el Alto de Paraguaná), comenzando dicha subducción desde 340 km al norte de la ciudad de Barquisimeto (Silvert *et al.*, 1975), con una longitud de 224 km a partir del CDCS y un ángulo de 30°S, estos resultados difieren con los propuestos por Rodríguez y Sousa (2003) quienes establecieron un ángulo de 20°S para el modelo intermedio hasta ubicarse a 20 km por debajo de la ciudad de Coro.

En cuanto al modelo de subducción profunda (Figura 4.25) se plantea el siguiente escenario:

A diferencia del modelo sobre el perfil 67°W, se plantea para el perfil 70°W el modelo de subducción profunda, este modelo se basa en la investigación de Van Der Hilts (1994), quien generó una interpretación a partir de tomografía sísmica; esta interpretación asevera la existencia de un *slab* de subducción bajo el Bloque de Bonaire, a partir del CDCS, con un ángulo de subducción menor a 20°S, la cual se ubica en la población de Churuguara a una profundidad de 100 km y de la ciudad de Barquisimeto a una profundidad de 150 km. En el modelo planteado en esta investigación el *slab* de subducción presenta un ángulo de 30°S, y la profundidad del Caribe subductado se mantuvo igual que las planteadas por Van Der Hilts (1994) (150 km bajo la ciudad de Barquisimeto). La lámina en subducción, en este modelo, se extiende a más de 400 km, lo cual concuerda con el trabajo realizado por Malavé y Suárez (1995) en el occidente de Venezuela, quienes defendieron la presencia de un *slab* profundo que se extendía a una distancia mayor a 400 km. Cabe destacar que a medida que profundiza el *slab*, aumenta el ángulo de subducción, este mismo patrón fue reseñado por Rodríguez y Sousa (2003).

Finalmente, para el perfil 70°W, los resultados sugieren que el modelo de subducción somera muestra el mejor ajuste entre la respuesta gravimétrica observada y la calculada.



**Figura 4.23.** Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 70°W. FB = Falla de Boconó, FO = Falla de Oca - Ancón.

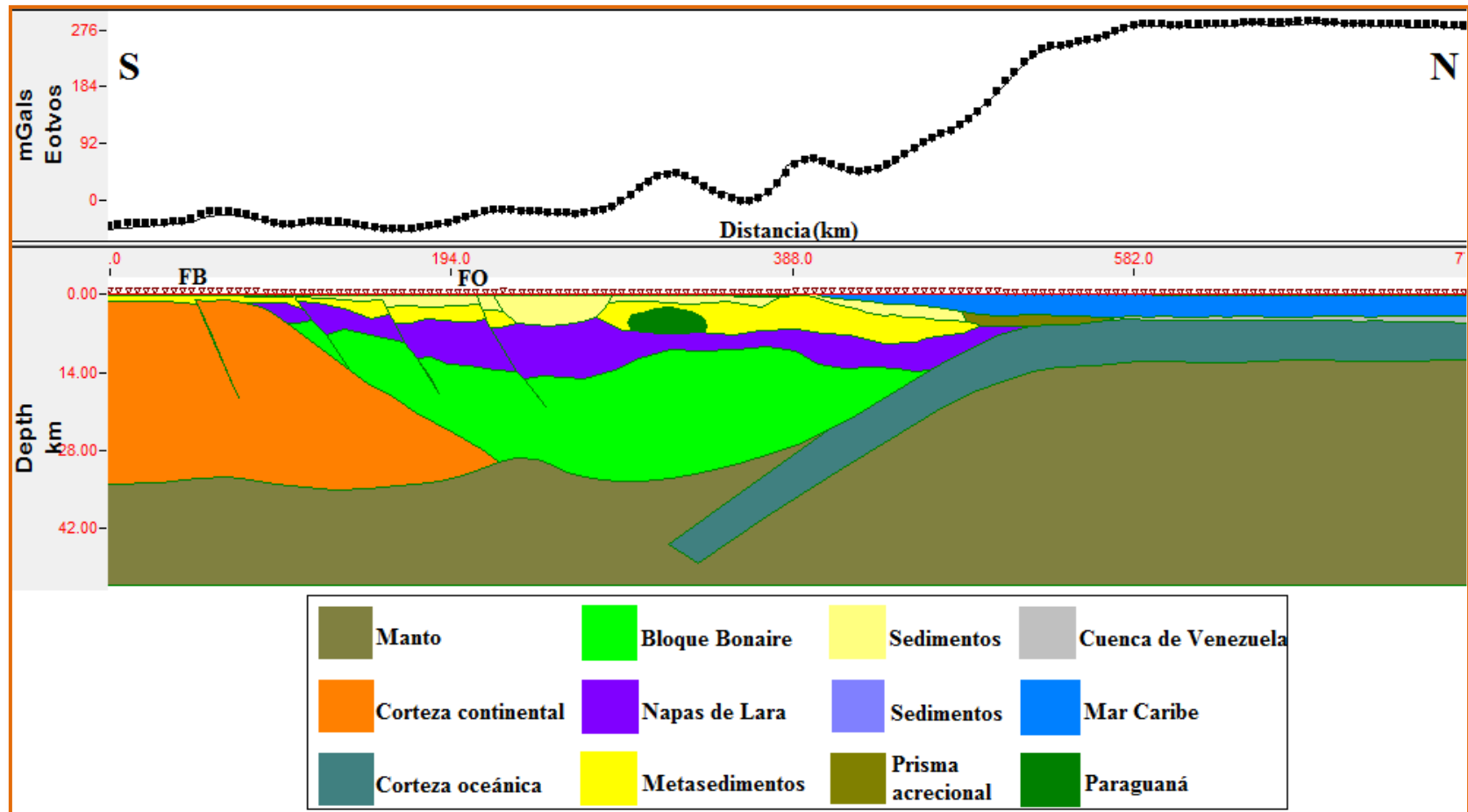
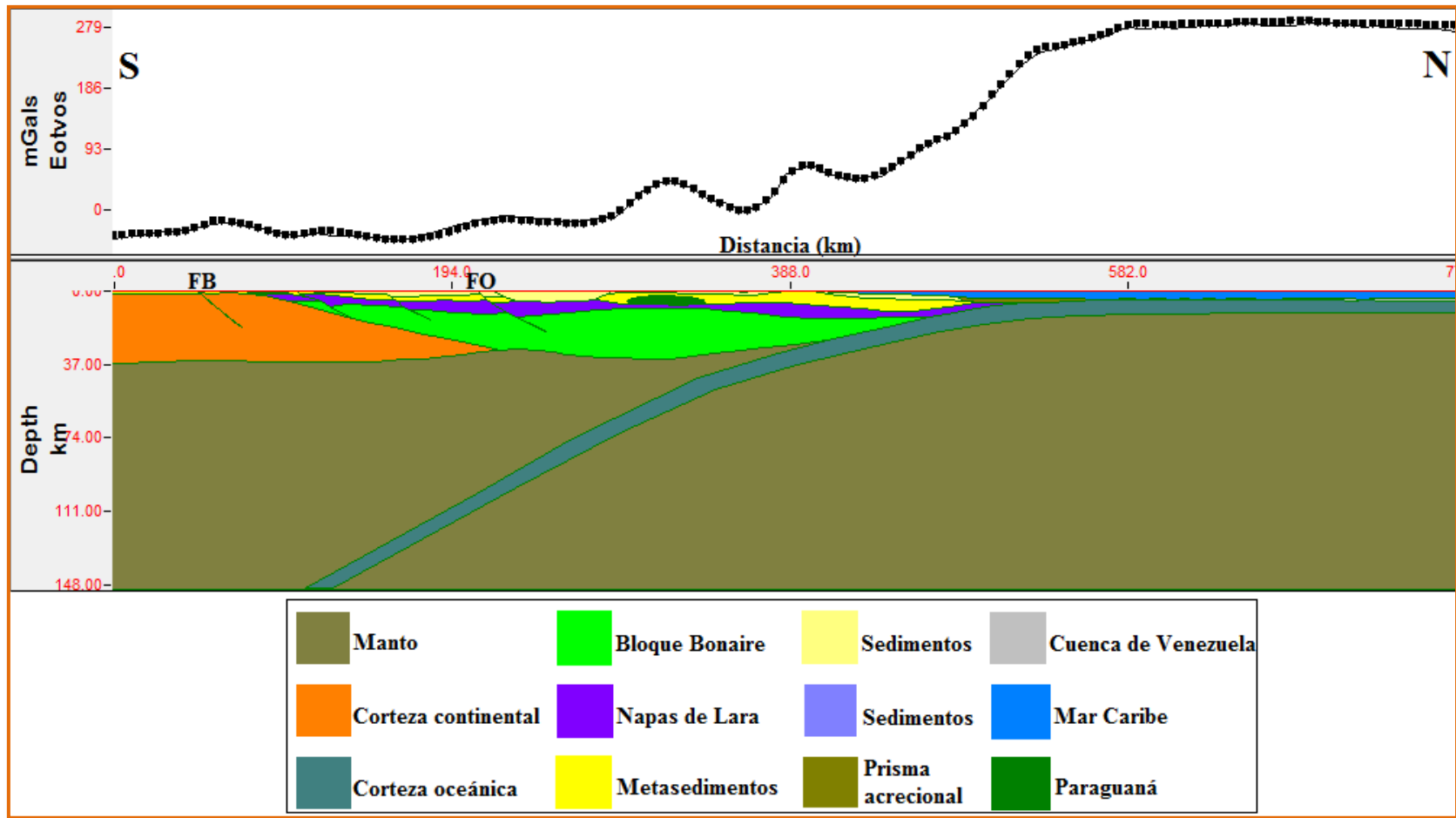


Figura 4.24. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción intermedia propuesto para el perfil 70°W. FB = Falla de Boconó, FO = Falla de Oca - Ancón.



**Figura 4.25.** Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción profunda propuesto para el perfil 70°W. FB = Falla de Boconó, FO = Falla de Oca - Ancón.

# CAPÍTULO V

## 5.1 FLEXIÓN LITOSFÉRICA EN LA CORTEZA OCEÁNICA

El límite entre la corteza continental suramericana y la corteza oceánica caribeña ha sido objeto de diferentes estudios flexurales con perfiles que han abarcado a dichas cortezas y cuyo límite ha sido interpretado en el CDCS; estos estudios han tenido como principal propósito describir la respuesta elástica de la placa Suramérica como consecuencia de la aplicación de la carga que supone el Bloque de Bonaire junto al arco de islas, cuencas sedimentarias y cinturones de corrimientos, sobre la placa suramericana (e.g., Ughi *et al.*, 2004; Jácome *et al.*, 2005b; Garzón y Ughi, 2008); estos análisis han sido complementados con las anomalías gravimétricas de la región y las respectivas estructuras (con sus densidades, geometrías y profundidades) que se supone son las responsables de la generación de las mismas (modelos gravimétricos). En estas investigaciones se ha venido registrando un fenómeno que al parecer actúa como un factor común en la región, este fenómeno tiene que ver con la respuesta elástica de la placa Suramérica como consecuencia de las diferentes cargas; específicamente, Ughi *et al.* (2004) y Garzón y Ughi (2008) notaron que la carga supracortical que supone el Bloque de Bonaire y sus estructuras acrecionados y sobrecorridos no resultaron suficientes para generar la flexión litosférica en la región colisional Caribe - Suramérica, al menos en la región central y occidental de Venezuela. Vale destacar que en estas investigaciones se realizaron perfiles cuyo límite más septentrional estaba representado por el sistema de fallas en el norte de Venezuela (Oca - Morón - San Sebastián), adicionalmente se extendió, en sentido norte, la longitud de estos perfiles llegando hasta el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), de esta manera fue incluido indirectamente las cargas que suponen las estructuras supracorticales que suprayacen al Bloque de Bonaire (islas, intrusiones, fosas marinas, entre otros) aún así las cargas que se extienden en los perfiles representados por la topografía - batimetría no fueron suficientes para generar la deflexión y las anomalías de las regiones antes mencionadas.



La solución planteada en estas investigaciones para caracterizar las cargas responsables de flexar la litósfera continental, fue la misma solución planteada por Karner y Watts (1983), la cual consistió en considerar la existencia de cargas escondidas en la litósfera, que sean capaces de generar la flexión litosférica responsable de reproducir las anomalías gravimétricas observadas en la región. El término de cargas escondidas, en términos geológicos, se refiere a adelgazamientos corticales generados por una intensa actividad termal (sistemas de rifting abortados o celdas de convección en el manto), en la base de la corteza. De esta manera la corteza pierde espesor elástico efectivo, en períodos de tiempos breves, y por ende tendrá menos capacidad de respuesta elástica (menos rígida), ante los esfuerzos constantes que suponen las cargas supracorticales (por ejemplo, cinturones sobrecorridos, cortezas obducidas, entre otros). El término de carga escondida fue sustituido por carga intracortical, con el fin de hacer referencia a este evento geodinámico, respetando el léxico geológico, para que de esa forma sea aceptado por la comunidad geocientífica (Ughi, comunicación personal, 2014). En este trabajo, se planteará, en los diferentes modelos flexurales sí y solo sí las cargas supracorticales no sean suficientes para reproducir la deflexión de la placa Caribe y las anomalías gravimétricas de la zona. En las investigaciones de Jácome *et al.* (2005b), fue suficiente la carga que supone la Cordillera Central de Venezuela (CCV), para reproducir la deflexión en la subcuenca de Guárico (cuenca antepaís), que a su vez reproducen las anomalías de la región, esto es una muestra firme de que es posible contar con estructuras supracorticales capaces de generar la suficiente flexión litosférica que explique la evolución geodinámica de una región.

Las zonas colisionales, las cuales han sido objeto de numerosos estudios de flexión continental, han demostrado presentar una gran diversidad en la configuración de los sistemas de fuerzas que flexan la litósfera. Aparentemente, la respuesta de la litósfera continental ante la aplicación de diferentes tipos de cargas no resulta ser la misma que la respuesta mecánica que puede ofrecer la litósfera oceánica; sin embargo, los

trabajos realizados han demostrado que la corteza oceánica puede actuar desde el punto de vista mecánico de la misma forma que la corteza continental.

Por otro lado, resulta evidente que los continentes se caracterizan por acumular esfuerzos por largos periodos de tiempo geológico, mientras que la litósfera oceánica se muestra relativamente intacta debido a su corta historia geológica; en este sentido, se podrían plantear las siguientes inquietudes, que si bien es cierto, no serán respondidas en su totalidad en este trabajo, quedarían planteadas como prueba del razonamiento sobre el tema:

¿En base a su corta historia geológica, la corteza oceánica, con respecto a la corteza continental, resultan ser menos rígida ante la aplicación de esfuerzos verticales y de contornos, por las diferentes cargas supracorticales?; ¿la corta edad geológica con respecto a la litósfera continental, al momento de la aplicación de las cargas, implican una deflexión casi proporcional ante los esfuerzos provocados por las cargas suprayacentes, debido a su pobre espesor elástico efectivo ( $T_e$ )?; ¿Existirá un valor mínimo y máximo de espesor elástico específico registrado en las cortezas continentales y oceánicas, respectivamente?; ¿Un mismo período de tiempo geológico representaría la misma ganancia de espesor elástico efectivo para cortezas continental y oceánica sin cargas supracorticales significativas?.

En esta investigación se busca entender el comportamiento flexural de la placa Caribe como respuesta elástica a la carga supracortical que supone el Bloque de Bonaire, en el Cinturón Deformado de Caribe Sur (CDCS); esto advierte el desconocimiento de alguna estructura intracortical en la región, que pudiera ser considerada más adelante en el caso de no contar con la reproducción flexural que permita justificar las respuestas gravimétricas de la zona.

La reciente historia geológica de la corteza oceánica del Caribe, sugiere que la misma no ha sido flexionada de manera importante a causa de sus estructuras supracorticales (islas, intrusiones basálticas, cuencas submarinas y montañas submarinas), por el contrario si existiera una extensa región flexionada al norte del

Bloque de Bonaire pudiera tratarse de una fuerza de contorno importante (típica en límites convergentes) o de algún adelgazamiento atípico de la corteza caribeña.

Para comprender el comportamiento elástico de la corteza oceánica del Caribe se considera la misma, como una placa rota. De esta manera, se parte de la presunción de la existencia de un límite de placas, entre la corteza oceánica del Caribe y el Bloque de Bonaire, el límite donde se aplicarán la mayor cantidad de cargas en el modelo, se ubicará en el CDCS, que junto a parte del Boque de Bonaire, y a las cargas que significan el Ridge de Curazao y la Cuenca de Los Roques, reproducirán los esfuerzos verticales que deflexarán al *slab* de la placa Caribe.

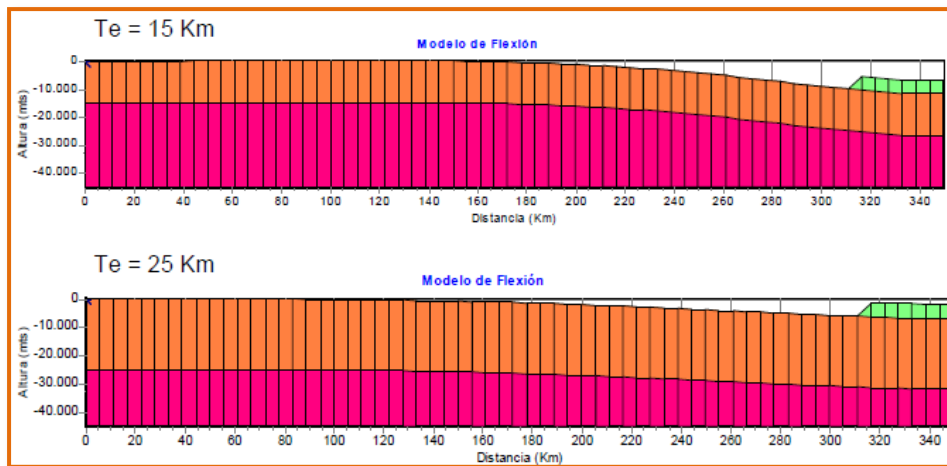
## **5.2 FLEXIÓN LITOSFÉRICA: RIGIDEZ FLEXURAL, ESPESOR ELÁSTICO EFECTIVO ( $T_e$ ) Y DEFLEXIÓN**

La flexión de placas corresponde a la respuesta que ofrece la litósfera terrestre, ante la aplicación de cargas supracorticales e intracorticales, en un tiempo geológico determinado; si bien es cierto que el tiempo que transcurre desde el momento que es cargada la placa determina de manera importante la flexión total de la litósfera, el tiempo que trascurre desde el momento que se forma la litósfera hasta que la misma es cargada (edad de la placa al momento de ser cargada), representa el factor más preponderante que determina la rigidez, el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) y por ende la deflexión total de la litósfera. Referente al tipo de carga, es menester exponer cuál de éstas constituye el mejor aporte para la deflexión de la litósfera y qué tipo de carga tiene un efecto limitado en los escenarios flexurales; en este sentido se consiguió en la literatura que Karner (1982) estableció la estructura que presenta un efecto limitado en la flexión de la litósfera, esta estructura es la carga supracortical (consideradas como cargas secundarias), asimismo Karner (1982) estableció que las cargas “escondidas” o intracorticales (consideradas como cargas primarias) constituyen las estructuras que más aportan en la deflexión litosférica total. Esta aseveración fue

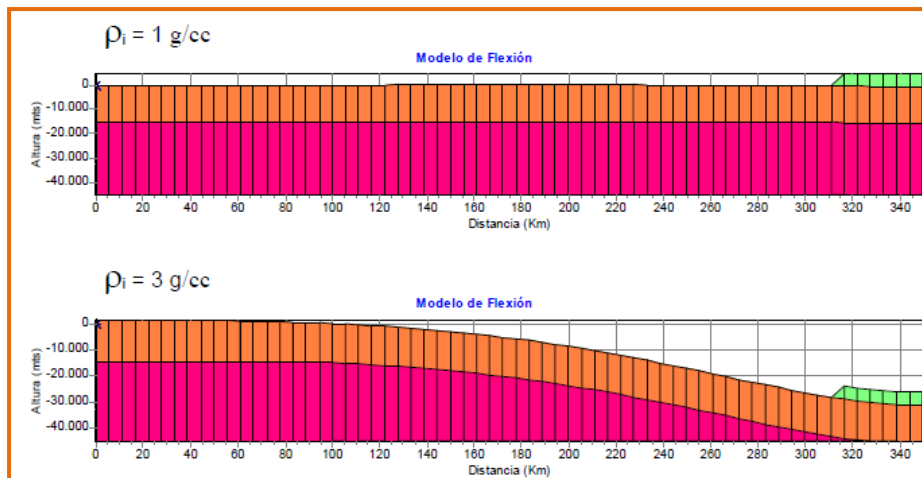
corroborada en las investigaciones Ughi *et al.* (2004) y Garzón y Ughi (2008), en la región central y occidental de Venezuela, respectivamente, donde se demostró en los modelos flexurales planteados, con diferentes espesores elásticos efectivos ( $T_e$ ), que las cargas secundarias representadas por las estructuras supracorticales (Bloque de Bonaire, Cordillera de la Costa, Napas de Lara, entre otros) no fueron suficientes para reproducir la deflexión real de estas regiones; sin embargo, y como se mencionó anteriormente, Jácome *et al.* (2005) demostraron que la deflexión registrada en la subcuenca de Guárico era reproducida por las estructuras secundarias (Cordillera Central en el norte de Venezuela) adyacentes a dicha deflexión cortical. En este sentido, la antigüedad de la litósfera al momento de la aplicación de las cargas, no resulta la única variable fiable para el análisis flexural, esto se debe a que en un período de tiempo geológico corto o mediano puede aparecer una carga intracortical o primaria (actividad termal anómala en la base de la corteza) que pudiera afectar en gran medida la rigidez de la litósfera, disminuyendo el espesor elástico efectivo y aumentando a su vez la deflexión litosférica.

Con el fin de comprender el proceso de modelado por flexión litosférica, es necesario analizar los diferentes escenarios que puedan presentarse en la litósfera, esto se debe a que numerosas son las variables que pueden aportar a la deflexión de la litósfera, por esta razón se debe contar con ideas generales de cómo responde un modelo flexural ante el cambio de ciertos parámetros (densidad de las cargas y espesor elástico efectivo), para de esa manera observar de qué manera estos parámetros determinan la rigidez de la litósfera y su deflexión regional.

En este sentido, se recurrió a las pruebas realizadas por Ughi *et al.* (2004), en los estudios de flexión en la región central de Venezuela, estas pruebas tienen como propósito registrar los cambios en los modelos flexurales tras la variación de parámetros tales como el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) y la densidad de las cargas y de los sedimentos, obteniendo para todos los casos resultados muy significativos (Figuras 5.1 y 5.2).



**Figura 5.1.** Modelo de flexión para una densidad  $\rho_l = 2,7 \text{ g/cm}^3$  y espesor elástico de 15 y 25 km. (Ughi *et al.*, 2004).



**Figura 5.2.** Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 km y densidad  $\rho_l = 1 \text{ g/cm}^3$  y  $3 \text{ g/cm}^3$ . (Ughi *et al.*, 2004).

En estas pruebas, tal y como se mencionó anteriormente, se varió el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) (Figura 5.1), específicamente las pruebas fueron de 15 km y 25 km, con una densidad de los cuerpos supracorticales de  $2,70 \text{ g/cm}^3$  para ambos modelos. En el segundo grupo de pruebas se dejó intacto el espesor elástico efectivo

( $T_e$ ) (15 km), variándose únicamente la densidad de las cargas supracorticales y sedimentos, específicamente las pruebas fueron de  $1 \text{ g/cm}^3$  y  $3 \text{ g/cm}^3$ .

Uno de los aspectos más relevantes surgidos en estas pruebas, fue observado en la variación del  $T_e$ , donde se muestra una relación inversamente proporcional entre el  $T_e$  y la deflexión de la litósfera, es decir, para el modelo con espesor elástico efectivo elevado se produce poca deflexión en la litósfera, mientras que para el modelo con espesor elástico efectivo reducido la deflexión litosférica es mucho mayor. Esto sugiere, que el espesor elástico efectivo es proporcional a la rigidez flexural, pero estos dos últimos parámetros son inversos a la deflexión. Una placa reciente, al momento de la aplicación de las cargas, tendrá un espesor elástico efectivo con magnitudes de pequeñas a medianas, esto provocará una deflexión importante en la litósfera debido a la poca rigidez flexural. Por el contrario, una litósfera antigua, al momento de la aplicación de las cargas, implicaría una máxima rigidez flexural, es decir, la corteza terrestre enfrentaría con mayor resistencia los esfuerzos verticales y horizontales provocados por las diferentes cargas litostáticas. Por otro lado se podría relacionar la deflexión litosférica con la compensación isostática; a mayor rigidez flexural, menor deflexión y por ende menor compensación isostática, en contraposición, a menor rigidez flexural mayor deflexión litosférica y por ende mayor movimiento vertical hacia arriba generado por la compensación isostática regional.

Las pruebas referentes a los cambios en las densidades, manteniendo el mismo espesor elástico efectivo (25 km), proporcionaron la siguiente información:

Cuando una carga aumenta su densidad, en la misma medida, aumenta la deflexión litosférica, esto sugiere que la deflexión de una placa no depende únicamente de la disminución en su espesor elástico efectivo ( $T_e$ ), sino que además, el aumento de la densidad de las cargas (aumento de fuerzas estáticas verticales) flexan en gran medida a la litósfera terrestre.

Mientras más antigua es una carga más fría se vuelve su estructura y más densa puede llegar a ser; sin embargo, existen cargas muy recientes de origen ígneo, que

pudieran registrar densidades elevadas debido a su composición mineralógica, asimismo existen estructuras supracorticales, antiguas, cuyas magnitudes en densidades pudieran variar entre bajas y moderadas (cuencas sedimentarias), en este sentido, la antigüedad de las cargas no debe ser un marcador, en todos los casos, de la alta densidad de dichas cargas, que pudieran flexar de manera importante a la litósfera.

Después de analizar las pruebas de Ughi *et al.* (2004), se puede decir que la deflexión de la litósfera representa un importante condicionador de las anomalías gravimétricas, negativas o positivas, esto se debe a que el proceso de flexión de la litósfera implica el desplazamiento de grandes extensiones de material mantelar y cortical, siendo un detonante poderoso en el establecimiento de los déficit o excesos de las densidades (dependiendo del caso) y por ende de las reproducciones, en gran medida, de las anomalías gravimétricas.

De esta manera se puede resumir lo siguiente: (a) la densidad y composición de las cargas supracorticales e intracorticales dependen de la presión, temperatura y mineralogía de los materiales litosféricos de características elásticas y viscoelásticas; (b) la deflexión de la litósfera depende en gran medida de su espesor elástico efectivo; (c) el espesor elástico efectivo depende de la antigüedad de la placa al momento de ser cargada, mientras más antigua sea esta más rígida es y menor es la deflexión, mientras más joven sea esta menos rígida es y mayor será su deflexión y (d) mientras más joven sea una placa, al momento de ser cargada, mayor será el tiempo que tiene la misma relajando esfuerzos de las cargas, en contraposición mientras más antigua sea la placa, al momento de ser cargada, menor tiempo tendrá ésta de relajar esfuerzos de las cargas.

### **5.3 MODELADO POR FLEXIÓN DE PLACAS EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN CARIBE - BLOQUE DE BONAIRE (EN EL CDCS), AL NORTE DE LAS ANTILLAS HOLANDESAS**

Una vez conocido los conceptos generales que involucran la flexión litosférica, los elementos que conciernen a este fenómeno y sus implicaciones en el comportamiento elástico de la litósfera terrestre como resultado de la aplicación de diferentes tipos de cargas a lo largo de un tiempo geológico determinado, se procedió a realizar el modelado litosférica por medio del análisis de la flexión placas, sobre la zona de subducción Caribe - Bloque de Bonaire, en el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), apoyados además, por los diferentes modelos gravimétricos, realizados en el CAPÍTULO IV, donde se tomaran en consideración los parámetros como densidades, geometría de los cuerpos geológicos y profundizaciones del basamento cristalino definidos a partir de estos modelos gravimétricos previos.

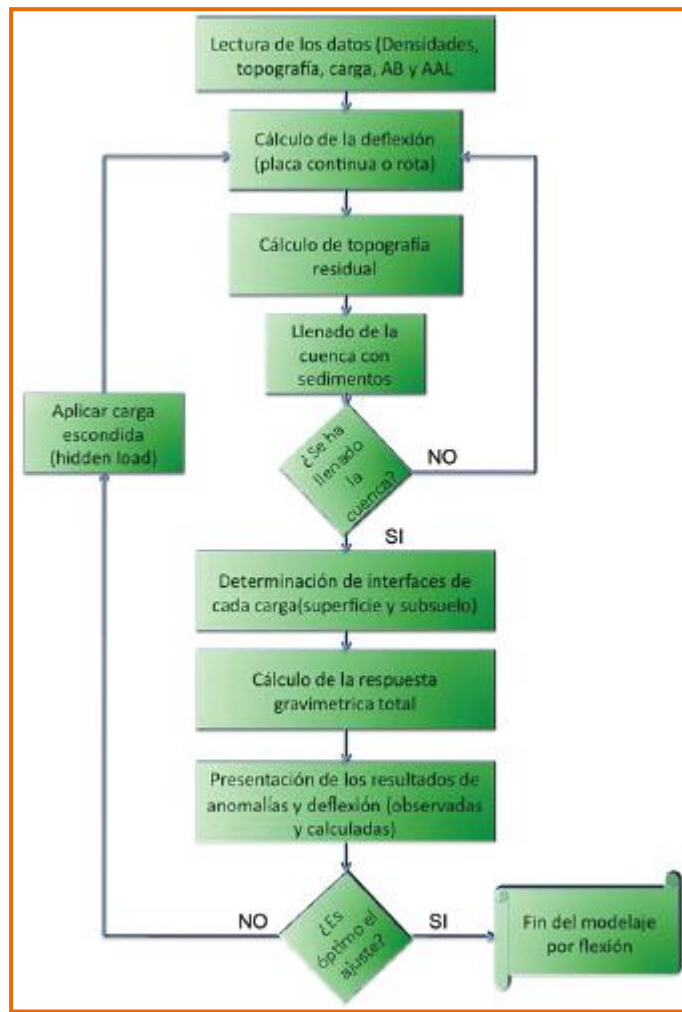
Los modelos flexurales fueron realizados mediante la implementación de un programa computacional con base en la transformada rápida de Fourier en donde se relaciona la flexión litosférica con las anomalías gravimétricas observadas, y en el caso de que la primera de estas variables (deflexión) fuese insuficiente para reproducir la segunda (anomalías), se acudiría a la consideración de cargas primarias (intracorticales). Este programa fue desarrollado originalmente por Karner (1985) y modificado posteriormente por Rodríguez (1986), Ughi *et al.* (2004) (en el lenguaje de programación DELPHI 5) y Garzón y Ughi (2008) (en el lenguaje de programación DELPHI 7), bajo el nombre de GRAFLEX.EXE.

Este algoritmo ha sido implementado en estudios realizados por Karner y Watts (1983), Rodríguez, 1986 (cuenca oriental); Ughi *et al.*, 2004 (región central) y Garzón y Ughi, 2008 (región occidental); todas estas investigaciones han tenido como factor común el cálculo de la deflexión de la corteza, su profundidad y espesor, además el reconocimiento de un posible límite entre placas, por medio de la



implementación del modelo de placa rota, y la presencia de posibles cargas intracorticales.

El diagrama de flujo del algoritmo se muestra en la Figura 5.3, donde se exponen las diferentes rutinas del programa que se deben llevar a cabo para el cálculo de la deflexión:



**Figura 5.3.** Flujograma del algoritmo del programa de modelaje de flexión (modificado de Ughi *et al.*, 2004).

En primer lugar se efectúa la lectura de los datos gravimétricos (anomalías de Bouguer y de Aire Libre), altimétricos (topografía y batimetría), densidades y parámetros elásticos (módulo de Young y relación de Poisson), estos valores resultan ser los datos de entrada, organizados en una hoja de cálculo tipo EXCEL. Cada perfil donde se realice un modelo flexural, debe contar con una línea de estaciones equidistantes, sobre dicho perfil. Cada una de las estaciones, como es natural, tendrán una posición sobre el perfil (medida en kilómetros), con respecto al inicio de dicho perfil, cada una de las estaciones debe contener los datos de anomalías gravimétricas (AB y AAL) y altimetría (topografía y/o batimetría).

En este trabajo, el inicio de los perfiles (0 km) sobre los meridianos  $70^{\circ}\text{W}$  y  $67^{\circ}\text{W}$ , se ubican en la parte más septentrional de la zona estudiada (en la latitud  $16^{\circ}\text{N}$ ), hasta alcanzar el mínimo gravimétrico ubicado entre 30 y 35 km al sur del CDCS, tomando este último extremo del perfil como límite entre la placa Caribe y el Bloque de Bonaire. Es por esta razón que se empleará el modelo de placa rota, concentrándose las cargas supracorticales sobre el extremo más meridional de los perfiles flexurales (en la estructura del CDCS), ya que la carga topográfica representada por los sedimentos con espesores entre 0,5 y 1 km (Kroehler *et al.*, 2011) que reposan sobre el basamento Cretácico del plató oceánico del Caribe no representa una carga considerable que pudiera contribuir, en gran medida, con reproducción de la cuenca flexural ubicada al norte del CDCS (Cuenca de Venezuela). Esto quiere decir que la placa Caribe al norte del CDCS es deflectada por el peso estático que representa el Bloque de Bonaire sobrecorrido o por cargas intracorticales.

Resulta importante destacar que el perfil flexural ubicado sobre el meridiano  $67^{\circ}\text{W}$  cuenta con una mayor longitud (en kilómetros), que el perfil ubicado sobre el meridiano  $70^{\circ}\text{W}$ , esto se debe a que el límite Caribe - Bloque de Bonaire en el CDCS se ubica, en el meridiano  $67^{\circ}\text{W}$ , en latitudes más meridionales a diferencia que el meridiano  $70^{\circ}\text{W}$  donde este límite (Caribe - Bloque de Bonaire) se ubica en regiones más septentrionales. Las coordenadas de inicio y final y la cantidad de estaciones gravimétricas en cada perfil flexural serán especificadas más adelante.

Una vez que se establece la altimetría (topografía y batimetría), el programa realiza el cálculo de la flexión litosférica tomando en cuenta únicamente la influencia de la topografía residual y procede al llenado iterativo de las cuencas con los sedimentos, este procedimiento se repite hasta que el aporte flexural de las cuencas se vuelve irrisorio. De manera subsiguiente, se definen las interfaces consideradas en el modelo y se calcula la respuesta gravimétrica. Hasta este punto del procesamiento, resulta menester realizar una inspección a las curvas de anomalías observadas y calculadas por el algoritmo; si el cotejo es óptimo, se detiene el proceso, por el contrario se puede repetir el proceso anterior o introducir, al escenario geodinámico, una carga intracortical que permita una mayor flexión en la litósfera con el fin de lograr un mejor ajuste entre las curvas observadas y calculadas. Las cargas intracorticales que puedan ser consideradas, deben tener un buen soporte geológico para evitar malas interpretaciones.

Como se expresó anteriormente, la geometría y densidad de las cargas supracorticales se tomarán de los modelos gravimétricos previamente establecidos, y mediante un proceso iterativo se buscará el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) que mejor justifique las anomalías gravimétricas presentes en la región. Los modelos flexurales incluyen los diferentes estilos de subducción planteados en el CAPÍTULO IV (subducción somera, intermedia y profunda). Los parámetros de control involucrados en el modelado por flexión sobre la zona de subducción, son los valores de las anomalías gravimétricas, generadas por las fuentes regionales, así como la batimetría a lo largo de los perfiles a modelar, es decir, estos parámetros deberán ajustar con los valores calculados, a medida que se pruebe con los diferentes espesores elásticos efectivos, hasta conseguir el más apropiado.

Cabe destacar, que en base a los modelos gravimétricos 67°W y 70°W someros, intermedios y profundos, el límite entre la placa Caribe y el Bloque de Bonaire está bien definido (en el CDCS); los modelos flexurales serán utilizados como identificadores del tipo de subducción más plausible en los dos perfiles gravimétricos, esto se logrará analizando la máxima deflexión hacia abajo del basamento cristalino

(en km) que pueda alcanzar la corteza elástica, en las zonas más meridionales de los perfiles flexurales (CDCS), este resultado se podrá cotejar con la profundización del *slab* propuesto en los modelos gravimétricos (basamento de la carga que representa el Bonaire de Bonaire). En definitiva, teniendo el modelo flexural que mejor ajuste las curvas de los parámetros de control (gravimetría y altimetría) basándose en el  $T_e$ , se podría sugerir el mejor escenario de subducción, esto se debe a que la deflexión de la placa Caribe depende de la longitud del *slab* de subducción, a mayor longitud mayor será la deflexión, y a menor longitud del *slab* menor será la deflexión del basamento.

Con la finalidad de conseguir un punto de referencia para los espesores elásticos efectivos más apropiados, que se ajusten a la geología de la placa Caribe y que alcancen reproducir la deflexión y las anomalías de la misma, se tomaron en consideración las investigaciones realizadas por Ughi (2011) y (2014), en la primera investigación se reprodujo la deflexión de la placa oceánica del Atlántico, en el arco de las Antillas Menores, con un rango de espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) entre 8,5 y 12,5 km. Si bien es cierto que en esta investigación se trabajó en una situación geodinámica distinta a la del CDCS son datos importantes ya que se trata de magnitudes de  $T_e$  en cortezas oceánicas. En la segunda investigación realizada por el mismo autor (Ughi, 2014) fue analizada la respuesta flexural de Suramérica y el Bloque de Bonaire entre los meridianos 69°W y 66°W, llegando a concluir, entre otras cosas, que el  $T_e$  del Bloque de Bonaire es de 20 km (5 km menor a la corteza continental); este último dato hallado por Ughi (2014) resulta un marcador importante para los modelos flexurales que se realizarán en esta investigación, esto se debe a que los espesores elásticos efectivos que se probarán en este trabajo deben ser menores o iguales a 20 km, ya que si se asignan, a la placa Caribe, espesores elásticos efectivos mayores a 20 km se estaría suponiendo que la subducción en el CDCS no existe ya que la placa Caribe no podría deflectar o ceder ante una placa con  $T_e$  menor; en vista de que los modelos flexurales están basados en los modelos gravimétricos, y como en los modelos gravimétricos fue considerado un subducción, de Caribe bajo el Bloque de Bonaire, entonces necesariamente la placa Caribe debe poseer un  $T_e$  menor a 20

km (menor al bloque transicional). Por esta razón, los  $T_e$  que serán probados en esta investigación son de 10 km, 15 km y 20 km, en el caso que sea necesario menor a 10 km.

En la Tabla 5.1 se presentan los parámetros que serán utilizados en los modelos flexurales, donde además son incluidos los módulos mecánicos de Young y de Poisson:

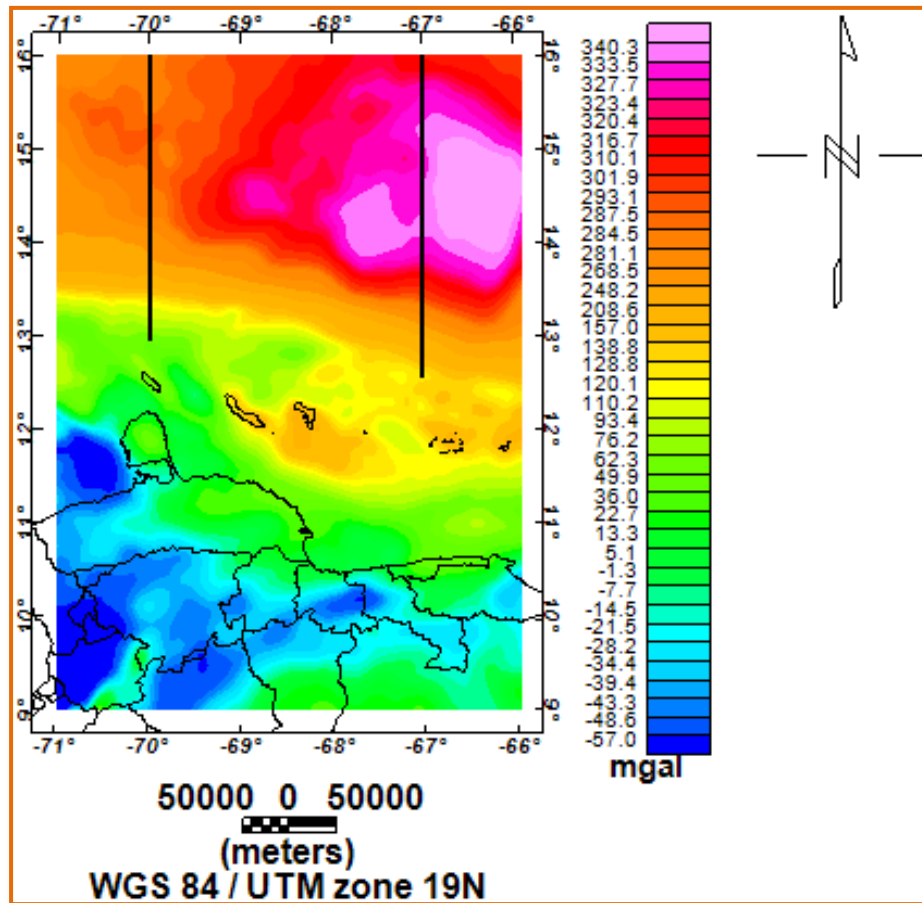
**Tabla 5.1.** Parámetros de entrada necesarios para realizar el modelado por flexión.

Parámetro	Valor
Densidad del manto	3,3 g/cm <sup>3</sup>
Densidad de la corteza	2,95 g/cm <sup>3</sup>
Densidad de la carga	2,55-2,75 g/cm <sup>3</sup>
Densidad del material desplazado	2,30-2,40 g/cm <sup>3</sup>
Densidad de los sedimentos	2,35-2,40 g/cm <sup>3</sup>
Módulo de Young	1x10 <sup>12</sup> dinas/cm <sup>3</sup>
Módulo de Poisson	0,25 (adimensional)

La primera etapa del procesamiento consistió en considerar sobre los modelos flexurales las cargas supracorticales que en términos cuantitativos están representadas por la batimetría de la Cuenca de Venezuela, el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) y la parte más septentrional del Bloque de Bonaire. Según la bibliografía, la carga en la Cuenca de Venezuela está representada por una megasecuencia sedimentaria que comprende estratos del Eoceno - Reciente que fueron depositados sobre un basamento Cretácico de aproximadamente 88 Ma (Kroehler *et al.*, 2011), esta megasecuencia sedimentaria, en base a las perforaciones del *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), ronda entre los 500 y 1000 m de espesor.

Resulta difícil pensar que una estructura de estas características logre flexar, en gran medida, al basamento antiguo de la Cuenca de Venezuela, es por esta razón que se sugiere que la carga supracortical capaz de reproducir la cuenca antearco al norte del CDCS (Cuenca de Venezuela) resultaría ser el Bloque de Bonaire acrecionado sobre el plató oceánico del Caribe, cuya fuerza de momento podría ser capaz de generar fuerzas verticales necesarias para generar dicha cuenca flexural. Cabe destacar que hasta este punto, este razonamiento no es una aseveración, sino más bien un punto de partida para un posterior análisis.

Con el propósito de investigar estos resultados se procedió a generar modelos flexurales sobre los meridianos  $70^{\circ}\text{W}$  y  $67^{\circ}\text{W}$ , considerándose, tal y como se dijo anteriormente, únicamente las cargas supracorticales. En la Figura 5.4 se pueden apreciar los perfiles sobre los cuales se generaron los modelos flexurales, el límite septentrional de los perfiles coinciden con la latitud  $16^{\circ}\text{N}$  y los límites meridionales de ambos perfiles están ubicados en el mínimo gravimétrico al sur del CDCS. El perfil  $70^{\circ}\text{W}$  cuenta con una longitud de 334 km y el perfil  $67^{\circ}\text{W}$  con una longitud de 377 km.



**Figura 5.4.** Ubicación de los perfiles flexurales en los meridianos 70°W y 67°W. El límite meridional de ambos perfiles coincide con el mínimo gravimétrico al sur del CDCS, divisados en los perfiles gravimétricos.

La batimetría a lo largo del perfil gravimétrico se mantiene casi constante a lo largo de ambos perfiles, entre la Cuenca de Venezuela y el CDCS la batimetría varía entre 3 y 4 km llegando en algunas zonas puntuales hasta 5 km de profundidad. Con estas características comunes en ambos perfiles se realizaron, en primera instancia un total de 6 modelos flexurales, cuya descripción detallada en cuanto al límite escogido y espesor elástico puede ser vista en la Tabla 5.2.

**Tabla 5.2.** Límite y espesor elástico de cada uno de los modelos de flexión realizados.

Perfil	Límite	Espesor elástico efectivo
67°W	Mínimo gravimétrico al sur del CDCS	10 km
		15 km
		20 km
70°W	Mínimo gravimétrico al sur del CDCS	10 km
		15 km
		20 km

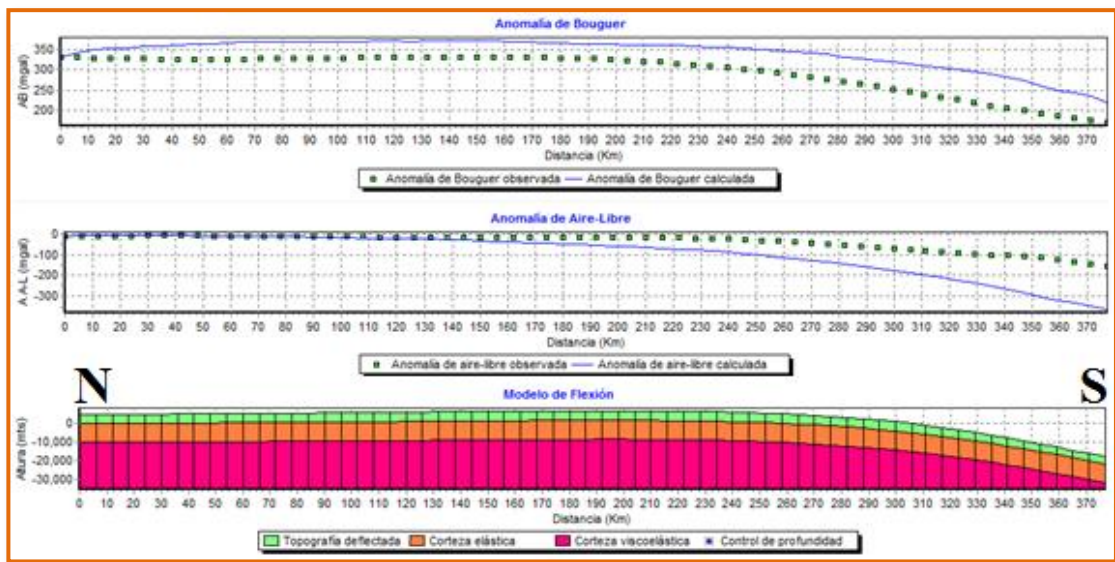
Uno de los aspectos más notorios evidenciados en los modelados por flexión es la corroboración del carácter improporcional de la deflexión con respecto al espesor elástico efectivo ( $T_e$ ), es decir, la mayor deflexión se evidencia en los modelos flexurales con  $T_e = 10$  km, mientras que la menor deflexión se evidencia en los modelos flexurales con  $T_e = 20$  km. Esta es una prueba irrefutable de que la deflexión depende del  $T_e$  de la placa.

Los resultados obtenidos para el límite correspondiente al mínimo gravimétrico al sur del CDCS para 67°W (Figuras 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8) y 70°W (Figuras 5.9, 5.10 y 5.11) se muestran a continuación.

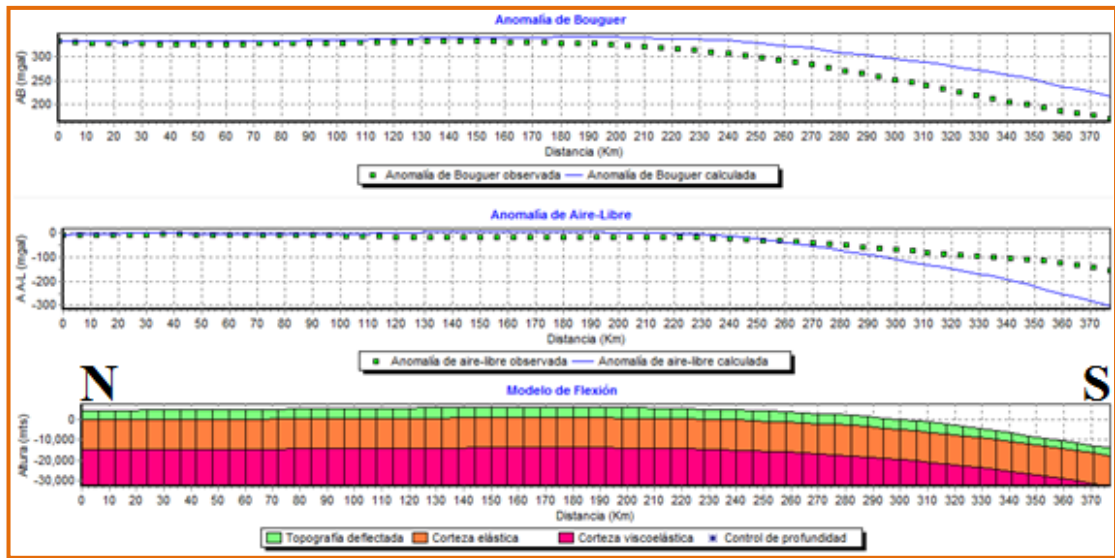
Como se aprecia en las Figuras 5.5, 5.6 y 5.7 correspondientes a los modelos flexurales en el meridiano 67°W con espesor elástico de 10 km, 15 km y 20 km, respectivamente, al considerar únicamente las cargas supracorticales asociadas al prisma de acreción del CDCS, la parte más septentrional del Bloque de Bonaire y los sedimentos de la Cuenca de Venezuela, pareciera que no son suficientes para reproducir una deflexión apropiada que pudieran ajustar las curvas de anomalías observadas y las calculadas por el programa; esto considerando hasta el momento, espesores elásticos de 10 km, 15 km y 20 km. En el modelo flexural con espesor elástico de 10 km en el perfil 67°W, se aprecia que los valores de la topografía deflectada remanente, que de acuerdo a Ughi (2014) se trata de las elevaciones



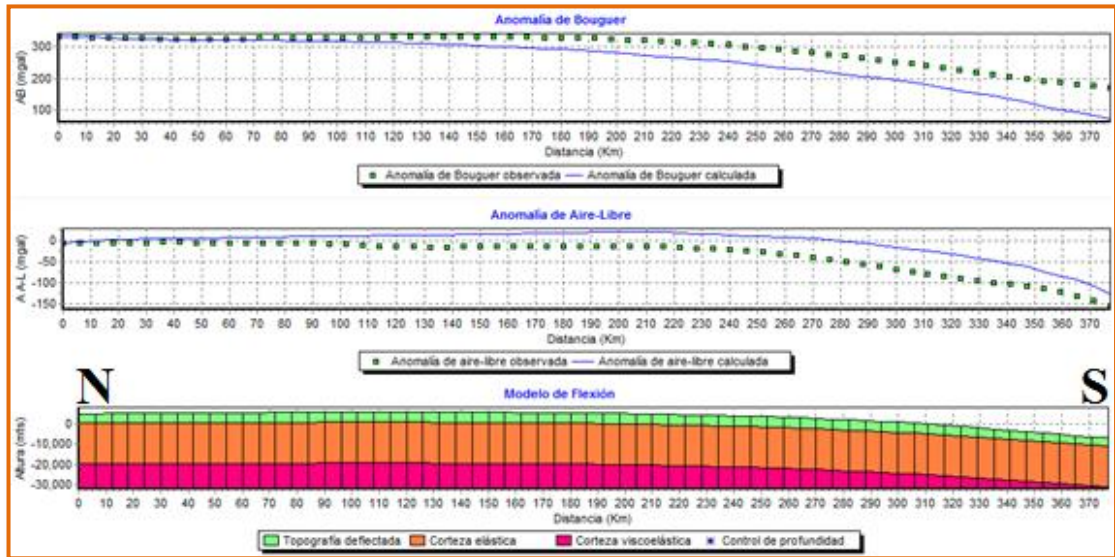
topográficas que quedan después que el programa ajusta la deflexión en función del espesor elástico y la carga representada por el relleno sedimentario de la cuenca, concuerdan con las magnitudes observadas en la Cuenca de Venezuela y el prisma de acreción del CDCS (3 - 4 km); sin embargo, se puede apreciar que la corteza elástica remanente del modelo flexural (con  $T_e = 10$  km), asociada al basamento cristalino de la carga que implica la parte más septentrional del Bloque de Bonaire y el prisma de acreción del CDCS están muy por debajo del rango en profundidad propuestos en los diferentes modelos gravimétricos (entre 15 y 17 km), en el mínimo gravimétrico ubicado al sur del CDCS. Específicamente el basamento remanente, en  $67^\circ W$ , sobrepasa los 21 km de profundidad, lo cual representa profundizaciones que no corresponden al basamento de la parte más septentrional del Bloque de Bonaire acrecionado sobre el *slab* caribeño. Lo que conlleva a concluir que espesores elásticos inferiores a 15 km no son apropiados para reproducir las características del área considerada.



**Figura 5.5.** Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un  $T_e=10$  km. Límite: mínimo gravimétrico al sur del CDCS. Perfil  $67^\circ W$ , 377 km de longitud.



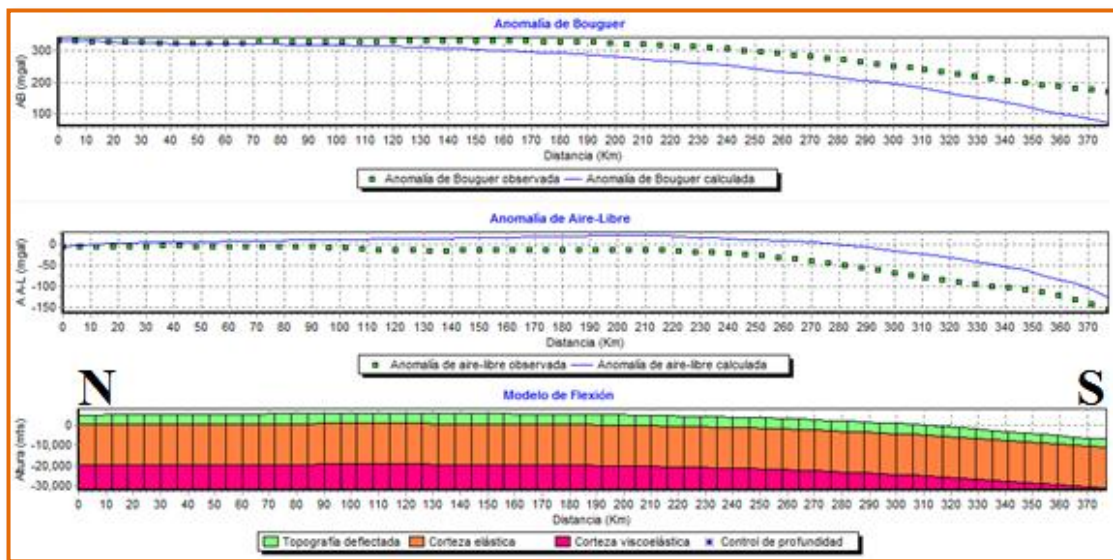
**Figura 5.6.** Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un  $T_e=15$  km. Límite: mínimo gravimétrico al sur del CDCS. Perfil  $67^\circ W$ , 377 km de longitud.



**Figura 5.7.** Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un  $T_e=20$  km. Límite: mínimo gravimétrico al sur del CDCS. Perfil  $67^\circ W$ , 377 km de longitud.

El modelo flexural que mejor ajusta las anomalías observadas y calculadas además de ofrecer deflexiones corticales remanentes muy cercanas a observadas y propuestas en los modelos gravimétricos para la zona, en 67°W, es el modelo flexural con espesor elástico de 20 km (Figura 5.7); sin embargo, falta reproducir un poco más de deflexión para que la batimetría remanente al final del modelo flexural (mayor deflexión), profundice un poco más junto con el basamento cristalino, para de esta manera alcanzar disminuir las anomalías de Aire Libre debida a la deflexión hacia debajo de la topografía remanente y a su vez aumentar la Anomalía de Bouguer Completa debida a la somerización de la corteza viscoelástica por la disminución del espesor elástico efectivo ( $T_e$ ). En este sentido, se procedió a realizar un modelo flexural con espesor elástico menor a 20 km, considerando únicamente las cargas supracorticales de la zona; el espesor elástico utilizado en este nuevo modelo fue de 18 km (Figura 5.8), este valor fue escogido porque se trata de un espesor elástico ligeramente menor a 20 km, sabiendo que en 20 km hubo un ajuste muy cercano a lo esperado y moderadamente mayor a 15 km, observando que el modelo flexural correspondiente a un  $T_e$  de 15 km, dio como resultado un basamento, en la máxima deflexión (al final de modelo), con una profundidad mayor a 18 km, lo cual representa deflexiones que superan a las magnitudes del basamento del Bloque de Bonaire propuestos en los modelo gravimétricos. Cabe destacar que la máxima profundización del basamento cristalino, propuesta en los modelos gravimétricos en el perfil 67°W, de la carga que implica la parte más septentrional del Bloque de Bonaire o simplemente el *slab* de subducción que subyace bajo el Bloque de Bonaire y el prisma de acreción del CDCS está entre 15 y 17 km, específicamente en el mínimo gravimétrico ubicado al sur del CDCS, siendo  $\approx 15$  km para el modelo gravimétrico somero y  $\approx 17$  km para el modelo gravimétrico profundo. En base a esto, el modelo flexural con un  $T_e = 15$  km sobrepasa en  $\approx 3$  km la profundización del basamento cristalino, y el modelo flexural con  $T_e = 20$  km da como resultado un basamento cristalino, al final del modelo, 4 km por debajo del esperado; por esta razón se ratifica la realización del modelo flexural con espesor elástico de 18 km. El modelo flexural con espesor elástico de 18 km resultó ser el adecuado en el ajuste de

las curvas de las anomalías gravimétricas observadas y calculadas por el programa. Además de esto, las profundizaciones de la Cuenca de Venezuela corresponden a las observadas en la zona (entre 3 y 4 km). En el modelo flexural el basamento cristalino remanente de la carga que supone la parte más septentrional del Bloque de Bonaire y el prisma de acreción del CDCS se encuentra a una profundidad de  $\approx 15,5$  km, lo cual representa una profundidad adecuada ya que se encuentra en el rango de las profundidades propuestas en los modelos gravimétricos (entre 15 y 17 km), esto sugiere que el modelo gravimétrico más plausible en base a los modelos flexurales, en el perfil 67°W es el modelo somero, ya que este modelo contempla la profundidad del *slab* a  $\approx 15$  km, específicamente en el mínimo gravimétrico ubicado al sur del CDCS.

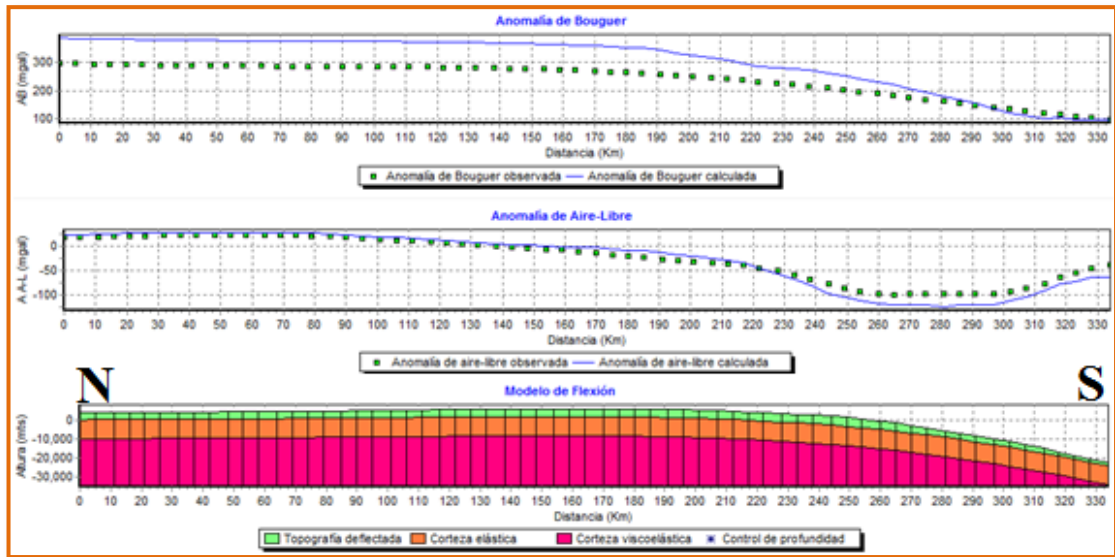


**Figura 5.8.** Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un  $T_e=18$  km. Límite: mínimo gravimétrico al sur del CDCS. Perfil 67°W, 377 km de longitud.

Como se aprecia en las Figuras 5.9 y 5.11 correspondientes a los modelos flexurales en el meridiano 70°W con espesor elástico de 10 km y 20 km,

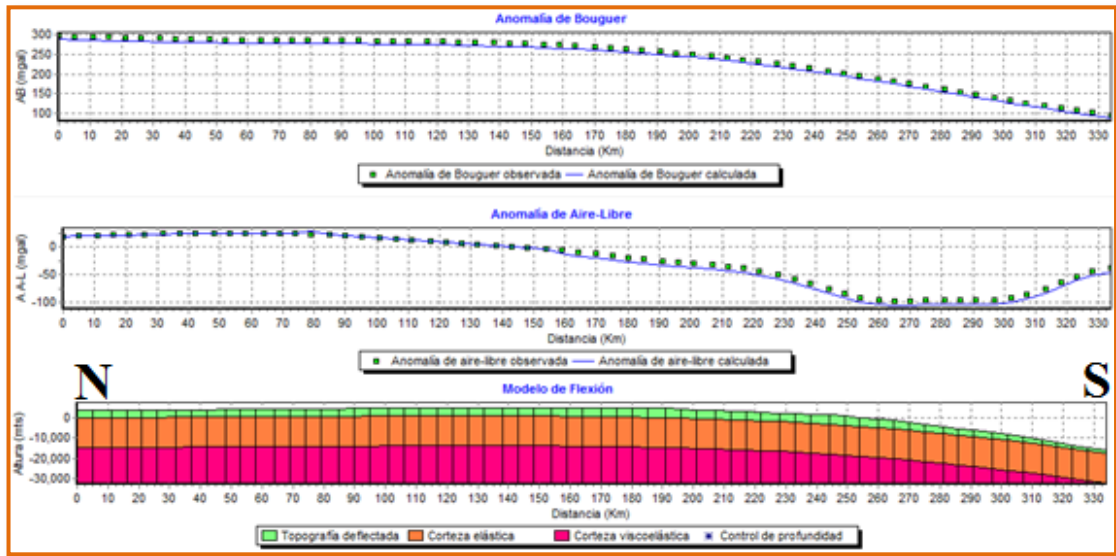
respectivamente, al considerar únicamente las cargas supracorticales asociadas al prisma de acreción del CDCS, la parte más septentrional del Bloque de Bonaire y los sedimentos de la Cuenca de Venezuela, pareciera que no son suficientes para reproducir una deflexión apropiada que pudieran ajustar las curvas de anomalías observadas y las calculadas por el programa; esto considerando, espesores elásticos de 10 km y 20 km. El modelo flexural con espesor elástico de 20 km, no reproduce la suficiente deflexión del basamento cristalino en el mínimo gravimétrico ubicado al sur del CDCS, la magnitud del basamento remanente en este modelo flexural es de aproximadamente 13 km de profundidad, lo cual representa un valor de deflexión insuficiente que no se encuentra en el rango de profundidades propuestos en los modelos gravimétricos sobre el perfil 70°W (entre 18 y 21 km). Por otro lado, el modelo flexural con espesor elástico de 10 km, se excede en la profundización del basamento cristalino remanente con respecto al basamento en el mínimo gravimétrico ubicado al sur del CDCS, la magnitud del basamento remanente en este modelo flexural es de aproximadamente 24 km de profundidad, lo cual supera por  $\approx 3$  km el rango de profundidades propuestos en los modelos gravimétricos, adicionalmente la longitud de onda de la deflexión total en este modelo flexural (con  $T_e = 10$  km) excede por mucho la longitud de onda esperada en la región occidental del CDCS. Sin embargo, para un espesor elástico de 15 km (Figura 5.10) resultó ser el adecuado en el ajuste de las curvas de las anomalías gravimétricas observadas y calculadas por el programa. La batimetría remanente correspondiente a la megasecuencia sedimentaria de la Cuenca de Venezuela (Kroehler *et al.*, 2011) corresponde a las observadas por Donnelly (1994) en la zona (entre 3 y 4 km). En el modelo flexural el basamento cristalino remanente de la carga que supone la parte más septentrional del Bloque de Bonaire y el prisma de acreción del CDCS se encuentra a una profundidad de  $\approx 18$  km, lo cual representa una profundidad adecuada ya que se encuentra en el rango de las profundidades propuestas en los modelos gravimétricos en 70°W (entre 18 y 21 km), siendo  $\approx 18$  km para el modelo gravimétrico somero y  $\approx 21$  km para el modelo gravimétrico profundo. Esto sugiere que el modelo gravimétrico más plausible en base a los modelos flexurales, en el perfil 70°W, es el modelo somero, ya

que este modelo contempla la profundidad de la *slab* a  $\approx 18$  km, específicamente en el mínimo gravimétrico ubicado al sur del CDCS.

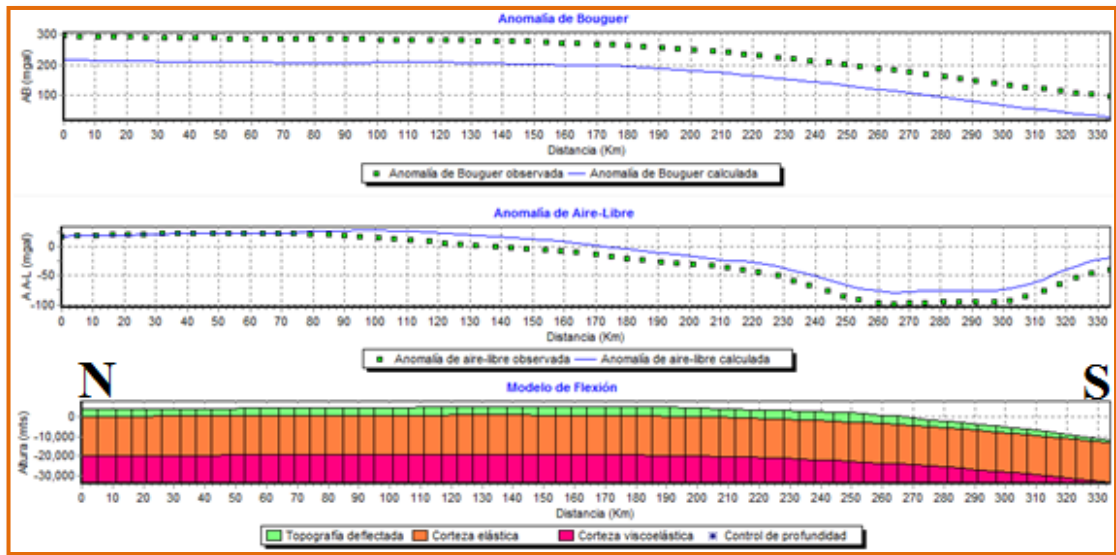


**Figura 5.9.** Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un  $T_e=10$  km. Límite: mínimo gravimétrico al sur del CDCS. Perfil  $70^\circ W$ , 334 km de longitud.





**Figura 5.10.** Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un  $T_e = 15$  km. Límite: mínimo gravimétrico al sur del CDCS. Perfil  $70^\circ W$ , 334 km de longitud.



**Figura 5.11.** Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un  $T_e = 20$  km. Límite: mínimo gravimétrico al sur del CDCS. Perfil  $70^\circ W$ , 334 km de longitud.

## 5.4 RESULTADOS DEL MODELAJE POR FLEXIÓN DE PLACAS

Los modelos flexurales realizados en los perfiles 67°W y 70°W mostraron las siguientes características:

Los espesores elásticos efectivos ( $T_e$ ) correspondientes a la placa Caribe, que mejor describen las características de la región, al norte del CDCS, para el perfil flexural en el meridiano 67°W es de 18 km y para el perfil en el meridiano 70°W el espesor elástico correspondiente es de 15 km. Las cargas secundarias o supracorticales fueron suficientes para reproducir la deflexión de la litósfera que a su vez justifican las anomalías gravimétricas y las profundidades de la batimetría y el basamento en la zona estudiada en la región de subducción Caribe - Bloque de Bonaire. No fue necesario considerar adelgazamientos en la base de la corteza en los modelos flexurales, esto concuerda con los modelos gravimétricos al norte del CDCS ya que en esta zona no fue considerado ningún adelgazamiento o engrosamiento de la placa Caribe. En este trabajo se puede decir que la deflexión registrada en la Cuenca de Venezuela (cuenca antearco) es generada por el peso estático que supone la parte más septentrional de Bloque de Bonaire justo con la inmensa estructura acrecional del CDCS. La fuerza de momento que genera el Bloque de Bonaire sería el responsable de generar los esfuerzos verticales que obligan el infracorrimiento de la placa Caribe.

Un factor común en ambos modelos flexurales es que la flexión litosférica controla la forma de las anomalías de Bouguer, debido a que éstas son sensibles a los efectos producidos por los cuerpos en el subsuelo, y la topografía deflectada controla las anomalías de Aire Libre. En ambos modelos flexurales se reproduce de manera satisfactoria la cupla gravimétrica, estando el mínimo gravimétrico asociado a la profundización del basamento y la parte positiva atribuida a las cargas impuestas sobre la corteza en la zona norte, lo cual concuerda con las descripciones hechas por Karner y Watts (1983) para zonas de cinturones orogénicos.



## 5.5 IMPLICACIONES GEODINÁMICAS DE LOS MODELOS FLEXURALES Y GRAVIMÉTRICOS

El espesor elástico de la placa Caribe al norte del CDCS occidental (en el meridiano 70°W) es menor al espesor elástico de la placa Caribe en el CDCS central (en el meridiano 67°W), siendo el primero de 15 km y el segundo de 18 km. En base a estos resultados se puede decir que la placa Caribe ha experimentado al menos dos períodos de cargas a lo largo del CDCS. Hasta este momento, todo indica que el primer período de carga ocurrió en el CDCS occidental ya que en esta zona el  $T_e$  es de menor magnitud (15 km), el segundo período de carga ocurrió en el CDCS central ya que la placa Caribe concretó mayor cantidad de tiempo en aumentar el espesor elástico hasta el momento de su carga, este razonamiento es en función de los espesores elásticos, ya que hasta este punto de la investigación no se han calculado la rigidez flexural de la placa Caribe en estas regiones ni la edad exacta de las placas al momento de ser cargadas.

La litósfera terrestre gana espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) a medida que pasa el tiempo de formación de la corteza, y el espesor elástico disminuye considerablemente a partir del momento que la placa comienza a relajar esfuerzos. De acuerdo a esto se puede decir que la placa Caribe viene relajando esfuerzos por un período mayor en el CDCS occidental y menos tiempo en el CDCS central. Desde el punto de vista geodinámico, todas estas evidencias indican que existió el desarrollo de una cuenca antearco debido a procesos de sobrecojimientos y cargas impuestas en la placa Caribe al norte del CDCS. En base a los modelos gravimétricos y flexurales se puede decir que el CDCS es el límite más probable entre la placa Caribe y la placa Suramérica, este límite está marcado por una subducción de tipo B de la placa Caribe bajo el Bloque de Bonaire. En vista de que el Bloque de Bonaire posee una raíz litosférica bien definida y además se encuentra adosado a la placa Suramérica a partir del sistema de fallas en el norte de Venezuela (Oca - Morón - San Sebastián - El pilar) se puede decir que, desde el punto de vista geodinámico, el Bloque de Bonaire

tiene mayor afinidad a la placa Suramérica; sin embargo, este bloque transicional cuenta con un espesor y densidad que le confieren una firma gravimétrica que la distingue inequívocamente de las placas Suramérica y Caribe. Por otro lado, en base a los datos de GPS brindados por Pérez *et al.* (2001) el Bloque de Bonaire tiene mayor afinidad con la placa Caribe ya que ambas se desplazan en la misma dirección, aunque parte de este desplazamiento se asocia a la expulsión en dirección noreste del Bloque de Maracaibo.

En base a los modelos gravimétricos y flexurales se puede describir, de norte a sur, el límite Caribe - Suramérica en la siguiente situación geodinámica:

El límite de la placa Caribe comienza con la subducción de tipo B a partir del CDCS, esta subducción es somera y con un ángulo ligeramente mayor en el occidente del CDCS. A partir del contacto entre la placa Caribe comienza una zona extensa constituida por material acrecionado y sobrecorrido del Bloque de Bonaire, de aproximadamente 100 km, seguidamente desde el cinturón sobrecorrido del Caribe sur hasta el sistema de fallas principales en el norte de Venezuela se encuentra el Bloque de Bonaire descrita por Silvert *et al.* (1975) y modelada gravimétricamente en diferentes trabajos (e.g., Bosch y Rodríguez, 1992; Rodríguez y Sousa 2003; Ughi *et al.* 2004; Garzón y Ughi, 2008); además con un espesor elástico efectivo de 20 km (Ughi, 2014). Seguidamente, desde el sistema de fallas principales en el norte de Venezuela (Oca - Morón - San Sebastián) hasta el corrimiento frontal de Venezuela, en sentido N - S, se extiende una inmensa zona fallada y sobrecorrida asociada al sobrecorrimiento del Bloque de Bonaire, esta zona comprende todo el sistema de la Cordillera de la Costa, en la región central de Venezuela, las serranías occidentales o orientales y todo el sistema de Napas a lo largo del límite Suramérica - Bloque de Bonaire. En resumidas cuentas, en sentido norte sur se tiene: (a) La subducción de tipo B de la placa Caribe bajo el Bloque de Bonaire; (b) el cinturón acrecionado Caribe - Bloque de Bonaire (CDCS); (c) el sistema de fallas en el norte de Venezuela (Oca - Morón - San Sebastián) y (d) el cinturón acrecionado en el contacto Bloque de Bonaire - Suramérica (Cordillera de la Costa, serranías y napas); lo cual tiene

correspondencia con lo planteado por otros autores (Bosch y Rodríguez, 1992; Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008).

## **5.6 EDAD DE LA PLACA CARIBE AL MOMENTO DE SER CARGADA, EN EL CDCS OCCIDENTAL (70°W) Y CENTRAL (67°W)**

Con base en Karner y Watts (1983), el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) y por ende la rigidez flexural de la litósfera dependen de la edad de las placa al momento de ser cargada. A medida que una placa se hace más antigua adquiere mayor espesor elástico efectivo, pero si por el contrario, desde el momento de la formación de una placa hasta el momento de ser cargada ha transcurrido un período de tiempo corto o mediano el  $T_e$  de la placa será menor, por ende la misma se deflectará en proporciones importantes.

Las zonas de subducción por lo general no presentan la misma edad desde el momento que comienza la subducción, dependiendo del escenario geodinámico la placa inicialmente es cargada en una zona y progresivamente la subducción irá avanzando a lo largo del límite. Esto ha sido comprobado en la investigación de Ughi (2011), donde demostró que la placa del Atlántico fue cargada de sur a norte, consiguiendo además que la rigidez flexural es mayor en las porciones de la placa donde había cargado de último; además Ughi (2011) consiguió, en el límite Caribe - Atlántico, que la rigidez flexural es mayor donde la placa Atlántico ha relajado esfuerzos por períodos de tiempos cortos en contraposición la rigidez flexural es menor donde la placa Atlántico a relajado esfuerzos por períodos de tiempos más extensos. En este sentido, la placa Caribe tendría que ser menos rígida en el CDCS occidental (70°W) y por ende más rígida en el CDCS central (67°W).

Con el propósito de corroborar este hecho se procedió al cálculo de la rigidez de la litósfera caribeña, a partir del espesor elástico obtenidos en los perfiles 67°W y 70°W; para ello se acudió al gráfico obtenido por Karner y Watts (1983), en escala logarítmica, donde se representan la rigidez flexural contra edad de la placa al momento de ser cargada, donde se muestra la relación de la rigidez flexural con la edad de la placa al momento de ser cargada, este gráfico contiene datos tanto de cargas continentales como oceánicas y muestra la estrecha relación entre el incremento de la rigidez y el incremento de la edad de la placa.

Del estudio flexural hecho en los apartados anteriores, se seleccionó para el CDCS occidental un espesor elástico de 15 km y para la región del CDCS central un espesor elástico de 18 km. De igual forma, los demás parámetros necesarios para calcular la rigidez flexural a partir de la Ecuación 3.2 (módulo de Young y relación de Poisson), son especificados en la Tabla 5.3.

**Tabla 5.3.** Valores de los parámetros necesarios para calcular la rigidez flexural.

Parámetro	Valor
Espesor elástico	15 km
	18 km
Módulo de Young	$1 \times 10^{12}$ dina/cm <sup>2</sup>
Relación de Poisson	0,25

La rigidez flexural se calculó de la siguiente manera:

Para el espesor elástico de 18 km (CDCS central, 67°W):

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12(1-\nu^2)} = \frac{1 \times 10^{12} \cdot (1800000)^3}{12(1-0,25^2)} = 5,18 \times 10^{29}$$

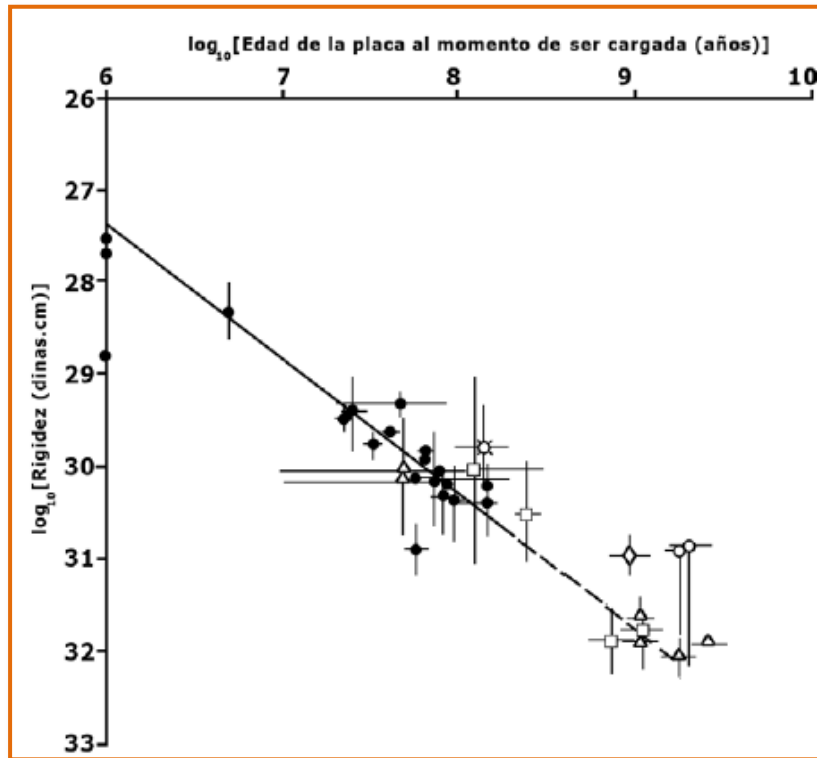
Para el espesor elástico de 15 km (CDCS occidental, 70°W):

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12(1-\nu^2)} = \frac{1 \times 10^{12} \cdot (1500000)^3}{12(1-0,25^2)} = 3,00 \times 10^{29}$$

Los datos de la rigidez flexural obtenidos en la región occidental y central del CDCS demuestran que la rigidez flexural de la placa Caribe al occidente es de menor magnitud, con respecto a la rigidez que posee la placa en la región central del CDCS. Esto corrobora la presunción de que la placa Caribe a experimentado al menos dos períodos de cargas, siendo el primer evento en la región occidental del CDCS (70°W).

Seguidamente se empleó el gráfico logaritmo - logaritmo para determinar la edad de la placa al momento de la carga para evaluar el comportamiento de la placa Caribe ante la aplicación de cargas litosféricas se obtuvo como resultado que la edad de la litosfera oceánica al momento de ser cargada es de 32 Ma en el perfil ubicado en el CDCS occidental (70°W) y 54 Ma para el perfil ubicado en el CDCS central (67°W). Partiendo del hecho de que el plató oceánico del Caribe se formó en el Cretácico Tardío (92 - 88 Ma), en base a la edad de las muestras de perforación y dragado de la parte inferior del mismo (e.g., Diebold *et al*, 1981; Donnelly, 1990; Donnelly, 1994), y tomando en cuenta la edad de la placa al momento de ser cargadas, se puede deducir que la placa Caribe cargó en primer lugar en la región occidental del CDCS (70°W) hace 56 Ma (Eoceno Temprano) y posteriormente cargó en la región central del CDCS (67°W) hace 34 Ma (Oligoceno Temprano). Esto confirma las sospechas sobre la relación del tiempo de carga y el espesor elástico de la placa Caribe a lo largo del CDCS, en la región occidental del CDCS la placa Caribe tiene más tiempo relajando esfuerzos y por ende ha perdido más espesor elástico efectivo, por el contrario en la región central del CDCS donde la placa tuvo más tiempo en enfriarse (54 Ma), la placa adquirió mayor espesor elástico efectivo y por ende mayor rigidez flexural ( $5,18 \times 10^{29}$  dina/cm).

Estos resultados están resumidos en la Tabla 5.4 junto con los datos necesarios para calcular la rigidez de flexión a partir del espesor elástico obtenido con los modelos de flexión de placas.



**Figura 5.12.** Gráfico logaritmo - logaritmo de la edad de la placa (tanto oceánica como continental) al momento de ser cargada contra la rigidez flexural de la litosfera. Los símbolos sólidos están referidos a valores de placas continentales (diamantes: cuenca de Michigan; cuadrados: cuencas de antepaís; triángulos: glaciares; círculos: minimización de las anomalías gravimétricas). Los datos fueron tomados de Watts *et al.* (1982) (cuenca antepaís de Los Apalaches). (Karner y Watts, 1983).

**Tabla 5.4.** Datos y resultados para el cálculo de la rigidez de flexión y la edad de la placa al momento de ser cargada, “*E*” módulo de Young, “*v*” módulo de Poisson, “*T<sub>e</sub>*” espesor elástico, “*D*” deflexión y “*t*” edad de la placa al momento de ser cargada.

Placa	Perfil	E (dina/cm <sup>2</sup> )	<i>v</i> (adimensional)	<i>T<sub>e</sub></i> (km)	(dina/cm)	Edad (Ma)
Caribe	67°W	1x10 <sup>12</sup>	0,25	18 km	5,18x10 <sup>29</sup>	54 Ma
	70°W	1x10 <sup>12</sup>	0,25	15 km	3,00x10 <sup>29</sup>	32 Ma

Las edades de cargas de la placa Caribe a lo largo del CDCS concuerdan con las edades de emplazamiento diacrónico en el margen pasivo de la placa Caribe, que dieron como resultado la formación de las cuencas antepaís en la plataforma continental venezolana, por la colisión terminal del Gran Arco del Caribe (Pindell y Barrett, 1990). La formación de la Cuenca de Maracaibo, en el occidente de Venezuela, data del Eoceno Temprano - Medio (Mann *et al.*, 2006), esta formación se puede correlacionar con la edad de carga de la placa Caribe en la región occidental del CDCS la cual ocurrió hace 56 Ma (Eoceno Temprano). Por otra parte la subcuenca de Guárico en el centro de Venezuela, se formó a partir del Eoceno Tardío - Oligoceno Temprano (Erlich y Barrett, 1992), la cual puede correlacionarse con la edad de carga de la placa Caribe en la región central del CDCS la cual se inició hace 34 Ma (Oligoceno Temprano).

Audemard (1993, 1998) sugiere que la edad de la subducción en el CDCS comenzó entre 5 - 3 Ma. En base a los resultados flexurales se sugiere que las edades de Audemard (1993, 1998) ocurrieron en las regiones más orientales del CDCS.

## CONCLUSIONES

En base al ajuste de las anomalías graviméricas observadas y calculadas en los diferentes modelos gravimétricos y su posterior análisis y correlación con los modelos flexurales se propone como límite entre la placa Caribe y la placa Suramérica el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), este límite está marcado por una subducción somera de tipo B, donde la corteza oceánica caribeña subduce bajo el Bloque Bonaire y cuyo *slab* de subducción se prolongó, al menos, hasta el arco extinto de las Antillas de Sotavento.

La edad de la placa Caribe al momento de ser cargada en la región occidental del CDCS es de 32 Ma y en la región central del CDCS es de 56 Ma. En base a estos resultados y tomando en cuenta que el plató oceánico del Caribe cuenta con una edad de  $\approx 88$  Ma (se originó en el Cretácico) se puede decir que a lo largo del CDCS, entre las regiones occidental y central, existieron al menos dos períodos de cargas, el primero se inició en la región occidente ( $70^{\circ}\text{W}$ ) hace 56 Ma (Eoceno Temprano), y el segundo período de carga se originó en la región central ( $67^{\circ}\text{W}$ ) hace 34 Ma (Oligoceno Temprano). Estos resultados implican que la placa Caribe está relajando esfuerzos desde hace más tiempo en la región occidental del CDCS, y dicha subducción avanzó progresivamente de oeste a este, lo cual concuerda con la colisión diacrónica del Gran Arco del Caribe (Pindell y Barrett, 1990) en el extremo septentrional del margen pasivo suramericano.

Las diferentes cargas supracorticales sobrepuestas en el plató oceánico del Caribe (porción septentrional del Bloque de Bonaire, prisma de acreción del CDCS y megasecuencia sedimentaria de edad Eoceno - Oligoceno - Mioceno que suprayace el basamento Cretácico de la Cuenca de Venezuela), al norte del CDCS, son suficientes para generar el desarrollo de la cuenca antearco y reproducen de manera satisfactoria las anomalías gravimétricas observadas en la región.



En base a los modelos gravimétricos se confirma la presencia de adelgazamientos corticales al norte de los sistemas de fallas principales en las regiones occidentales (sistema Oca - Ancón) y centrales (sistema Morón - San Sebastián) de Venezuela. En la región occidental el adelgazamiento se encuentra  $\approx 60$  km y en la región central  $\approx 70$  km, al norte del sistema de fallas principales.

El sistema de fallas Oca - Ancón - Morón - San Sebastián, se postula como posible contacto entre el bloque de transición (Bloque de Bonaire) y la placa Suramérica.

La discontinuidad de Mohorovicic tiene una tendencia general a reducir su profundidad de sur a norte, presentando por debajo del Sistema Montañoso del Caribe un engrosamiento del espesor que alcanza una profundidad cercana a los 36 km. Posteriormente, disminuye en dirección norte hasta casi 12 - 13 km al norte del CDCS, lo cual es concordante con las propuestas de profundidad de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi *et al.*, (2004), Schmitz *et al.*, (2005) y Ganzón y Ughi (2008).

## RECOMENDACIONES

Se propone completar el análisis flexural en las regiones orientales del CDCS para calcular la edad de placa Caribe al momento de ser cargada, y de esta manera se podrá determinar desde qué período de tiempo geológico la placa Caribe relaja esfuerzos, esto podrá completar el análisis de la evolución geodinámica del límite Caribe - Bloque de Bonaire.

Se recomienda la realización de un modelo gravimétrico - flexural en sentido E - W que abarque el adelgazamiento cortical en la zona de contacto Bloque de Bonaire - Suramérica, desde la región occidental hasta la región oriental, esto con la finalidad de estudiar qué tan prolongado, en dirección E - W, es el adelgazamiento cortical y su efecto gravimétrico en esta zona de sutura.

Se sugiere la realización de perfiles gravimétricos en la zona de contacto Bloque de Bonaire - Suramérica en dirección N - S, en estos modelos se deberían plantear losas de subducción de la placa Suramérica bajo el Bloque de Bonaire, esto con la finalidad de averiguar si existen respuestas gravimétricas que justifiquen una losa o por el contrario un típico escenario de obducción donde el Bloque de Bonaire ya se encuentra adosada a la placa Suramérica.

Puesto que sólo se han realizado estudios de flexión con base a modelos elásticos de placa, se propone realizar análisis flexurales posteriores considerando modelos viscoelásticos con el fin de complementar la información a lo largo de la zona norte de Venezuela.

Se sugiere la optimización del algoritmo del programa de flexión "GRAFLEX.EXE", al introducir rutinas que consideren modelos de placa de doble ruptura, así como la presencia de posibles láminas de subducción a niveles intermedios y profundos.

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

- Andersen, O.B. y P. Knudsen.,** (1998). Global marine gravity field from the ERS-1 and Geosat geodetic mission altimetry, *Journal of Geophysical Research*, 103: 8129-8137.
- Alfaro, P., J. M. Andreu., M. González., J. A. López. y Á. Pérez.,** (2007). Un estudio integrado del relieve terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (15.2) 112-123 I.S.S.N.: 1132-9157.
- Allen, P., P. Homewood. y G. Williams.,** (1986). Foreland basins: an introduction. En: *Foreland Basins* (Editado por: Allen, P. y P. Homewood). *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol*, Blackwell Scientific, Oxford, 8: 3-12.
- Alvarez, L., M. Rubio., T Chuy. y M. Cotilla.,** (1985). Informe final del tema 31001: Estudio de la sismicidad de la región del Caribe y estimación preliminar de la peligrosidad sísmica en Cuba. p. 567, Instituto Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Arden, D.,** (1975). *Geology of Jamaica and the Nicaragua Rise, The ocean basins and margin. The Gulf of Mexico and the Caribben*: New York, Plenum Press, 3: 617-661.
- Argus, D.F.,** (1990). Current plate motions and crustal deformation. Ph.D. Thesis: Evanston, Illinois, Northwestern University, 163 p.
- Audemard, F.A.,** (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nordouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). Ph.D. thesis, Université Montpellier II, France, 369 p.
- Audemard, F.A.,** (1995). 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.
- Audemard, F.A.,** (1998). Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. *Proc. XIV Caribb. Geol. Conf. Trinidad-1995*, 2: 327-340.
- Audemard, F.A.,** (2000). Major Active Faults of Venezuela. *Proceedings 31st International Geological Congress* (extended abstract; in CD-Rom) 4 p. Rio de Janeiro.
- Audemard, F.A.,** (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. *Proceedings 11° Congreso Venezolano de Geofísica* 8 p. (CD-Rom format).

- Audemard, F.A.**, (2009). Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean plate boundary. Geological Society Special Publications. Special Publications, 328: 567-584.
- 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. 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., A. Singer y J. Soulas.**, (2005). Quaternary faults kinematic and stress tensors along the southern Caribbean from faults-slip data and focal mechanism solution. Earth-Science Reviews, 69: 181-223.
- Avé Lallement, H.G.**, (1997). Transpression, displacement partitioning, and exhumation in the eastern Caribbean/South American plate boundary: Tectonics, 16 (2): 272-289.
- Backé, G., D. Dhont. y Y. Hervouet.**, (2006). Spatial and temporal relationships between compression, strike-slip and extension in the Central Venezuelan Andes: clues for Plio-Quaternary tectonic escape. Tectonophysics, 425: 25-53.
- Bachmann, R.**, (2001). The Caribbean plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg.
- Banks, R., R. Parker. y S. Huestis.**, (1977). Isostatic compensation on a continental scale: Local versus regional mechanisms. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 51: 431- 452.
- Baurke, K., C. Cooper., J. Dewey., P. Mann. y J. Pindell.**, (1984). Caribbean tectonics and relative plate motions - In: W. Bonini., R. Hargraves. y R. Shagam. (ed.), The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. Geological Society of America, Memoir, 162: 31-63.
- Beardsley, A.G.**, (2007). Oblique Collision and Accretion of the Netherlands Leeward Antilles Island Arc: A Structural Analyses of the Caribbean-South American Plate Boundary Zone, PhD Thesis, Rice University, Houston, Texas, U.S.A.
- Beck, C.**, (1986). Caribbean colliding, Andean drifting and the Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Caribbean. - Soc. Ven. Geol., Mem. VI Congreso Geológico Venezolano, 10: 6575-6614.

- Beets, D.**, (1977). Cretaceous and early Tertiary of Curacao. Guide to the field excursions on Curacao, Bonaire and Aruba, Netherlands Antilles. GUA Papers of Geology series 1 (10): 7–17.
- Beets, D., H.J. Mac Gillavry. y G. Klaver.**, (1977). Geology of the Cretaceous and early Tertiary of Bonaire. Guide to the field excursions on Curacao, Bonaire and Aruba, Netherlands Antilles. GUA Papers of Geology 1 (10): 18–28.
- 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.
- Bellizia, A. y G. Dengo.**, (1990). The Caribbean mountain system, Northern South America, a summary, Geological Society of America, H: 167-175.
- Bezada, M.**, (2005). Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe Suramérica región occidental de Venezuela (estados Falcón y Lara). B.S. Tesis. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela, 175 pp.
- Bezada, M.J., M. Schmitz., M.I. Jácome., J. Rodríguez., F. Audemard. y C. Izarra.**, (2007). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *J Geodyn*, 45 (4–5): 191-200.
- Billen, M.I. y M. Gurnis.**, (2005). Constraints on subducting plate strength within the Kermadec trench, *J. geophys. Res*, 110: B05407, doi:10.1029/2004JB003308.
- Bird, D., S. Hall., J. Casey. y P. Millegan.**, (1999). Tectonic evolution of the Grenada Basin – In: Mann, P. (ed.), *Sedimentary Basins of the World, Caribbean Basins*, pp 389-416.
- Bonini, W.E., C. Acker. y G. Buzan.**, (1977). Gravity studies across the western Caribbean Mountains, Venezuela. Memorias, IV Cong. Latinoamericano de Geol., Caracas, 2299-2311.
- Bosch, M. y 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.
- Bouysse, P.**, (1984). The Lesser Antilles island arc: structure and geodynamic evolution – In: Biju- Duval, B. y Moore, J. (ed.), *Init. Repts. DSDP, 78A: Washington (U.S. Gov. Printing Office)*, pp 83-103.
- Bouysse, P., P. Andreieff., M. Richard., J. Baurbron., A. Mascle., R. Maury. y D. Westercamp.**, (1985). Geologic de la ride d’Aves et des pentes sous-marines du nord des Petites Antilles. Esquisse bathymétrique à de l’Est-Caribe. Doc. B.R.G.M., 93.

- Bouysse, P., D. Westercamp. y P. Andreieff.,** (1990). The Lesser Antilles island arc – In: Moore, J. y Mascle, A. (ed.), Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, 110: 29-44.
- Bry, M. y N. White.,** (2007). Reappraising elastic thickness variation at oceanic trenches, *J. Geophys. Res.*, 112, B08414, doi:10.1029/2005JB004190.
- Burke, K., P. Fox. y A. Sengor.,** (1978). Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83: 3949-3954.
- Burke, K., C. Cooper., J.F. Dewey., P. Mann. y J. Pindell.,** (1984). Caribbean plate tectonics and plate motion. *Geological Society of America, Memoria*, 162: 31-64.
- Burov, E. y M. Diament.,** (1995). The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: What does it really mean?, *J. Geophys. Res.*, 100(B3), 3905-3927.
- Case, J., W. MacDonald y P. Fox.,** (1990). Caribbean Crustal Provinces; seismic and evidence. En: G. DeGo y J. Case (Eds), *The Geology of North America*, vol. H, The Caribbean Region, Colorado: The Geological Society of America, p. 15-36.
- Case, J.E., T.L. Holcombe. y R.G. Martin.,** (1984). Map of geologic provinces in the Caribbean region. IEn: W. Bonini, R. Hargraves y R. Shagan (eds). *The CaribbeanSouth American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America Special Memoir. Geological Society of America, p. 130.
- Calmus, T.,** (1986). La Frontera de las Placas Norteamérica y Caribe. Estructuras principales y evolución Cenozoica. *Bol.Dpto.Geol. Universidad de Sonora*, 3 (1): 19-37.
- Contreras-Reyes, E. y A. Osses.,** (2010). Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region. *Geophys. J. Int.* (2010), 182: 97-112.
- Clark, S.A., M. Sobiesiak., C.A. Zelt., M.B. Magnani., M.S. Miller., M.J. Bezada. y A. Levander.,** (2008). Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q11004. doi:10.1029/2008GC002084.
- Cotilla, M.,** (1993). Una caracterización sismotectónica de Cuba. Tesis en opción al grado de doctor en Ciencias. Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba, p. 200.
- Cotilla, M., M. Pacheco., L. Díaz., D. González. y M. Fundora.,** (1993). Evaluación morfoestructural de La Española. Informe Científico-Técnico, p. 200. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.

- Cotilla, M. y A. Udías.,** (1999). Geodinámica del límite Caribe-Norteamérica. *Rev. Soc. Gel. España*, 12 (2): 175-186.
- Chacín, L., M. Jácome y C. Izarra.,** (2005). Geodynamic modelling of the Mérida Andes and the Barinas-Apure Basin: western Venezuela, *Tectonophysics*, accepted for publication.
- Christeson, G., P. Mann., A. Escalona. y T. Aitken.,** (2008). Crustal structure of the Caribbean-northeastern South America arc-continent collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 113: 1-19.
- DeMets, C.,** (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophys. Res. Lett.*, 28: 4043-4046.
- DeMets, C., R.G. Gordon., D.F. Argus. y S. Stein.,** (1990). Current plate motions. *Geophys.J.R.Astrom.Soc.*, 101: 425-478.
- DeMets, C. y M. Wiggins-Grandison.,** (2007). Deformation of Jamaica and motion of the Gonâve microplate from GPS and seismic data. *Geophys. J. Int.*, 168: 362-378.
- 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.
- Denyer, P., W. Montero. y G.E. Alvarado.,** (2003). *Atlas tectónico de Costa Rica*. San José, Editorial Universidad de Costa Rica, p. 81.
- Dewey, J.F., y J.L. Pindell.,** (1986). Neogene block tectonics of eastern Turkey and northern South America: Continental applications of the finite difference method: Reply, *Tectonics*, 5: 703-705.
- Dickinson, W.R.,** (1974). Plate tectonics and sedimentation. In *Tectonics and Sedimentation*, ed. W. R. Dickinson, pp. 1±27. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication 22, Tulsa, Oklahoma.
- Diebold, J. y Driscoll.,** (1999). New insights on the formation of the Caribbean basalt province revealed by multichannel seismic images of volcanic structures in the Venezuelan Basin: IN: Mann, P. (ed.), *Caribbean Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World*, Elsevier, p. 561-589.
- Diebold, J.M., P.L. Stoffa., P. Buhl. y M. Truchan.,** (1981). Venezuela Basin crustal structure: *Journal of Geophysical research*, 86 (B9): 79-23.
- Dobrin, M.,** (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill.

- Donnelly, T.W.**, (1994). The Caribbean Cretaceous basalt association: a vast igneous province that includes the Nicoya Complex of Costa Rica. *Profil*, (7): 17-45.
- Donnelly, T.W., D. Beets., M.J. Carr., T. Jackson., G. Klaver., J. Lewis., R. Maury., H. Schellenckens., A. Smith., G. Wadge. y D. Westercamp.**, (1990). History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G. (Ed.), *The Geology of North America, The Caribbean Region*, H: 339-374.
- Donnelly, W.**, (1989). Geologic history of the Caribbean and Central America. In: A.W Bally. Y A.R. Palmer (Eds.), *The Geology of North America, An Overview*, A: 299-321.
- Draper, G., T. Jackson. y S. Donovan.**, (1994). Geologic Provinces of the Caribbean region, *Caribbean Geology an introduction: U.W.I. Publishers Association Kingston*, p 3-12.
- Duerto, L. y K. McClay.**, (2002). 3d Geometry and Evolution of Shale Diapirs in the Eastern Venezuela Basin, *Search and Discovery Article No10026*.
- Duncan, R. y R. Hargraves.**, (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame - In: W. Bonini., R. Hargraves. Y R. Shagam. (ed.), *The Caribbean – South America Plate Boundary and Regional Tectonics*, Geological Society of America, *Memoir*, 162: 81- 93.
- Duque-Caro, H.**, (1979). Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. In: Watkins, J., Montadert, L., Dickerson, P. (Eds.), *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. American Association of Petroleum Geologists *Memoir*, 29: 329–351.
- Edgar, N., J. Ewing. y J. Hennion.**, (1971). Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 55: 833-870.
- Edgar, N.T., J.B. Saunders et al.**, (1973). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office*, 15: 1137p.
- Erlich, R.N., y S. F. Barrett.**, (1992). Petroleum geology of the eastern Venezuelan foreland basin, in *Foreland Basins and Foldbelts*, edited by R. W. Macqueen and D. A. Leckie, *AAPG Mem*, 55: 341-362.
- Fox, J., E. Schreiber. y B. Heezen.**, (1971). The geology of the Caribbean crust: Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge. *Tectonophysics*, 12: 89-109.
- Freymueller, J.T., J.N. Kellog. y V. Vega.**, (1993). Plate motions in the north Andean region. *Journal of Geophysical Research* 98 (21): 853-21.



- Frisch, W., M. Meschede. y M. Sick.,** (1992), Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results: Geological Society of America Bulletin, 104: 1301-1314.
- García-Castellanos, D., M. Fernández. y M. Torne.,** (1997). Numerical modeling of foreland basin formation: a program relating thrusting flexure and sediment geometry and Lithosphere rheology, Computers y Geosciences, 23 (9): 993-1003.
- Garzón, Y. y A. Ughi.,** (2008). Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región nor-occidental de Venezuela. XIV Congreso Venezolano de Geofísica, memorias en CD.
- Giraldo, C.,** (1990). Determinación del campo actual de esfuerzos en la región Caribe a partir de datos sísmológicos y neotectónicos, Memorias V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, pp. 77-74.
- Giunta, G., L. Beccaluva., M. Coltorti. y F. Siena.,** (2003a). The Peri-Caribbean Ophiolites and Implications for the Caribbean Plate Evolution. American Association Petroleum Geologist, International Conference, Barcelona, 1-6 pp.
- Giunta, G., L. Beccaluva., M. Coltorti., F. Siena. y C. Vaccaro.,** (2002a). The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. Lithos, 63: 19-40.
- Giunta, G., L. Beccaluva., M. Coltorti., D. Mortellaro., F. Siena. y D. Cutrupia.,** (2002b). The peri-Caribbean ophiolites: structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications. Caribbean Journal of Earth Science, 36: 1-20.
- Giunta, G., L. Beccaluva. y F. Siena.,** (2006). Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems, Geologica Acta, 4 (2): 265-277.
- Giunta, G., E. Navarro., L. Beccaluva., S. Bellia., P. Comin-Chiaramonti., G. Dengo., W. Montero., F. Urbani. y S. Carnemolla.,** (1996). Geología de los márgenes de la Placa del Caribe: Generalidades en Guatemala, Costa Rica, LA Española y resultados preliminares del análisis de una transversal en la Cordillera de la Costa de Venezuela. Rev. Geol. América Central, 19/20: 7-28.
- Giunta, G. y S. Orioli.,** (2011). The Caribbean Plate Evolution: Trying to Resolve a Very Complicated Tectonic Puzzle, New Frontiers in Tectonic Research - General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs, Prof. Evgenii Sharkov (Ed.), ISBN: 978-953-307-595-2, InTech, DOI: 10.5772/18723. Available from: <http://www.intechopen.com/books/new-frontiers-in-tectonic-research-general-problems-sedimentary-basins-and-island-arcs/the-caribbean-plate-evolution-trying-to-resolve-a-very-complicated-tectonic-puzzle>.

- González De Juana, C., J. Iturralde. y X. Picard.,** (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ediciones FONINVES, Caracas, Venezuela, 1031 pp.
- Gorney, D., A. Escalona., P. Mann., M.B. Magnani. y BOLIVAR Study Group.,** (2007). Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 91 (5): 653-684.
- Ghosh, N., S. Hall. y J. Casey.,** (1984). Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuela Basin. *Geological Society of America Memoir*, 162: 65-80.
- Guedez, 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.
- Guédez, R.,** (2003). Estudio cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas, 124 pp.
- Harris, R. y D. Chapman.,** (1994). A comparison of mechanical thickness estimates from trough and seamount loading in the southeastern Gulf of Alaska, *J. Geophys. Res.*, 99 (B5): 9297-9317.
- Hetényi, M.,** (1946). Beams on elastic foundation. University of Michigan Press, Ann Arbor.
- Hippolyte. J. C. y P. Mann.,** (2009). Neogene-Quaternary tectonic evolution of the Leeward Antilles islands (Aruba, Bonaire, Curacao) from fault kinematic analysis. *Marine and Petroleum Geology*, 28 (2011): 259-277.
- Holcombe, T. L., J.W. Ladd., G. Westbrook., N.T. Edgar. y C.L. Bowland.,** (1990). Caribbean marine geology; ridges and basin of the plate interior. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean Region, the Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 231–260.
- Jácome, M. I., K. Rondón. y A. Carballo.,** (2005). Integrated geodynamic modelling of the Cordillera Central Thrust Belt and the Guárico Basin, North-Central Region, Venezuela. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona). Extended Abstracts: 400-403.
- James, K.H.,** (2002). A discussion of arguments for and against the far-field origin of the Caribbean Plate, finding for an in-situ origin: 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Abstracts, p. 89.

- James, K.H.**, (2003a). Caribbean Plate Origin: Discussion Of Arguments Claiming To Support A Pacific Origin; Arguments For An In-situ Origin. AAPG International Conference, Barcelona, extended abstracts
- James, K.H.**, (2005a). Palaeocene to middle Eocene flysch-wildflysch deposits of the Caribbean area: a chronological compilation of literature reports, implications for tectonic history and recommendations for further investigation: Transactions, 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Caribbean J. of Earth Sciences, 39: 29- 46.
- James, K.H.**, (2005b). Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate and arguments for an in situ origin: Transactions, 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Caribbean J. of Earth Sciences, 39: 47-67.
- Jordan, T.**, (1975). The present – day motion of the Caribbean Plate. Journal of Geophysical Research, 80: 4433-4439.
- Kane, M.F.**, (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. Geophysics, 27: 455-462.
- Kaniuth, K., H. Drewes., Stuber., Temel., J.N. Hernandez., M. Hoyer., E. Wildermann., H.G. Kahle. y Geiger.**, (1999). Positions changes due to recent crustal deformations along the Caribbean-South American plate boundary derived from CASA GPS project. General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Birmingham, U.K. Poster at Symposium GI of International Association of Geodesy.
- Karner, G.**, (1982). Spectral Representation of Isostatic Models. BMR Journal of Australian Geology and Geophysics, 7: 55-62.
- Karner, G. y A. Watts.**, (1983). Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. Journal of Geophysical Research, 88 (B12): 10.449-10.477.
- Kerr, A.C., R. V. White, P.M.E. Thompson, J. Tarney. y A.D. Saunders.**, (2003). No Oceanic Plateau - No Caribbean Plate? The Seminal Role of Oceanic Plateau(s) in Caribbean Plate Evolution: In: Bartolini, C., R. T. Buffler, & J. Blickwede, (eds.), The Gulf of Mexico and Caribbean Region: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics. American Association of Petroleum Geology Memoir, 79: 126-268.
- Kellogg, J. y E. Bonini.**, (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. Department of Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, New Jersey.

- Kellogg, J. y V. Vega.,** (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Special Paper Geological Society of America* 295: 75-90.
- Kroehler M.E., M. Paul., A. Escalona. y G.L. Christeson.,** (2011). Late Cretaceous-Miocene diachronous onset of back thrusting along the South Caribbean deformed belt and its importance for understanding processes of arc collision and crustal growth. *Tectonics*, vol. 3, TC6003, doi:10.1029/2011TC002918.
- Ladd, J., M. Truchan., M. Talwani., P. Stoffa., P. Buhi., R. Houtz., A Mauffrer. y G. Westbrook.,** (1984). Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean, The Caribbean South American Plate boundary and regional tectonics: *Geological Society of America Memoir*, 162: 153-159.
- Ladd, J., T. Holcombe., G. Westbrook., N. Terrence.,** (1990). Caribbean marine Geology; Active margins of the Plate boundary. *The Geology of north America, The Caribbean Region* The geologica Society of America, H: 261-290.
- Le Pichon, X.,** (1968). Sea-floors preadind and continental drift: *Journal of Geophysical Research*, 73: 3661-3697.
- Levitt, D.A. y D. T. Sandwell.,** (1995). Lithospheric bending at subduction zones based on depth soundings and satellite gravity, *J. geophys. Res.*, 100: 379-400.
- McCann, W.R. y W.D. Pennigton.,** (1990). Seismicity of larger earthquakes and the margin of the Caribbean plate. En: *The Caribbean Region: The Geology of North America. Geol.Soc.Amer*, H: 291-305.
- Magnani, M.B., C.A. Zelt., A. Levander., Schmitz, M.,** (2009). Crustal structure of the South American–Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data. *J. Geophys. Res.*, 114: B02312, doi:10.1029/2008JB005817.
- Malavé, G. y G. Suárez.,** (1995). Intermediate-depth Srismicity in the Northern Colombia and Western Venezuela and Its Relationship to Caribbbean Plate Subducción. *Tectonics*, 14 (3): 617-628.
- Mann, P.,** (1999). Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to Present. En Mann P (Ed.) *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*. Elsevier. Amsterdam, Holanda, 4: 331.
- Mann, P.,** (2007). Overview of the tectonic history of northern Central America, in *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Northern Central America*, edited by P. Mann and R. Rogers, GSA Special Publication, Boulder, CO, USA, 428: 1-37.

- Mann, P. y K. Burke.,** (1984) Neotectonics of the Caribbean: Reviews of Geophysics and Space Physics, 22: 309-362.
- Mann, P., E. Calais., J. Ruegg., C DeMets., T. Dixon., P. Jansma. y G. Mattioli.,** (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations: Tectonics, 21: 10-57.
- Mann, P., A. Escalona, y V. Castillo.,** (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela, AAPG Bull, 90: 455-477.
- Mann, P., C. Schubert. y K. Burke.,** (1990). Review of Caribbean neotectonics. En: Dengo, G., Case, J.E (eds.). The Geology of North America, The Caribbean Region. The Geology of North America. Geological Society of America, H: 307-338.
- Mauffret, A. y S. Leroy.,** (1997). Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. Tectonophysics, 283: 61-104.
- Meschede, M.,** (1998). The Impossible Galapagos Connection: Geometric Constrains for near- American Origin of the Caribbean Plate. Geol Rundsch, 87: 200-205.
- Meschede, M. y W. Frisch.,** (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. Tectonophysics, 296: 269-291.
- Meschede, M., W. Frisch., U.R. Hermann. y L. Ratschbacher.,** (1997). Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico: Tectonophysics, 266: 81-100.
- Molnar, P. y L.R. Sykes.,** (1969) Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. Geol. Soc. Am. Bull, 80: 1639-1684.
- Nagy, D.,** (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. Geophysics, 31: 362-371.
- Núñez, D., D. Córdoba., A. Pazos., J. Martín-Dávila., A. Carbó., J.L. Granja-Bruña., J. Payero. y M.O. Cotilla.,** (2010). Seismic images of the crus across the Northern Beata Ridge (NE Caribbean). EGU General Assembly 2010. Geophysical Research Abstracts, Viena, Austria, 12: 12-45.
- O'Reilly, S.Y., W.L. Griffin., Y.H. Poudjom Djomani. y P. Morgan.,** (2001): Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental mantle through time. Geological Society of America Today, 11: 4-10.

- Orellana, C.**, (2008). Modelado Estructural por Medio del Análisis de Flexión de Placas en la región Noroccidental de Venezuela: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 137 pp.
- Orihuela, N. y J.L. Cuevas.**, (1993). Modelaje sismogravimétrico de perfiles regionales del Caribe Central. Revista de la Facultad de Ingeniería de la UCV, 8 (1): 55-73.
- Orihuela, N. y F. Ruiz.**, (1990). Modelaje Gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guarico y Caraballeda, Dtto Federal, Venezuela. V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, p 466-473.
- Ostos, M.**, (1990). Evolución Tectónica del Margen Sur-Central del Caribe basados en Datos Geoquímicos. UCV, Geos, 30: 1-294.
- Parker, P.**, (1972). The rapid calculation of potential anomalies. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 31: 447- 455.
- Pavlis, N. K., S.A. Holmes., S.C. Kenyon. y J.K. Factor.**, (2008). An earth Gravitational Model to degree 2160: EGM2008, presented at the 2008 general assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18, (pdf file whit the original power point presentation).
- Pérez-Gussinyé, M. y A.B. Watts.**, (2005). The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. Nature, 436: 381-384.
- Pérez, O.J., R. Bilham., R. Bendick., N. Hernández., M. Hoyer., J. Velandia., C. Moncayo. y Mike Kozuch.**, (2001). Velocidad relativa entre las Placas del Caribe y Suramérica a partir de observaciones dentro del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) en el norte de Venezuela. Revista Interciencia, 26 (2): 69-74.
- Pérez, O.J., R. Bilham., M. Sequera., L. Molina., P. Gavotti., H. Codallo., C. Moncayo., C. Rodríguez., R. Velandia., M. Guzmán. y P. Molnar.**, (2010). Campo de velocidades GPS en el occidente de Venezuela: Componente lateral derecha asociada a la falla de Boconó y componente convergente perpendicular a los Andes. Revista Interciencia, vol. 36 N° 1.
- Pérez, O.J., M. Jaimes. y E. Garciacar.**, (1997). Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South-American plate in northwestern Venezuela. J. Geophys. Res, 102: 17875-17881.
- 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.**, (1994). Evolucion of the Gulf of Mexico and the Caribbean. Caribbean Geology: an introduction, U.W.I. Publishers Association Kingston, p. 13-39.
- Pindell, J. y S. Barrett.**, (1990). Geological evolution of the Caribbean region: A plate tectonics perspective - In: Dengo, G. y Case, J. (eds.) The Caribbean Region (The geology of North American), Geological Society of America, Boulder, CO, H: 339-374.
- Pindell, J., S. Cande., P. Walter., Rowley., J. Dewey., J. Labrecque. y W. Haxby.**, (1988) A Plate Kinematic framework for models of Caribbean evolution, Tectonophysics, 155: 121-138.
- Pindell, J. y J. Dewey.**, (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. Tectonics, 1 (2): 179-212.
- Pindell, J., y L. Kennan.**, (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. En R. H. Fillon, N. C. Rosen y P. Weimer (Edits), Petroleum Systems of Deep.
- Pindell, J., L. Kennan., W. Maresch., K. Stanck., G. Draper., R. Higgs.**, (2005). Plate Kinematics and Crustal Dynamics of Circum of Circum Caribbean Arc Continent Interactions: Tectonic controls on basin development in proto Caribbean margins, Geological Society of America, Spatial Paper, 394: 7-52.
- Pratt, J.**, (1855). On the Attraction of the Himalayan Mountain, and of the elevated regions beyond them, upon the Plumb Line in India. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 145: 53-100.
- Priem, H.N.A., D.J. Beets., N.A.I.M. Boelrijk., E.H. Heneda., E.A.Th. Verdurmen. y R.H. Verschure.**, (1978). Rb-Sr evidence for episodic intrusion of the late Cretaceous tonalitic batholith of Aruba, Netherlands Antilles. Geologie en Mijnbouw, 57 (2): 293-296.
- 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.
- Ranalli, G.**, (1994). Nonlinear flexure and equivalent mechanical thickness of the lithosphere, Tectonophysics, 240: 107-114.
- Rodríguez, I.**, (1986). La Cuenca Oriental de Venezuela: Necesidad de imponer una carga adicional para producir la flexión observada de la litosfera. Primeras Jornadas de Investigación en Ingeniería, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, 58-63.

- Rodríguez, J. y J.C. Sousa.,** (2003). Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara. B.S. Tesis. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela, 296 pp.
- Ross, M. y C. Scotese.,** (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, 155: 139-168.
- Sanchez, J., H. Gotze. y M. Schmitz.,** (2010). A 3-D lithospheric model of the Caribbean-South American plate boundary. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* DOI 10.1007/s00531-010-0600-8.
- Sanchez-Moya, Y., A. Sopena., A. Munoz. y A. Ramos.,** (1992). Consideraciones teoricas sobre el analisis de la subsidencia: Aplicacion a un caso real en el borde de la Cuenca Triásica Iberica. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 3-4.
- Santamaria, F. y C. Schubert.,** (1974). Geochemistry and Geochronology of the Southern Caribbean–Northern Venezuela Plate Boundary, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85 (7): 1085-1098.
- Schmitz, M., A. Martins., M. Sobiesiak., L. Alvarado. Y R. Vazquez.,** (2001). The crustal structure and seismicity of eastern Venezuela. *Eos. Trans. AGU* 82 (47). Fall Meet. Suppl. Abstract F1163A-0837.
- Schmitz, M., A. Martins., C. Izarra., M.I. Jácome., J. Sánchez. y V. Rocabado.,** (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399: 109-124.
- Silver, E., J. Case. y H. Macgillavry.,** (1975). Geophysical study of the Venezuelan Borderland. *Bulletin of the Geological Society of America*, 86: 213-226.
- Spector, A. y F. Grant.,** (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 293-302.
- Speed, R.C. y D.K. Larue.,** (1991). Extension and transtension in the plate boundary zone of the northeastern Caribbean, *Geophys. Res. Lett.*, 18: 573-576.
- Speed, R., R. Russo., J. Webber. y K.C. Rowley.,** (1991). Evolution of Southern Caribbean Plate Boundary, Vicinity of Trinidad and Tobago: Discussion. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 75 (11): 1789-1794.
- Stephan, J. F.,** (1977). El contacto cadena Caribe-Andes merideños entre Carora y el Tocuyo (Estado Lara). *V Congreso Geológico Venezolano*, 2: 789-815.
- Stephan, J., Mercier de Lepinay, b., E. Calais., M. Tardy C. Beck., J. Carfantan., J. They., J. Tournon., R. Blanchet. Y J. Dercourt.,** (1990).



- Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. Bull. Soc. Géol. Fr, 8 (6): 915-919.
- Stüwe, K.,** (2002). Geodynamics of the Lithosphere. Springer, Berlin, 449 pp.
- Sykes, L.R., W. McCann. Y A.L. Kafka.,** (1982). Motion of the Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. J. Geophys.Res, 87: 10656-10676.
- Taboada, A., L. Rivera., A. Fuenzalida., A. Cisternas., H. Phillip., H. Bijwaard., J. Olaya. y C. Rivera.,** (2000). Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics, 19: 787-813.
- Tassara, A. y G. Yaanez.,** (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). Rev. geol. Chile, Santiago, 30:2
- Trenkamp, R., J. Kellogg., J. Freymueller. y H. Mora.,** (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. J. South. Am. Earth Sci, 15: 157-171.
- Turcotte, D.L., D.C. McAdoo. Y J.G. Caldwell.,** (1978). An elastic-perfectly plastic analysis of the bending of the lithosphere at a trench, Tectonophysics., 47: 193-208.
- Turcotte, D.L. y G. Schubert.,** (1982). Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems. Second Edition, John Wiley, Ney York, Cambridge University Press, 105-131.
- Turcotte, D.L. y G. Schubert.,** (2002). Geodynamics. Cambridge University Press, Cambridge, 456 pp.
- Ughi, A.,** (2011). Flexión litosférica en la zona de subducción oceánica Caribe Atlántico: características elásticas y edad de las placas. Geología Colombiana, 2011-Vol. 36 (1): 73-90.
- Ughi, A.,** (2014). Estudio de la estructura cortical en la zona centro norte de Venezuela mediante el análisis de flexión de placas. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31 (1): 93-103.
- Ughi, A., J. Reyes. y I. Rodríguez.,** (2004). Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región central de Venezuela. XII Congreso Venezolano de Geofísica, memorias en CD.
- Urbani, F.,** (1982). Comentarios sobre algunas edades de las rocas de la parte Central de la Cordillera de la Costa. Geos, Caracas, 27: 77-84.

- Urbani, F., S. Grande., M. Baquero., H. Fournier., D. Mendi., L. Camposano., A. Aleman. y I. Barito.,** (2011). Los diques de basalto de la quebrada Yaracuybare, municipio Silva, estado Falcón. Revista Fac. de Ingeniería, UCV, en prensa.
- Ushakov, S.A., A.I. Avgaev., Yu.I. Galushkin. y. E.P. Dubikin.,** (1979). Ruptura de la litósfera de la región del Caribe y análisis geodinámico de su naturaleza. En: Tectónica y geodinámica de la región del Caribe. Editorial Nauka, Moscú, 63-77 (en ruso).
- Van Der Hilst, R.D.,** (1990). Tomography with P, PP, and pP delay-time data and the threedimensional 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.
- Van der Lelij, R., R.A. Spikings., A. Kerr., A. Kounov., M. Cosca., D. Chew. y D. Villagomez.,** (sf). Thermochronology and Tectonics of the Leeward Antilles: evolution of the Southern Caribbean Plate BoundaryZone. *Tectonics* doi: 10.1029/2009TC002654.
- Vening-Meinesz, F.A.,** (1941). Gravity over Hawaiian archipelago and over Madeira area. *Proceedings of the Netherlands Acad. Wetensch*, 44: 1-12.
- Velázquez, S.M. y G. de Vicente.,** (2011). Reología de la litosfera (continental). *Reduca (Geología). Serie Tectónica*, 3 (1): 1-41, 2011.
- Vieira, E.,** (2005). Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Suramericana, Región Central de Venezuela (Estados Aragua y Guárico). Trabajo de grado, Universidad Simón Bolívar, inédito, Sartenejas Caracas, Venezuela.pp 125.
- Walcott, R.I.,** (1970). Flexural Rigidity, Thickness and Viscosity of the Lithosphere. *Journal of geophysical Research*. V, 75 (20): 3941-3954.
- Watts, A.B.,** (1978). An analysis of isostasy in the world is oceans: Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5989-6004.
- Watts, A.B.,** (2001). Isostasy and flexure of the lithosphere. Cambridge University Press, 1st Edition, p 480.
- WEC.,** (1997). Evaluación de Pozos. Schlumberger, Caracas, Vanezuela, 378 (5): 249-281.

**Weber, J., T. Dixon., C. DeMets., W. Ambeh., P.E. Jansma., G. Mattioli., J. Saleh., G. Sella., R. Bilham. y O.J. Pérez.,** (2001). GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South-American plates, and geological implications for Trinidad and Venezuela., *Geology* 29: 75-78.

**White, R.V., J. Tarney., A.C. Kerr., A.D. Saunders., P.D. Kempton., M.S. Pringle. y G.T. Klaver.,** (1999). Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: implication for the generation of continental crust. *Lithos*, 46: 43-68.