

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO SOBRE LA INTERACCIÓN INTRAPLACA EN LA
ZONA DE COLISIÓN CARIBE - SURAMÉRICA EN EL
NOROCCIDENTE DE VENEZUELA POR MEDIO DEL
ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
por la Br. Garzón C., Yaneth

Caracas, Noviembre de 2007

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO SOBRE LA INTERACCIÓN INTRAPLACA EN LA ZONA DE COLISIÓN CARIBE -SURAMÉRICA EN EL NOROCCIDENTE DE VENEZUELA POR MEDIO DEL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Antonio Ughi

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
por la Br. Garzón C., Yaneth

Caracas, Noviembre de 2007

Caracas, Noviembre de 2007

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Yaneth Garzón, titulado:

“Estudio sobre la interacción intraplaca en la zona de colisión Caribe - Suramérica en el Noroccidente de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas”

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. José Cavada
Jurado

Prof. Miguel Bosch
Jurado

Prof. Antonio Ughi B.
Tutor Académico

DEDICATORIA

A Jesús...Mi Dios, por quien vivo, me muevo y existo...

A mis padres, Hilda y Yezid

AGRADECIMIENTOS

Primeramente a Dios. Gracias Señor, porque me enseñaste la pequeña línea que separa el bien y el mal... porque gracias a Ti, se de donde vengo y a donde voy. Gracias a ti comprendí quien soy.

A mi Tutor, Prof. Antonio Ughi, quien además de guiarme acertadamente por el camino hasta la entrega del tomo final, en muchísimas ocasiones supo tenerme paciencia y comprenderme en las peores situaciones.

A los profesores del Departamento que colaboraron conmigo en la realización de este trabajo de investigación y a aquellos que en algún momento de la carrera me ayudaron aportándome conocimientos técnicos y siendo de gran ejemplo para mi: Prof. Inírida Rodríguez, Prof. José Cavada, Prof. Massimo Di Giulio, Prof. Juan Infante y Prof. Adriana González. Gracias por su excepcional ayuda.

A mis padres, Yezid e Hilda, y mis hermanos Gloria, Diego y Jorge. Por ser parte de este esfuerzo de 5 años. A mi Familia en general.

A las hermanitas Madre del Salvador, por brindarme su ayuda durante muchos años.

Al Team Xerox: Javier, Fenelix, Fátima, Elia y mi mejor amiga: Lisbeth...son demasiado importantes para mí, gracias por estar siempre allí. Nunca encontraré amigos como ustedes.

Igualmente a todos mis compañeros de geofísica, en especial a mis panas de la nevera: Herman, David, Napo y Efra. Me alegra haber compartido estos meses junto a ustedes. También un agradecimiento especial a Rossi y Leonardo por sus ratos de asesoría en Delphi.

Quiero darle las gracias igualmente a mis grandes amigos de siempre, por su leal compañía y por su increíble apoyo: Soraya y Chaniel, Andreina, George, Williams y Kika.

Por último, quiero darle las gracias a mi pequeño príncipe, quien ha iluminado mis días desde hace unos meses...eres la principal causa de felicidad en mi vida...gracias por apoyarme incondicionalmente, tanto académica como personalmente. Eres mi bendición. *You're my one and only...*

Garzón C., Yaneth

**ESTUDIO SOBRE LA INTERACCIÓN INTRAPLACA EN LA
ZONA DE COLISIÓN CARIBE -SURAMÉRICA EN EL
NOROCCIDENTE DE VENEZUELA POR MEDIO DEL
ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS**

**Tutor Académico: Prof. Antonio Ughi. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2007, 174 p.**

Palabras Claves: Flexión, Placa Caribe, Placa Suramericana, Cargas, Intracortical.

Resumen.

Se realizó un análisis de flexión en la región noroccidental de Venezuela a fin de conocer el comportamiento de la Placa Suramericana en términos mecánicos y elásticos. Los parámetros de entrada para el modelo de flexión fueron controlados por modelos gravimétricos bidimensionales generados previamente. La primera fase del estudio consistió en evaluar la flexión producida por efectos supracorticales, dando como resultado que estas cargas son insuficientes para obtener un ajuste adecuado entre las curvas de gravedad observada y calculada. Posteriormente, para la última etapa del modelado por flexión se consideraron cargas intracorticales, obteniéndose como resultado un ajuste razonable de las anomalías de Bouguer calculada y observada, así como la reproducción de la cupla gravimétrica asociada a la profundización del basamento y las cargas impuestas sobre la litosfera en zonas de cinturones montañosos. El modelo final evidenció que el espesor elástico que reporta mejor ajuste para la Placa Suramericana es 25 Km y que la edad del evento de carga es Cretácico Tardío – Paleoceno. Asimismo, se plantea al Cinturón Deformado del Caribe Sur como el límite más probable entre la Placa Suramericana y la Placa Caribe.

ÍNDICE

CONTENIDO	Pag.
DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN	vi
ÍNDICE	vii
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABLAS	xvi
LISTA DE APÉNDICES	xvii
CAPÍTULO I	1
1.1 Introducción.	2
1.2 Aportes de la investigación.	4
1.3 Ubicación del área en estudio.	6
CAPÍTULO II	8
2.1 Geomorfología de la Placa Caribe.	9
2.2 Límites de la Placa Caribe.	13
2.3 Evolución Geodinámica de la Placa Caribe.	17
2.3.1 Teoría del Pacífico.	18
2.3.2 Teoría Interamericana.	26
2.3.3 Nuevas publicaciones.	30
2.4. Discusión de los modelos existentes.	34
2.5. Subducción de la Placa Caribe: ¿Ficción o Realidad?.	36
2.6 Evolución geotectónica del margen norte de la Placa Suramericana.	41
2.6.1 Precámbrico.	42
2.6.2 Paleozoico.	43
2.6.3 Mesozoico.	44
2.6.4 Cenozoico.	47

2.7 Marco geológico de la región noroccidental de Venezuela.	51
2.7.1 Escudo de Guayana.	51
2.7.2 Los Andes de Mérida.	52
2.7.3 Cuenca de Falcón.	54
2.7.4 Cuenca de Barinas – Apure.	57
2.7.5. Depresión de Yaracuy (Graben de Aroa).	59
2.7.6 Arco del Baúl.	59
2.7.7 Cinturones orogénicos del Sistema Montañoso del Caribe.	61
2.7.7.1 Napa de la Cordillera de la Costa.	63
2.7.7.2 Napa Caucagua-El Tinaco.	64
2.7.7.3 Napa de Loma de Hierro-Paracotos.	64
2.7.7.4 Napa de Villa de Cura.	65
2.7.7.5 Napa Piemontina.	66
2.7.7.6 Napas de Lara.	66
2.7.8 Sistemas de Fallas asociados.	67
2.7.9 Antillas Holandesas.	69
2.7.10 Cuenca de Bonaire (Región de Golfo Triste).	69
CAPÍTULO III	70
3.1 Cuencas Antepaís: Mecanismos de formación.	71
3.2. Modelos isostáticos y asociación con Cuencas Antepaís.	72
3.3 Modelo de deformación elástico de placa delgada.	77
CAPÍTULO IV	83
4.1. Campo gravitatorio y anomalías gravimétricas.	84
4.2. Parámetros que intervienen en la interpretación gravimétrica.	85
4.3. Fuente de los datos gravimétricos, topográficos y de batimetría.	85
4.4. Validación estadística de los datos gravimétricos.	86
4.5. Mapa de Anomalías de Bouguer.	92
4.6. Separación regional – residual.	98

4.6.1 Mapas de separación regional – residual.	99
4.7 Modelado gravimétrico bidimensional.	103
4.7.1 Sección de la corteza en el perfil 68°W.	105
4.7.2 Sección de la corteza en el perfil 69°W.	111
CAPÍTULO V	117
5.1. Flexión de la litosfera continental.	118
5.2. Modelado flexural y esquemas de carga.	121
5.3. Modelado por flexión en la zona noroccidental de Venezuela.	124
5.3.1 Efectos de la topografía, sedimentos y cargas supracorticales.	126
5.3.2 Estimación y efectos de cargas intracorticales.	135
5.4. Resultado del modelado por flexión de placas.	124
5.4.1 Límite I: Falla de San Sebastián.	135
5.4.2 Límite II: Cinturón Deformado del Caribe Sur.	139
5.5. Implicaciones geodinámicas del modelo.	141
5.6. Espesor elástico y edad de la Placa Suramericana en Venezuela Noroccidental.	143
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	145
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	151
APÉNDICES	170
APÉNDICE A: Modelos de flexión para espesores elásticos de 15 y 35 Km, para los límites correspondientes a la Falla de San Sebastián y Cinturón Deformado del Caribe Sur, considerando cargas supra e intracorticales.	170

LISTA DE FIGURAS

FIGURA N°	Pág.
1.1 Mapa de ubicación de la zona en estudio.	6
1.2 Mapa de ubicación de la región estudiada y de los perfiles a partir de los cuales se realizó el análisis de flexión de placas.	7
2.1 Situación esquemática de la geodinámica en el noroccidente de Suramérica, que muestra el movimiento relativo de la Placa Caribe con respecto a la Placa Suramericana. Geomorfología del margen continental de Venezuela.	10
2.2 Vista esquemática de las unidades geomorfológicas de la Placa.	11
2.3 Vista esquemática de las cuencas y unidades geomorfológicas de la Placa Caribe.	11
2.4 Principales estructuras de la región del Caribe.	12
2.5 Ubicación del Bloque Bonaire.	13
2.6 Actuales límites de la región Caribe.	14
2.7 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Oxfordiense Temprano.	19
2.8 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Caloviense/Oxfordiense.	20
2.9 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Aptiense Temprano.	20
2.10 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Albiense Tardío.	21
2.11 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Campaniense Temprano.	22
2.12 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Maastrichtiense.	23
2.13 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Paleoceno Tardío.	24
2.14 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Eoceno Medio.	25
2.15 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Mioceno Medio.	26
2.16 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Caloviense-Oxfordiense.	27
2.17 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Albiense.	27
2.18 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Santoniense.	28
2.19 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Campaniense.	29
2.20 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Albiense.	29
2.21 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Mioceno.	30

2.22 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Triásico – Jurásico Inferior.	31
2.23 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Jurásico Superior – Cretácico Temprano.	32
2.24 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Aptiense.	32
2.25 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Paleoceno – Eoceno Medio.	33
2.26 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Oligoceno – Reciente.	34
2.27 Geometría y extensión del “Slab” de subducción.	37
2.28 Modelado gravimétrico para los perfiles 66°W y 67°W respectivamente.	38
2.29 Perfiles gravimétricos realizados a partir de los perfiles sísmicos.	38
2.30 Modelos de velocidades de onda P obtenidos a partir de un perfil sísmico N-S, donde se exhibe el carácter incipiente de la lámina de subducción en el occidente de Venezuela.	39
2.31 Ubicación en profundidad de hipocentros debajo del Bloque Santa Marta, desde la Cuenca de Colombia hasta la Cuenca de Maracaibo	39
2.32 Modelado gravimétrico – magnético con slab de subducción somera y profunda respectivamente.	40
2.33 Secciones de densidad a lo largo de los perfiles seleccionados en dirección Norte-Sur.	41
2.34 Mapa de distribución de terrenos Precámbricos en el Norte de Suramérica.	42
2.35 Ubicación geográfica y extensión de los terrenos paleozoicos en Venezuela.	43
2.36 Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela.	44
2.37 Distribución de las facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Inferior al Norte del Cratón de Guayana.	45
2.38 Distribución de las facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Superior (Cenomaniense – Campaniense).	46
2.39 Generación de cuencas extensionales asociadas a la transurrencia Caribe – Suramérica.	48
2.40 Sedimentación en Venezuela Occidental durante el Oligoceno.	49

2.41 Marco geológico regional para la sedimentación durante el Mioceno – Plioceno.	50
2.42 Modelo de la geometría de la cuenca de Falcón.	55
2.43 Evolución de las cuencas de Falcón y Bonaire, (a) y (b) estados iniciales (Eoceno). (c) estado final.	56
2.44 Evolución de la cuenca de Falcón desde el Cretácico Superior al Plioceno.	57
2.45 Sección NO-SE de la Cuenca de Barinas-Apure.	58
2.46 Bloque diagramático de la Depresión de Yaracuy.	59
2.47 Litología y edades presentes en el Arco del Baúl.	59
2.48 Esquema tectónico y secciones geológicas del Sistema Montañoso del Caribe en Venezuela.	62
2.49 Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela en el occidente de Venezuela.	68
3.1 Vista esquemática de una Cuenca Antepaís.	71
3.2 Modelos de compensación de Pratt (a) y Airy (b).	73
3.3 Tipos de carga utilizados en el modelado por flexión: topográfica (a), por cabalgamientos (b), ocultas (c) y fuerzas de contorno (d).	74
3.4 Perfil de anomalía de gravedad calculada para una carga aplicada.	75
3.5 Modelo flexural simple de la litosfera causado por el emplazamiento de napas de corrimiento.	76
3.6 Una placa delgada de longitud L y espesor h , sujeta en sus extremos y flexionada bajo la aplicación de una carga V_a .	78
3.7 Fuerzas que actúan sobre un elemento diferencial de la placa delgada.	78
3.8 (a) Deflexión de una placa elástica rota debido a la aplicación de una fuerza vertical aplicada en su extremo. Los esfuerzos horizontales y momentos de torsión son iguales a cero. (b) Deflexión teórica de una placa rota bajo la aplicación de una carga vertical en uno de sus extremos.	80
4.1 Histograma de frecuencias de los datos gravimétricos.	87
4.2 Histograma de frecuencias para el grupo 1.	88
4.3 Gráfico Q-Q para el grupo 1.	88
4.4 Histograma de frecuencias para el grupo 2.	89

4.5 Gráfico Q-Q para el grupo 2.	89
4.6 Histograma de frecuencias para el grupo 3.	89
4.7 Gráfico Q-Q para el grupo 3.	89
4.8 Representación gráfica de la función de densidad correspondiente a la distribución normal.	90
4.9 Diagrama de caja y bigotes para los grupos 1, 2 y 3.	91
4.10 Distribución espacial de los datos de Anomalía de Bouguer.	92
4.11 Mapa de Anomalías de Bouguer para una densidad $\rho=2.67$ g/cc.	94
4.12 Mapa de Contornos de Anomalías de Bouguer para una densidad $\rho=2.67$ g/cc.	95
4.13 Mapa de Topografía y Batimetría de la Región Noroccidental de Venezuela.	97
4.14 Gráfico de bondad de ajuste de las superficies polinómicas.	100
4.15 Mapas Regional y Residual de grado 2.	101
4.16 Perfil de Anomalías de Bouguer ($\rho=2.67$ g/cc) para el meridiano 68°W .	104
4.17 Perfil de Anomalías de Bouguer ($\rho=2.67$ g/cc) para el meridiano 69°W .	104
4.18 Corte geológico N-S en la Región Central.	105
4.19 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 68°W .	109
4.20 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción intermedia propuesto para el perfil 68°W .	110
4.21 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 69°W .	114
4.22 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción intermedia propuesto para el perfil 69°W .	115
4.23 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción profunda propuesto para el perfil 69°W .	116
5.1 Modelo de flexión para una densidad = 2,7 g/cc y espesor elástico de 15 y 25 Km.	121
5.2 Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 Km y densidad = 1 g/cc y 3 g/cc.	122

5.3 Diagrama de Flujo del programa de flexión de placa.	123
5.4 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km.	
Límite Falla de San Sebastián. Perfil $68^\circ W$.	128
5.5 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Falla de San Sebastián. Perfil $68^\circ W$.	129
5.6 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.	
Límite Falla de San Sebastián. Perfil $68^\circ W$.	129
5.7 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km.	
Límite Falla de San Sebastián. Perfil $69^\circ W$.	130
5.8 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Falla de San Sebastián. Perfil $69^\circ W$.	130
5.9 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.	
Límite Falla de San Sebastián. Perfil $68^\circ W$.	131
5.10 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $68^\circ W$.	132
5.11 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $68^\circ W$.	133
5.12 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $68^\circ W$.	133
5.13 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $69^\circ W$.	134
5.14 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $69^\circ W$.	134
5.15 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $69^\circ W$.	135
5.16 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Falla de San Sebastián. Perfil $68^\circ W$.	138
5.17 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Falla de San Sebastián. Perfil $69^\circ W$.	138
5.18 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	

Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 68°W.	140
5.19 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 69°W.	140
5.20 Edad de la carga de la placa contra Rigidez efectiva de la placa litosférica.	144

LISTA DE TABLAS

TABLA N°	Pág.
4.1 Parámetros estadísticos y separación de grupos mediante análisis de conglomerados para la variable AB.	88
4.2 Valores de bondad de ajuste.	100
4.3 Valores de densidad de los cuerpos para los modelos gravimétricos bidimensionales propuestos.	106
5.1 Parámetros de entrada necesarios para realizar el modelado por flexión.	125
5.2 Límite y espesor elástico de cada uno de los modelos de flexión realizados.	127
5.3 Valores de los parámetros necesarios para calcular la rigidez flexural.	143

LISTA DE APÉNDICES

APÉNDICES	Pág.
A. Modelos de flexión para espesores elásticos de 15 y 35 Km, para los límites correspondientes a la Falla de San Sebastián y Cinturón Deformado del Caribe Sur, considerando cargas supra e intracorticales.	170

CAPÍTULO I

1.1 INTRODUCCIÓN

Actualmente, se conoce que la convergencia entre las placas Caribe y Suramericana ha generado las principales estructuras geológicas que se observan en la región meridional de la cuenca del Caribe, tales como el Cinturón de Corrimientos y el Sistema Montañoso del Caribe. El proceso de orogénesis que originó este sistema es consecuencia directa de la formación de la Cuenca Antepaís en el norte de Venezuela. (Ughi et al., 2004).

Estudios de isostasia (Hamilton et al., 1956) confirman que la litósfera se puede describir como una placa rígida que descansa sobre un fluido (la astenósfera) cuando es sometida a fuerzas externas, con lo cual se transmiten lateralmente los esfuerzos. Este tipo de comportamiento se denomina flexión y se emplea principalmente para explicar la deformación de la litósfera en regiones de Cuencas Antepaís (Turcotte et al., 1978; Watts et al., 1982; McNutt y Menard, 1982), tal como en el caso del norte de Venezuela (Rodríguez, 1986; Ughi et al. 2004).

En una placa elástica, los esfuerzos por la flexión se distribuyen independientemente sin considerar la variación de la resistencia de los materiales con la profundidad. No obstante, la aplicación de un modelo elástico a la litosfera continental es difícil debido a la mayor complejidad de sus características térmicas y reológicas. (García et al., 1997).

Adicionalmente, las Cuencas Antepaís se han interpretado como la consecuencia de la respuesta rígida de la litósfera frente a la carga producida por el emplazamiento de mantos de corrimiento del orógeno. Siguiendo a García (1998), la geometría final de la cuenca es debida esencialmente a la subsidencia por flexión producida por la carga asociada a la orogénesis. De la misma forma, estos procesos generan modificaciones en el campo gravitatorio regional, caracterizado por

alternancias de anomalías positivas y negativas denominadas “cuplas”. (Karner y Watts, 1983; Ughi et al., 2004).

En este contexto, Karner y Watts (1983) realizaron estudios en Cuencas Antepaís europeas y asiáticas (Los Alpes, Los Himalayas y Los Apalaches), que presentan exactamente este mismo patrón de anomalías, y concluyen que esta respuesta podría estar asociada a la presencia de cargas escondidas intracorticales. Particularmente en Venezuela, en la Región Central, se han alcanzado resultados análogos a los encontrados por Karner y Watts (1983), a partir de los estudios de flexión realizados por Rodríguez (1986) y Ughi et al. (2004).

Sin embargo, en el Noroccidente de Venezuela no hay referencias de investigaciones relacionadas con los procesos de flexión litosférica, y por tanto, no se conoce con precisión que tipo de estructuras generan la respuesta gravimétrica o “cuplas” en la región.

Por otra parte, la lámina (“Slab”) de subducción de Maracaibo propuesta en el trabajo de van der Hilst y Mann (1994) a partir de un estudio de tomografía sísmica y descrita como una estructura con dirección de subducción de 150°, buzamiento de 17° y profundidad máxima de 275 Km, redefinió los modelos tectónicos existentes hasta ese entonces debido a que no había sido identificada con estudios sísmicos previos.

La literatura sobre el tema evidencia que ha existido en la última década gran discrepancia entre los diversos autores sobre la presencia de una lámina de subducción que se prolongue varias centenas de kilómetros por debajo de la Placa Suramericana (Bosch y Rodríguez, 1992; Guédez et al., 2003; Ughi et al., 2004; Bezada, 2005; Vieira, 2005). Aún cuando el problema ha sido abordado utilizando diferentes tipos de datos y metodologías de procesamiento e interpretación, ninguno ha proporcionado evidencias definitivas en una u otra dirección.

Dado que la flexión de placa elástica se produce por el efecto combinado de las cargas tanto superficiales como subsuperficiales, siendo el factor dominante en la flexión este último (Karner, 1982); puede considerarse este método como sensible a las variaciones del espesor elástico de la placa y por lo tanto a los patrones de carga presentes (incluyendo el Slab de subducción), los cuales pueden estar controlando la respuesta gravimétrica característica de la zona.

De la misma forma, describir el límite entre las Placa Caribe y Suramericana en la región ha sido una tarea muy difícil, ya que requiere satisfacer todas las relaciones tectónicas asociadas, las cuales han sido consideradas en un amplio conjunto de estudios geodinámicos en el área (Molnar y Sykes, 1969; Silver et al., 1975; Pennington, 1981; Kellogg y Bonini, 1982; McCann y Pennington, 1990; Pindell y Barret, 1990; Bosch y Rodríguez, 1992; Audemard, 1993; Van der Hilst y Mann, 1994; Audemard y Giraldo, 1997; Audemard y Audemard, 2002; Ughi et al., 2004; entre otros). Dado que existe discrepancia al calificar al Cinturón Deformado del Caribe Sur como límite norte de la Placa Suramericana, se considera relevante evaluar este límite a través del análisis de flexión de placas.

Asimismo, los estudios geofísicos propuestos en la región (Folinsbee, 1972; Bosch y Rodríguez, 1992; Ughi et al., 2004; Schmitz et.al, 2005), han mostrado unanimidad en lo referente a la geometría de la discontinuidad de Mohorovic en dirección N – S, donde la corteza experimenta un engrosamiento del espesor que subyace debajo de la cadena de montañas de la Cordillera de la Costa para luego disminuir progresivamente en dirección Norte. A pesar de ello, existen diferencias asociadas a las profundidades, esencialmente debajo de la Cordillera de la Costa, las cuales varían entre 5 y 10 Km, por lo cual se plantea estimar estas profundidades a partir tanto del modelo gravimétrico como el de flexión.

1.2 APORTES DE LA INVESTIGACIÓN

El conocimiento de la evolución geodinámica – tectónica del Norte de Suramérica ha sido complementado a lo largo de los años a través de numerosos estudios geológicos y geofísicos que se han efectuado en la región. No obstante, en la zona de interés no existen estudios previos de análisis de flexión litosférica, por lo cual aún persisten incertidumbres sobre el tipo de estructuras intracorticales y la relación que guardan con el patrón de las anomalías gravimétricas observadas. Por lo tanto, se decide llevar a cabo esta investigación la cual permitirá tener un mejor conocimiento geológico – geofísico de la región, y ayudará a comprender de una mejor manera los procesos geodinámicos que intervienen en la formación de las estructuras causantes de las anomalías gravimétricas observadas.

Asimismo, aportará conocimientos teóricos en lo relacionado a la interacción intraplaca Caribe – Suramérica en el Noroccidente de Venezuela, pudiéndose precisar el límite norte de esta interacción y características reológicas de las placas entre otros aspectos de interés. Finalmente, será de utilidad para la industria petrolera, ya que permitirá determinar con mayor precisión la ubicación de posibles zonas prospectivas en la región objeto de estudio.

Bajo estas consideraciones, el presente trabajo pretende generar un modelo de la respuesta elástica y mecánica en la región noroccidental de Venezuela, ubicada entre los meridianos 68°W y 69°W, mediante la utilización de un programa de flexión basado en el método de Transformada rápida de Fourier.

Con el fin de lograr esa meta se requiere, durante el desarrollo de la investigación, elaborar un mapa de Anomalías de Bouguer en la región de interés; realizar un modelo gravimétrico estructural bidimensional de la corteza continental, integrando información de gravedad, sísmica de refracción profunda, geología de superficie y sismicidad. Con este modelo se podrá además precisar el límite entre la Placa Caribe y Suramérica en la región Noroccidental de Venezuela, y estimar la profundidad de la

discontinuidad de Mohorovic en la zona de colisión Caribe–Suramérica entre los meridianos 68°W y 69°W. Finalmente, permitirá verificar la prolongación del “Slab” de subducción de Maracaibo en la zona objeto de estudio.

1.3 UBICACIÓN DEL ÁREA EN ESTUDIO

El presente proyecto además, forma parte de la labor de investigación que desarrolla el Grupo de Trabajo de Gravimetría UCV (Gravity Working Group UCV), perteneciente al Proyecto GEODINOS (Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Suramericana). La región en estudio (Figura 1.1) está comprendida entre los meridianos 67°W - 70°W y los paralelos 8°N - 14°N. Asimismo, los dos perfiles de orientación N-S, de aproximadamente 700 Km de longitud, sobre los meridianos 68°W y 69°W empleados para el modelado gravimétrico y por flexión son mostrados en la Figura 1.2.

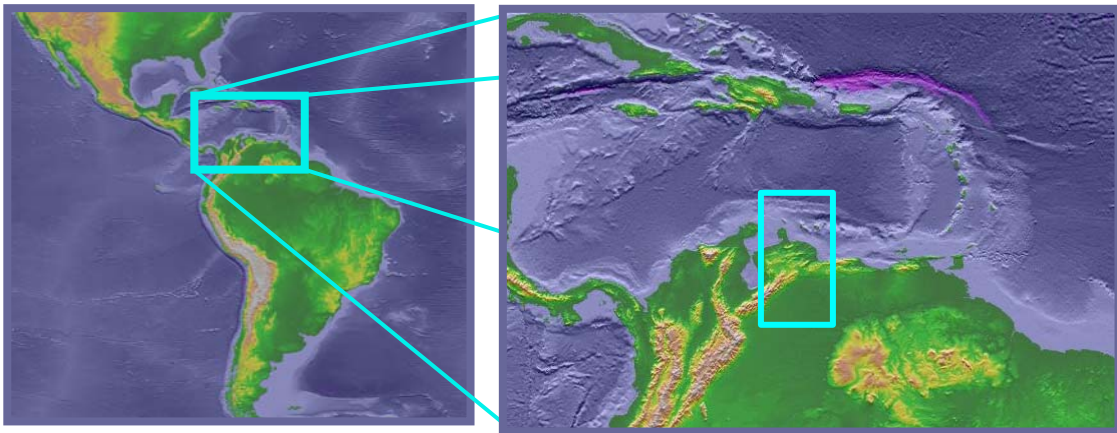


Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona en estudio (Tomado de NGDC: National Geophysical Data Center).

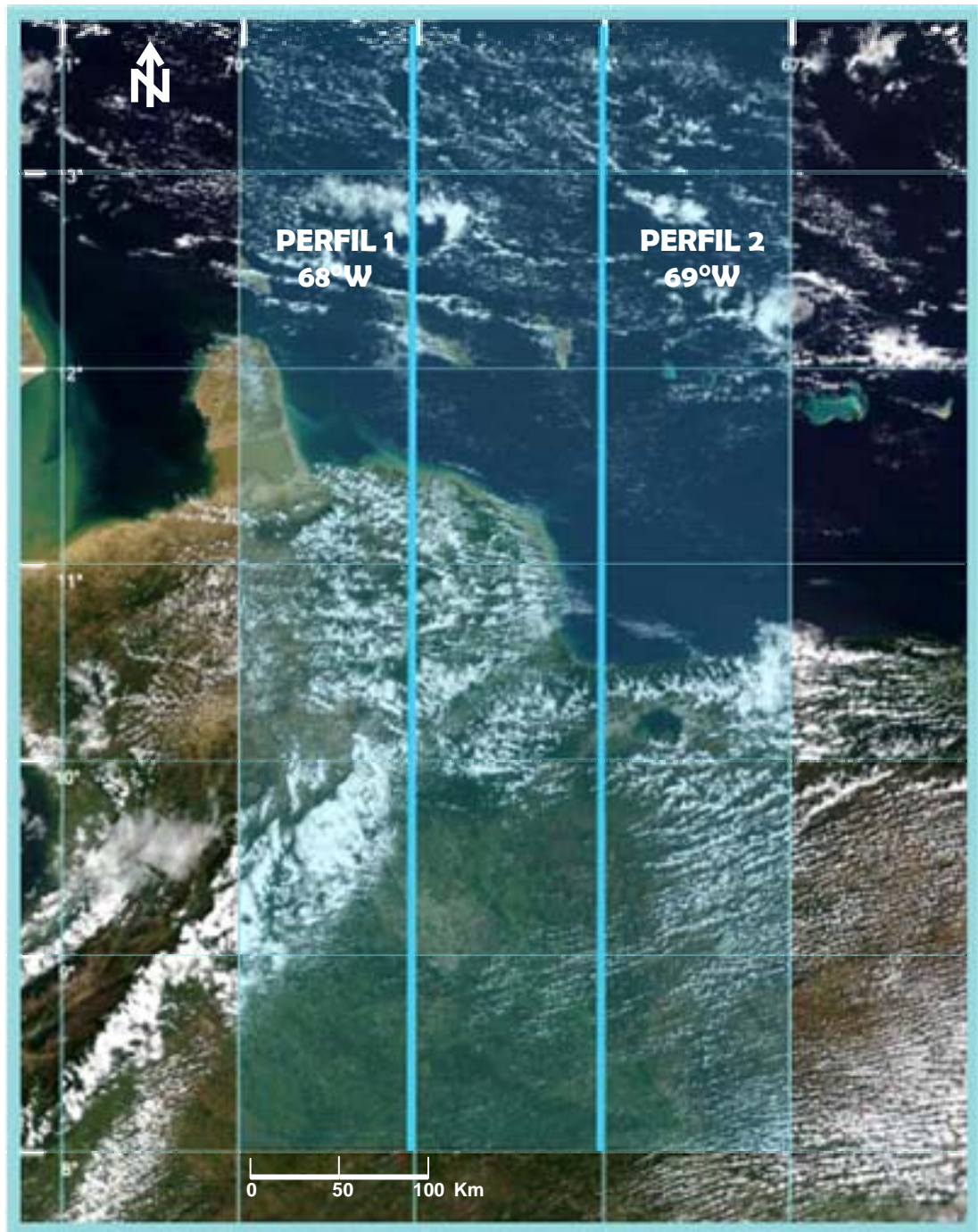


Figura 1.2 Mapa de ubicación de la región estudiada y de los perfiles a partir de los cuales se realizó el Análisis de Flexión de Placas. (Tomado de la NASA).

CAPÍTULO II

2.1 GEOMORFOLOGÍA DE LA PLACA CARIBE

La descripción geomorfológica del Caribe debe considerar en todo momento todas las relaciones tectónicas presentes y satisfacerlas en términos geodinámicos. En principio, la Placa Caribe ha sido considerada de tipo transicional ya que aunque litológicamente es de composición oceánica, ostenta espesores irregulares de entre 10 a 20 Km identificados a partir de secciones sísmicas (Ladd y Watkins, 1980; Diebold, et al., 1981; Duncan y Hargraves, 1984) y velocidades de onda sísmica que difieren de la corteza oceánica común (Menard, 1967).

De la misma forma, los resultados del DSDP (Deep Sea Drilling Project), muestran que los Horizontes identificados como A'' y B'', son correlacionables con estos engrosamientos debidos a la presencia de diques y flujos basálticos correspondientes al Cretácico Tardío (remanentes de estos flujos basálticos se encuentran expuestos en las Napas de Villa de Cura, al Norte de Venezuela); dichos diques se encuentran también cubiertos por sedimentos y tienen espesores que van desde 1 a 2.5 Km aproximadamente (Meschede y Frisch, 1998). Posteriormente, Edgar et al. (1971) interpreta el horizonte B'' como un plateau basáltico y Donnelly (1994), afirma que este plateau suprayacente puede ser debido a un evento magmático de super pluma. De igual manera, Kerr y Tarney (2005) a través del análisis de datos paleomagnéticos, datos isotópicos radiogénicos y edades de los plateau, menciona que la evidencia apunta a que posiblemente exista más de un plateau oceánico de edad Cretácico Tardío, el cual ha influenciado la historia tectónica de la región.

Por otra parte, en lo concerniente al movimiento de la Placa Caribe (Figura 2.1), existe unanimidad al establecer que presenta un movimiento relativo hacia el Este con respecto a Suramérica (Jordan, 1975; Silver et al., 1975; Pindell y Dewey, 1982; McCann y Pennington, 1990; Audemard, 1993; Audemard y Giraldo, 1997;

Pérez et al., 2001; Audemard y Audemard, 2002, entre otros), lo cual le otorga una mayor complejidad geodinámica y estructural al occidente venezolano.

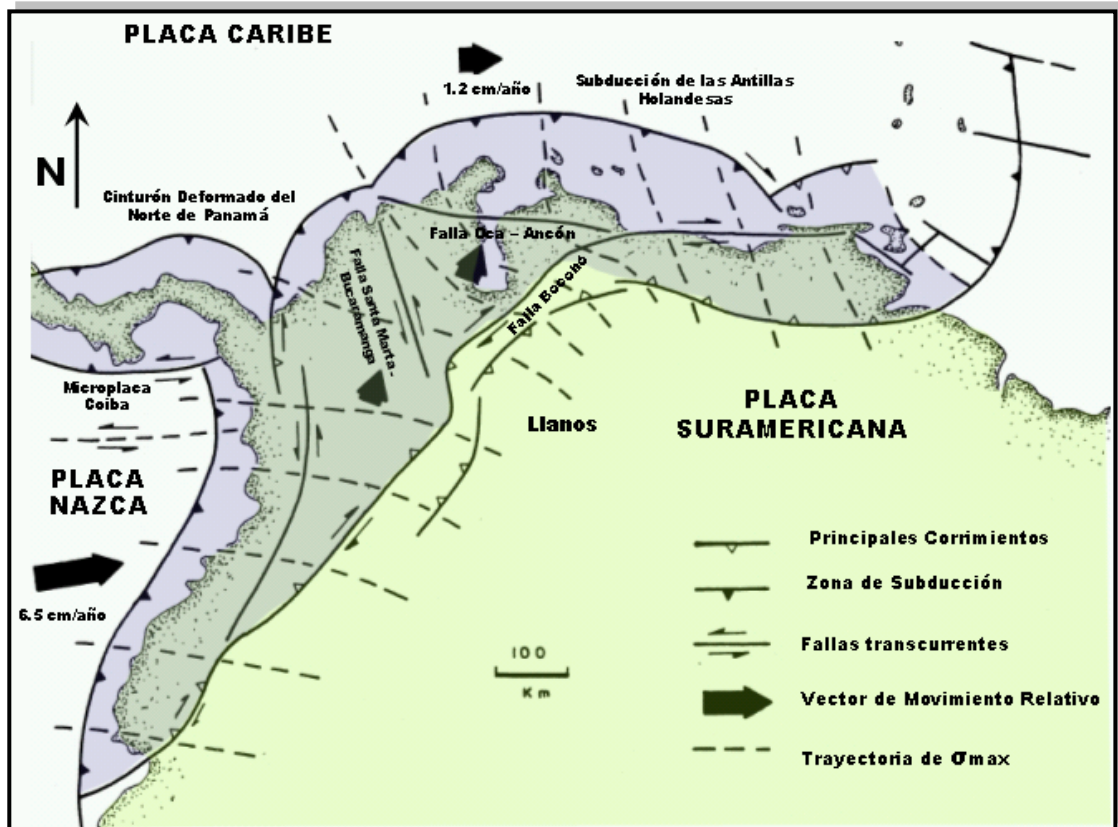


Figura 2.1. Situación esquemática de la geodinámica en el noroccidente de Suramérica, que muestra el movimiento relativo de la Placa Caribe con respecto a la Placa Suramericana. (Modificado de Audemard y Audemard, 2002)

Por otra parte, Pindell y Barret (1990) sintetizan la actividad magmática asociada a la subducción en los arcos de islas y continentales del Caribe, describiendo en detalle varias unidades geomorfológicas (Figura 2.4), siendo las unidades más importantes: la Cuenca de Venezuela, Cuenca de Colombia, Cuenca de Yucatán y Cuenca de Grenada y algunas estructuras asociadas como el Alto de Nicaragua, el de Beata, el Prisma de Acreción de Barbados, el Cinturón Deformado del Caribe Sur y el Bloque Bonaire. (Figuras 2.2 y 2.3)

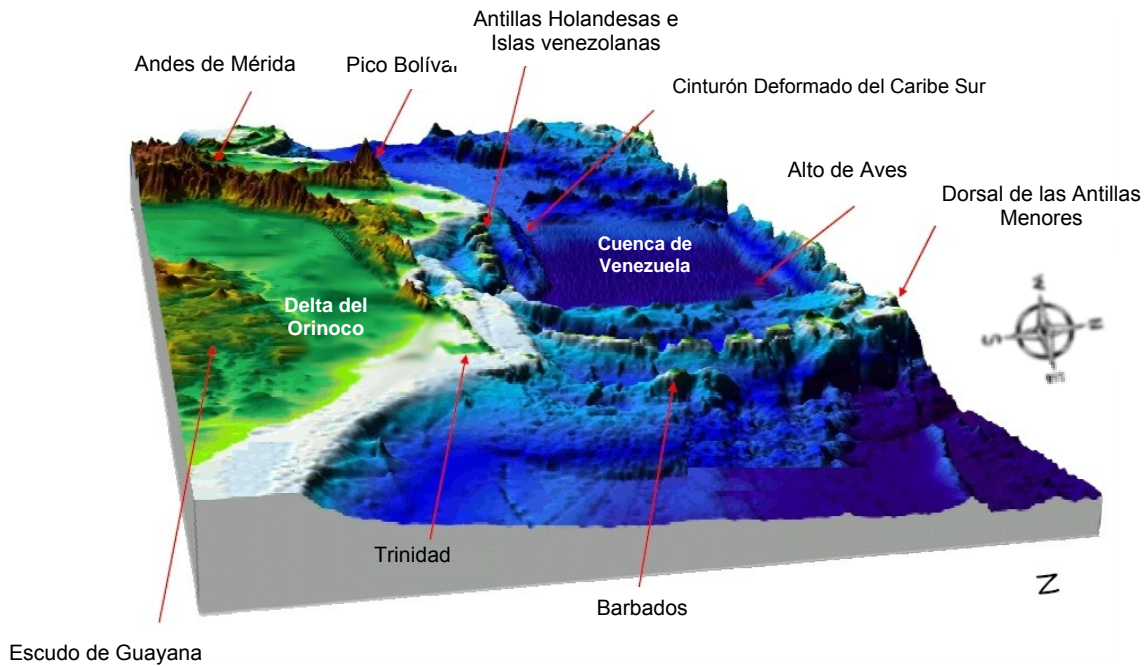


Figura 2.2. Vista esquemática de las unidades geomorfológicas de la Placa Caribe. Modificado de Mann et. al., 2006.

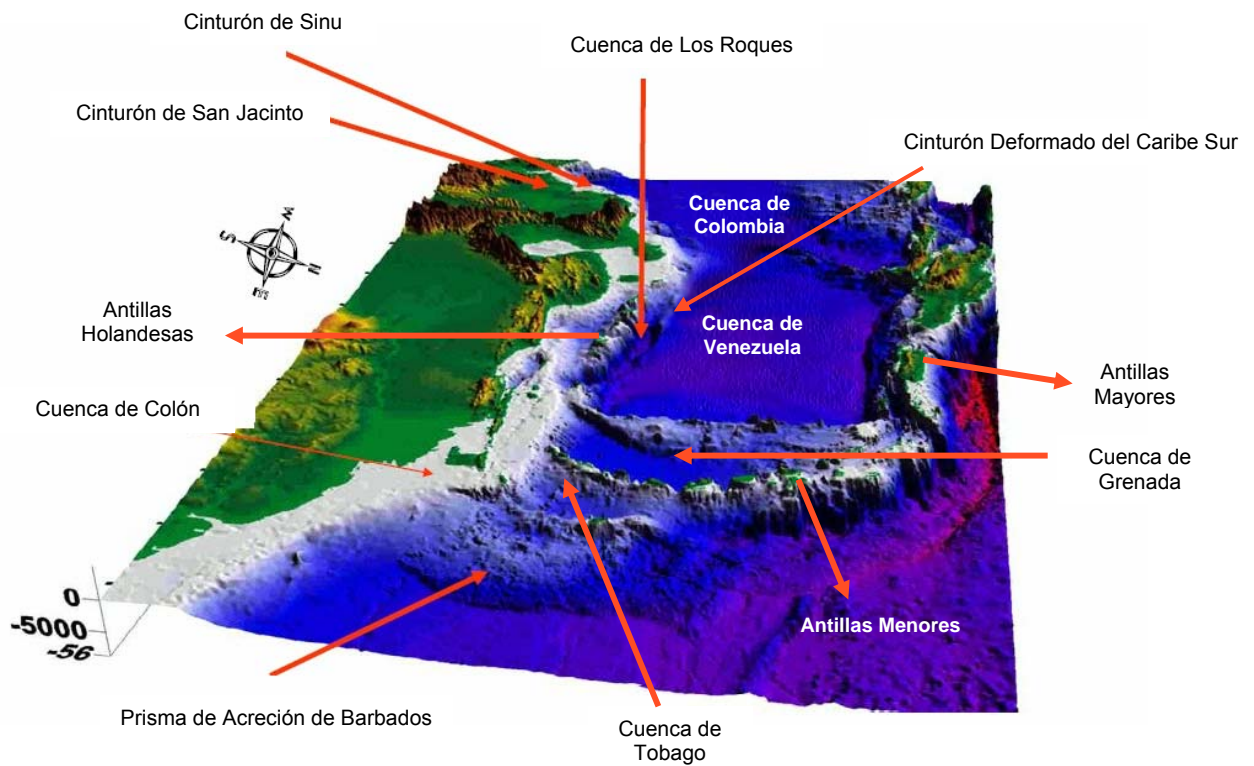


Figura 2.3. Vista esquemática de las cuencas y unidades geomorfológicas de la Placa Caribe. Modificado de Mann et. al., 2006.

En primer lugar, la Cuenca de Venezuela (Figura 2.4) es un accidente geomorfológico que presenta profundidades que varían entre los 4 y 5 Km, haciéndose menos profunda hacia el centro. En lo referente a los límites, al Norte esta colindada por la Garganta de Muertos, al Este por la Dorsal de Aves y al Oeste por la Dorsal de Beata (estructura asimétrica muy abrupta en su parte occidental, que posee varias estructuras de horsts y grabens), finalmente al Sur no tiene un nombre definido (Donnelly, 1994).



Figura 2.4. Principales estructuras de la región del Caribe. (Modificado de Donnelly, 1994)

La Cuenca de Colombia (Figura 2.4), por otra parte, es más compleja y estrecha que su similar de Venezuela. Está ubicada al Este de la Dorsal de Beata y está limitada al Oeste por el Alto de Nicaragua, al Norte por el Escarpe de Hess y al Suroeste por el Cinturón de Deformación de Panamá – Costa Rica. Donnelly (1994)

describe el Alto de Nicaragua como una extensión costa afuera del bloque continental de Chortis, presentando en su parte Norte extensos bancos de sedimentos carbonáticos recientes.

En el margen continental de Venezuela y Colombia, se ubican El Cinturón Deformado del Caribe Sur y el Bloque de Bonaire (Figura 2.5), el primero consiste en una espesa secuencia de sedimentos altamente deformados, mientras que el segundo tiene forma de un prisma triangular invertido con el plano vertical mirando al Sur, eje alineado en dirección E – W y limitado al Norte por la Falla Marginal Sur-caribeña estableciendo un bloque de transición entre las Placas Suramericana y del Caribe (Silver et al., 1975; Bosch y Rodríguez, 1992; Ughi, 2004).

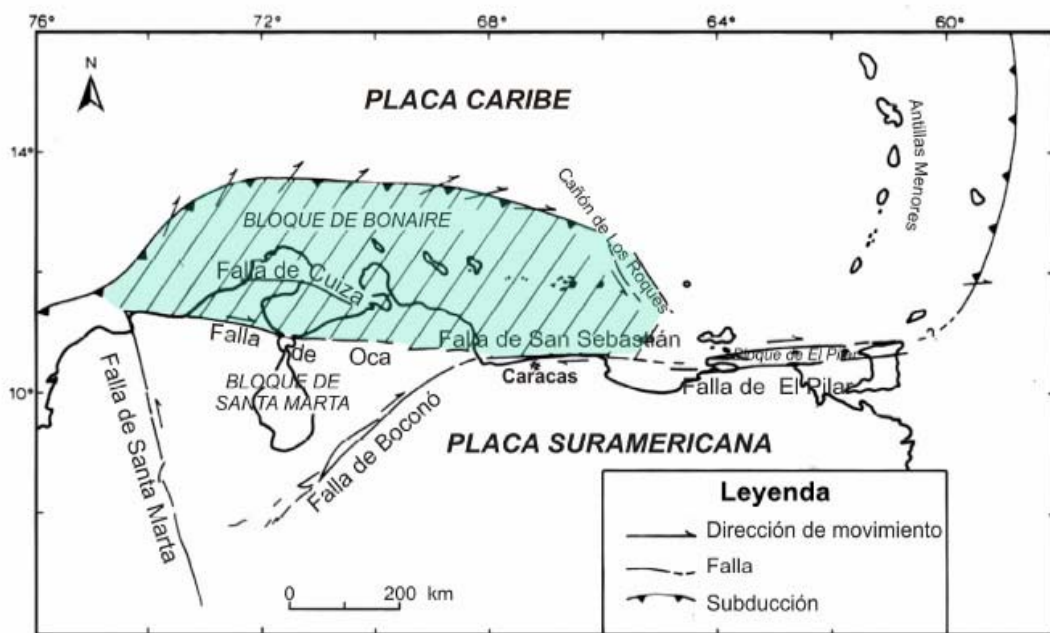


Figura 2.5. Ubicación del Bloque Bonaire. (Modificado de Silver et al., 1975)

2.2 LIMITES DE LA PLACA CARIBE

El Eoceno Medio generó dos fases distintas de desarrollo en el Norte y Sur del Caribe (Pindell y Barret, 1990). Durante el Cretácico Temprano – Eoceno Temprano

sobrevino una fase de vulcanismo de arco y tectonismo compresional que finalizó con la colisión de estos arcos contra el continente en el Norte y cese del vulcanismo en el Sur. Asimismo, hubo una fase predominante de fallamiento transcurrente asociado con los más de 1000 Km de migración de la Placa Caribe relativo a las Américas. Esta última fase produjo la complejidad observada en el Norte y el Sur del Caribe, regiones que Pindell y Barret (1990) denominan zonas limítrofes Norte y Sur de la Placa Caribe (Figura 2.6).

La zona limítrofe Norte se extiende desde Guatemala a través de Jamaica, La Española y Puerto Rico, hasta el Norte de las Antillas Menores e incluye la Garganta Caimán. Al Este de la Garganta, la Falla Oriente actualmente separa Cuba de la Española (Pindell y Barret, 1990; y demás autores citados). El límite Norte está dominado por sistemas de movimiento lateral sinestral, desde el Surco de Caimán a través de la zona de fallas de Motagua – Polochic, en las cuales ha ocurrido levantamiento y movimiento transformante de gran magnitud.

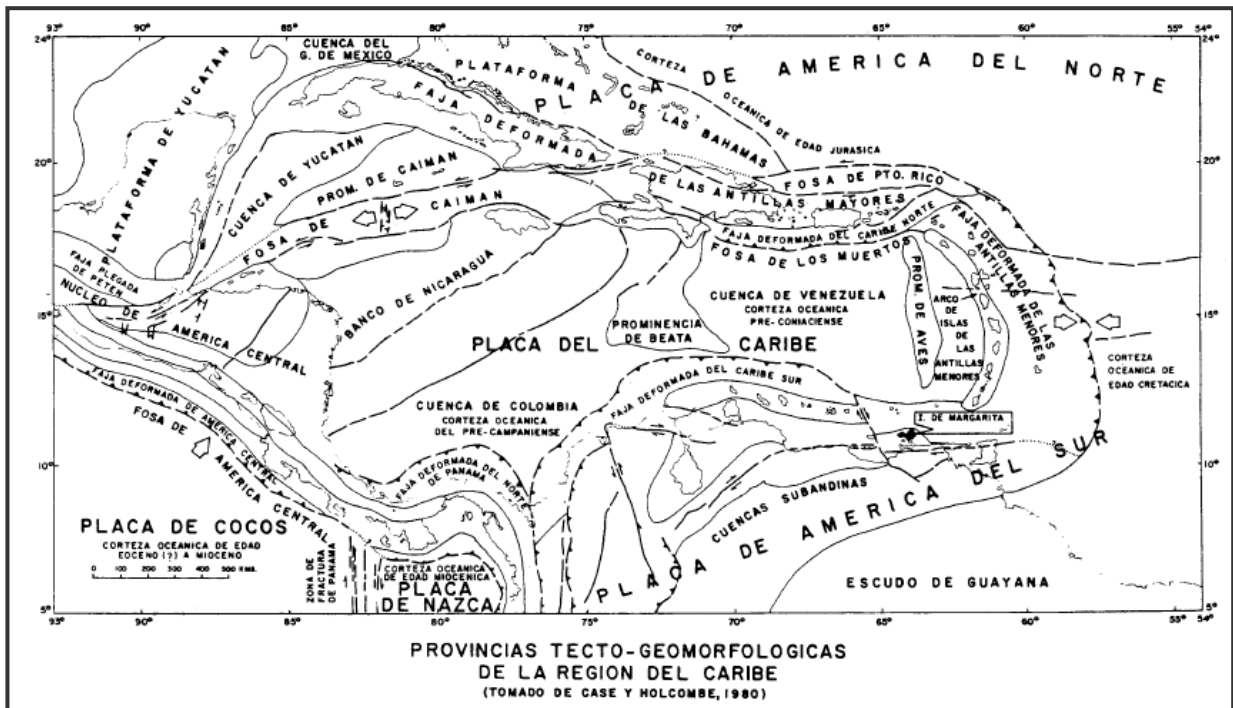


Figura 2.6. Actuales límites de la región Caribe. Tomado de Pindell y Barret (1990).

Por otra parte, ha existido mucha controversia sobre la naturaleza del límite Sur de la Placa Caribe (Silver et al., 1975). En primer lugar, varios autores (Silver et al., 1975; Pennington, 1981; Kellogg y Bonini, 1982; Bosch y Rodríguez, 1992; Van Der Hilst y Mann, 1994; Ughi et al., 2004), han mostrado un acuerdo general al considerar que el Cinturón Deformado del Caribe Sur es el límite de la interacción meridional Caribe – Suramérica.

Otros estudios en el noroccidente de Venezuela describen en mayor detalle esta interacción, caracterizándola como un límite joven en la evolución geodinámica cenozoica de la Placa Caribe, durante su paso progresivo hacia el Este con respecto a América del Sur (Audermard, 1993; Audemard y Giraldo, 1997) y que consiste en una serie de fallas transcurrentes con evidencias de moderada actividad sísmica (Molnar y Sykes, 1969; McCann y Pennington, 1990), estando los eventos adicionales de sismicidad relacionados con el infracorrimiento del Caribe por debajo de Suramérica, al movimiento de microplacas como el Bloque Maracaibo o a deformaciones dentro de la zona limítrofe. McCann y Pennington (1990) igualmente aseveran que aunque hay sismicidad considerable en el Norte de Suramérica y el piso oceánico caribeño, no hay consenso en la localización del límite de placa a partir de datos sismológicos, debido a la naturaleza compleja del borde y además, por el corto registro histórico de eventos sísmicos y sus largos intervalos de ocurrencia.

Sin embargo, se conoce que el límite Caribe - Suramérica está constituido por una zona de deformación compleja o actividad transpresional de más de 100 Km de ancho (Audemard y Audermard, 2002), a la cual se encuentra asociada la gran mayoría del volumen montañoso del Norte de Venezuela. Asimismo, Pindell y Barret (1990) lo describen como una zona compleja de corrimientos, movimiento transcurrente y rifting que se ha venido desarrollado desde el Cenozoico.

Como consecuencia de esto, algunos autores (Audemard, 2000; Audemard y Audemard, 2002) estiman que el límite en el Oeste de Venezuela es de más de 600 Km de ancho (Figura 2.1) y comprende una serie de bloques tectónicos discretos,

cada uno de ellos con movimiento independiente, entre placas más grandes (Caribe, Suramérica y Nazca), entre los cuales el Bloque Maracaibo y Bloque Bonaire están siendo expulsados en dirección NNE con respecto a Suramérica.

Maresch (1974) propone, por otro lado, que el movimiento dextral de la Placa Caribe generó una zona de transcurrencia (Pindell y Barret, 1990) y que datos paleomagnéticos indican rotación horaria de algunos bloques del Sur a lo largo de esta zona de transcurrencia (Bachmann, 2001). La expulsión de estos bloques y la activación de este límite actual está asociada a la suturación del Arco de Panamá contra la región occidental de la Placa Suramericana.

Por otra parte, uno de los mayores desacuerdos en la tectónica Sur-caribeña es el significado de los sismos a profundidades intermedias por debajo de Suramérica (McCann et. al, 1990). En primer lugar, Pennington (1981) mostró que esos eventos se deben a la presencia de una zona de Benioff y afirma que existe subducción activa del Caribe por debajo del bloque andino. Sin embargo, contrariamente, Pérez y Aggarwal (1981) consideraron a partir de la sismicidad observada que la subducción es poco probable, o si la hay no es un rasgo de importancia.

Bajo este mismo contexto, Audemard y Audemard (2002) afirman que la subducción de las Antillas Holandesas, responsable del Cinturón Deformado del Caribe Sur (de edad más joven) es totalmente diferente a la subducción de la Placa Caribe que ocasionó la colisión del Arco de Panamá contra el occidente de Suramérica a lo largo del Bloque Chocó y San Jacinto, siendo Taboada et al. (2000) quien propuso un modelo que muestra que las dos láminas de subducción, compuestas ambas por litosfera oceánica anormalmente gruesa, son esencialmente dos entidades que han alcanzado diferentes profundidades, por lo tanto, sugiere que son de edad diferente, siendo el slab de las Antillas Holandesas mucho más joven.

Finalmente, para Audemard y Giraldo (1997), el mecanismo de subducción y colisión oblicua imperante durante el Terciario y previo al Mioceno medio en el

margen Sur de la Placa Caribe, se hace insostenible y da inicio a una repartición de las deformaciones traducida en la aparición de fallas destrales de orientación E-W y estructuras de acortamiento con vergencia SSE preponderante; mecanismo que sigue aún activo hoy en día.

La interacción de la Placa Caribe en sus márgenes laterales es de tipo convergente. Al Oeste, el límite se desarrolló durante el Neógeno y corresponde a la zona de subducción de Centroamérica. Presenta además dos conjunciones triples, la del Suroeste (Caribe – Suramérica – Nazca) y la del Noroeste (Caribe – Cocos – Norteamérica) (McCann y Pennington, 1990). Al Este, la Corteza Atlántica que subduce por debajo de la Placa Caribe, genera una zona de subducción con buzamiento hacia el Oeste, asociado a las Antillas Menores (arco insular volcánico con magmatismo calco – alcalino) (Bellizzia, 1985).

2.3 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA PLACA CARIBE

Durante los últimos 30 años la evolución de la Placa Caribe ha sido objeto de múltiples discusiones y controversias. Sin embargo, existen varias corrientes de pensamiento que derivan en dos modelos diferentes para explicar la evolución de la Placa Caribe: el primero es el modelo del Pacífico (Duncan y Hargraves, 1984; Pindell y Barret, 1990; Pindell y Kennan, 2001), donde se plantea que la corteza Caribe tiene su origen durante el Cretácico Tardío en la región Pacífico y derivó hasta su posición actual. Por otra parte, los modelos alternativos o interamericanos propuestos por Donnelly (1975) y Meschede y Frisch (1998), plantean la formación del Caribe entre las dos Américas, al Oeste de su actual posición.

Ambos modelos comienzan su descripción a partir del Jurásico, momento en el cual se produce el rompimiento de Pangea y la posterior separación de Norteamérica y Suramérica (Pindell et al., 1988). De igual forma se produce una divergencia Sureste entre África-Suramérica y Norteamérica por la rotación de

Yucatán. Se plantea entonces la descripción cronológica de la evolución de la Placa Caribe para los modelos de Pindell y Kennan (2001) y Meschede y Frisch (1998).

Ambos modelos presentan un consenso desde el comienzo del Cenozoico. Los conflictos entre estos diferentes puntos de vista, tienen lugar en lo referente a la cronología de los eventos, configuración de la Placa, origen de los bloques y datación paleomagnética.

Con el propósito de puntualizar los principales elementos que caracterizan estos modelos, se tomarán como referencia el trabajo de Pindell y Kennan (2001), que corresponde a la teoría del Pacífico; y el modelo alternativo propuesto por Meschede y Frisch (1998).

2.3.1 TEORÍA DEL PACÍFICO

Jurásico

Para el Oxfordiense Temprano (Figura 2.7) la corteza estuvo sometida a un continuo proceso de estiramiento lo cual se tradujo en la ocurrencia de evaporitas en los bordes Norte y Sur del Golfo de México. Asimismo, se forma un margen pasivo a través del Golfo de México y la región Protocaribe, debido a la divergencia entre Norte y Suramérica. Asimismo, en México Central, se originó una expansión de retroarco de orientación N-S. Finalmente, en el Jurásico Tardío, el proceso de separación entre las Américas está también asociado a la cuenca Andina retroarco de Ecuador y Perú (Pindell y Kennan, 2001).

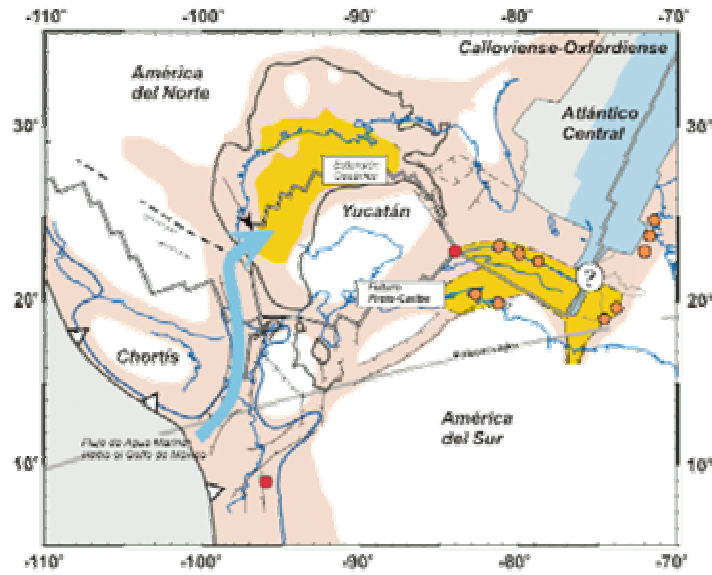


Figura 2.7. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Oxfordiense Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

Cretácico

Para el Cretácico Inferior (Figura 2.8), Norteamérica y Suramérica se han separado lo suficiente para que Yucatán ocupe su posición final (Pindell y Kennan, 2001). El cese de la rotación de Yucatán conllevó a un reacomodo de la expansión en el protocaribe que pudo haber generado la conexión de la Dorsal Atlántica con el Oeste de Suramérica en el Aptiense (Figura 2.9).

De igual forma, se produjo una inversión de la polaridad de subducción debido a la aceleración de la expansión a lo largo de la Dorsal Atlántica, en la zona entre las dos Américas a partir de la interpretación de datos termocronológicos de rocas metamórficas, cambios estratigráficos en las Antillas y correlación con la orogénesis Severiana. Por último, la apertura del Atlántico Ecuatorial tuvo poco efecto en la dirección del movimiento relativo entre Norte y Suramérica (Pindell y Kennan, 2001).

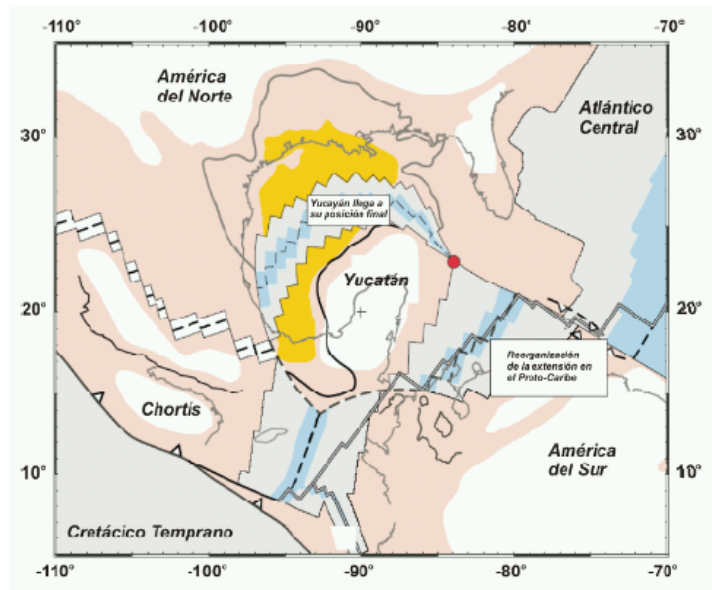


Figura 2.8. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Caloviense/Oxfordiense. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

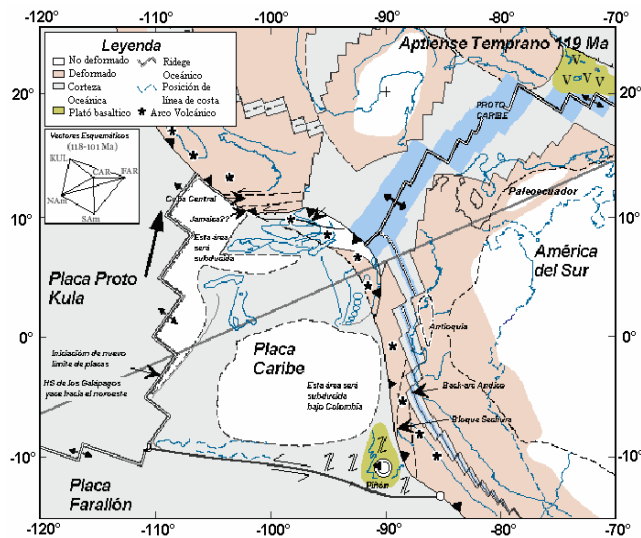


Figura 2.9. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Aptiense Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

En el Albiense (Figura 2.10), el avance relativo hacia el Este de la Placa Caribe conllevó al cierre del retroarco Andino y comienzo del levantamiento en la Cordillera Oriental de Ecuador, así como sedimentación clástica gruesa en cuencas

vecinas. Igualmente, Cuba Central comienza a migrar al Este respecto del Bloque de Chortis.

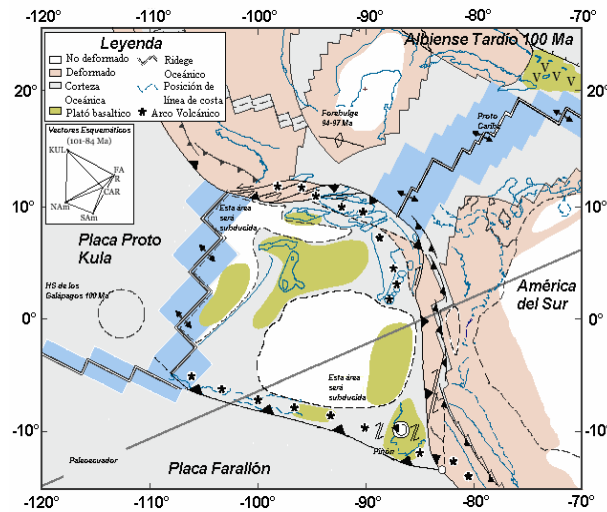


Figura 2.10. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Albiense Tardío. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

La migración en dirección Noreste relativa a Norteamérica de la Placa Caribe pudo haber sobrecorrido la corteza continental y oceánica cercana al límite Norte del retroarco Andino, generando terrenos metamórficos de alta presión y temperatura que pueden ser encontrados en la Isla de Margarita. Al Norte de Costa Rica se observa el centro de expansión Kula-Caribe intersectando el Bloque de Chortis, lo cual es consistente con la ausencia de vulcanismo en esa área durante el Cretácico.

Para el Campaniense (Figura 2.11), la tasa de divergencia en el Protocaribe disminuyó dramáticamente y el límite Suramérica – Caribe se volvió más compresivo, conllevando al enfriamiento debido a levantamientos en la Cordillera Central de Colombia y Ecuador, y a la acreción de terrenos oceánicos a los Andes Ecuatorianos (Pindell y Kennan, 2001). Asimismo, el Bloque de Chortis posiblemente empezó a migrar hacia el Este, encontrándose evidencias de este hecho en el Sur de México. La subducción en el Arco de Panamá – Costa Rica pudo haberse acelerado, generando entonces vulcanismo de arco. Este arco comienza a moverse hacia México y Chortis con la Placa Caribe hacia el Noreste.

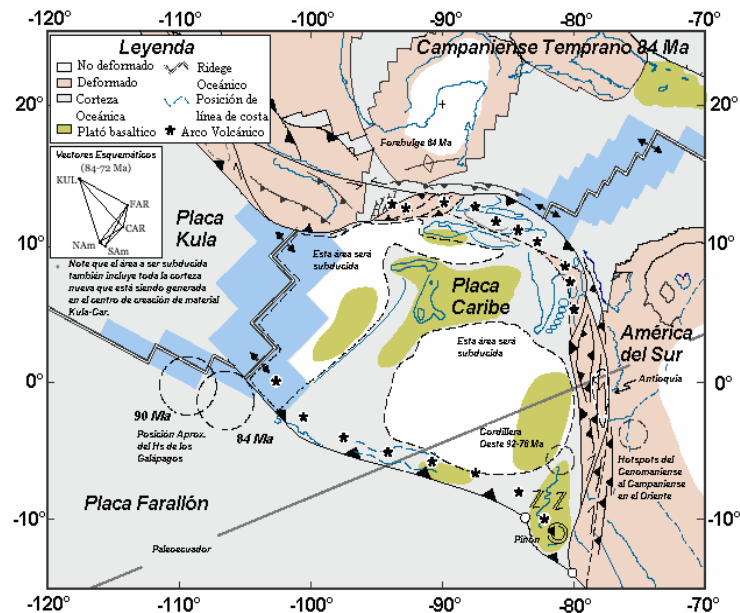


Figura 2.11. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Campaniense Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

Desde el Turoniense hasta el Maastrichtiense, se produjo vulcanismo asociado a puntos calientes de forma esporádica alrededor del Caribe. Estos eventos podrían tener relación con algún punto caliente (ahora subductado o extinto) que estuvo presente en la región Paleo-Caribe.

Durante el Maastrichtiense (Figura 2.12), la posición del Caribe está marcada al Norte por el desarrollo de la cuenca de antifosa “foredeep” de Segur, la acreción de Santa Cruz y otras ofiolitas. Su posición en el Sur está marcada por sobrecabalgamientos que afectan la Península de la Guajira en el nororiente de Colombia. El límite Este de la Placa Caribe se encuentra en el espacio libre entre Yucatán y la Guajira como una corteza proto-Caribe entrando al transecto del Gran Arco.

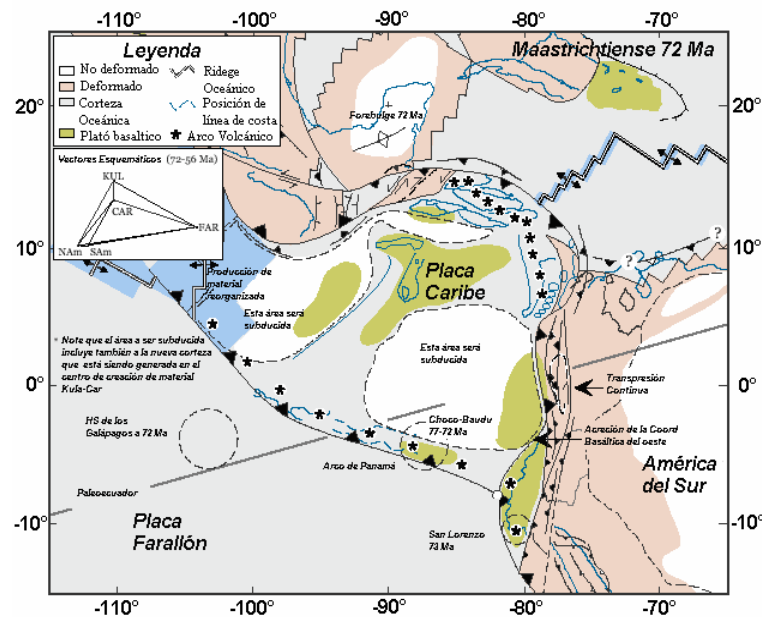


Figura 2.12. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Maastrichtiense. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

Igualmente, se produjo una subducción debido al movimiento en dirección NE entre el Bloque de Chortis y el Caribe, en dirección Noreste bajo Chortis Central y vulcanismo de arco extendido hasta Jamaica.

El movimiento Noreste del Caribe también tuvo efecto en la formación de cuencas pull-apart, así como la extensión y rotación de bloques jamaquinos antes o durante la acreción de sedimentos tectonizados de grado metamórfico de esquistos azules (Pindell y Kennan, 2001).

Terciario

El margen pasivo culmina en el Paleoceno Temprano (Figura 2.13) por el comienzo de la subducción del Protocaribe bajo Suramérica y comienza el levantamiento del Norte de la Serranía del Interior Central.

Asimismo, comienza a expandirse el Gran Arco del Caribe debido a la cantidad de espacio disponible, lo cual resultó en la creación de las cuencas de Yucatán y Grenada.

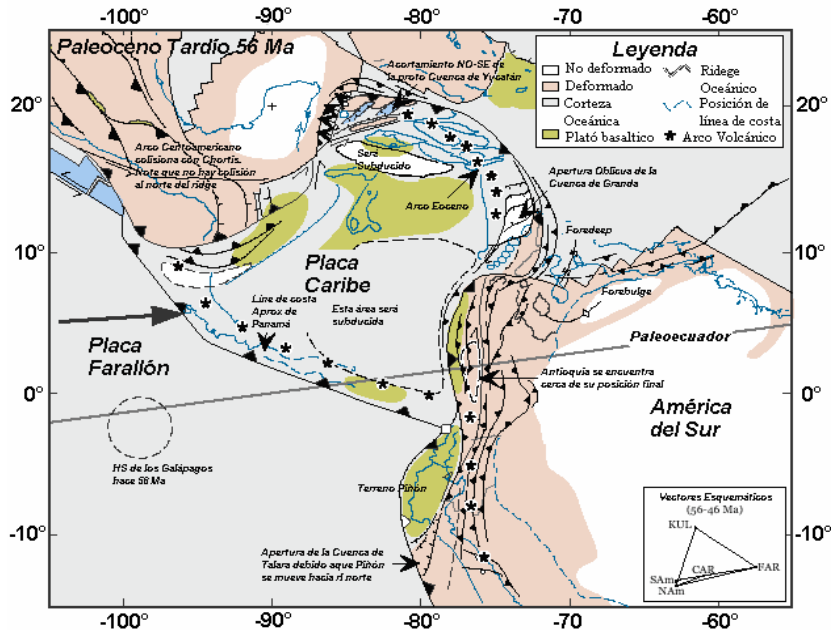


Figura 2.13 Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Paleoceno Tardío. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

La Figura 2.14 muestra que para el Eoceno Medio se produce el emplazamiento de las Napas de Lara. En el borde noroccidental de la Placa Caribe se acreciona el arco de Panamá-Costa Rica contra el Bloque de Chortis. En el Noroeste donde la convergencia de la placa fue ortogonal al arco, no hubo formación de cuenca de retroarco para este entonces. También en el Eoceno Medio cesa el magmatismo de arco en la Provincia Oriente, La Española y Puerto Rico e Islas Vírgenes como consecuencia de la colisión. Finalmente, el Bloque de Chortis efectivamente comienza a moverse como parte de la Placa Caribe y no existe más subducción debajo del Alto de Nicaragua (Pindell y Kennan, 2001).

La deriva hacia el Oeste de las Américas continua, ahora manifestada por la apertura de la Garganta Caimán. El movimiento relativo hacia el Este de la Placa

Caribe provocó la colisión diacrónica dextral oblicua en el Norte de Venezuela, donde el “forebulge”, la cuenca “foredeep” y el frente de corrimiento migraron desde el Oeste hacia el Este. En el Oeste de Venezuela la convergencia entre Suramérica y el Caribe es contrarrestado por la subducción plana del Caribe debajo del Bloque Maracaibo.

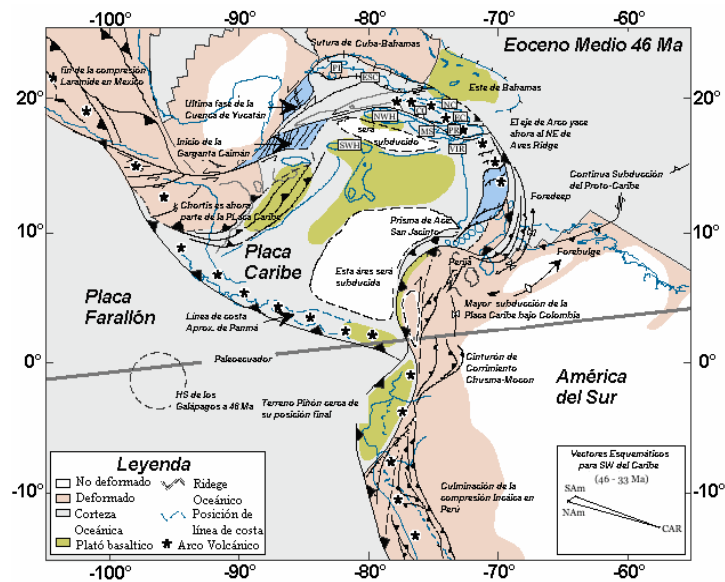


Figura 2.14. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Eoceno Medio. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

Para el Mioceno Temprano, la Garganta Caimán es ahora más larga. La colisión incipiente en Venezuela está ahora situada al Este de la Cuenca de Maturín. Durante el Mioceno Tardío (Figura 2.15), La Española continúa siendo transpresionada contra Bahamas.

El Bloque de Maracaibo y otros terrenos al Norte de los Andes son expulsados en dirección NE por la colisión del Arco de Panamá con la Cordillera Occidental de Colombia. Asimismo, se produce un cambio en el movimiento relativo de la Placa Caribe que genera posteriormente régimen transtensional en el margen Sureste de la misma.

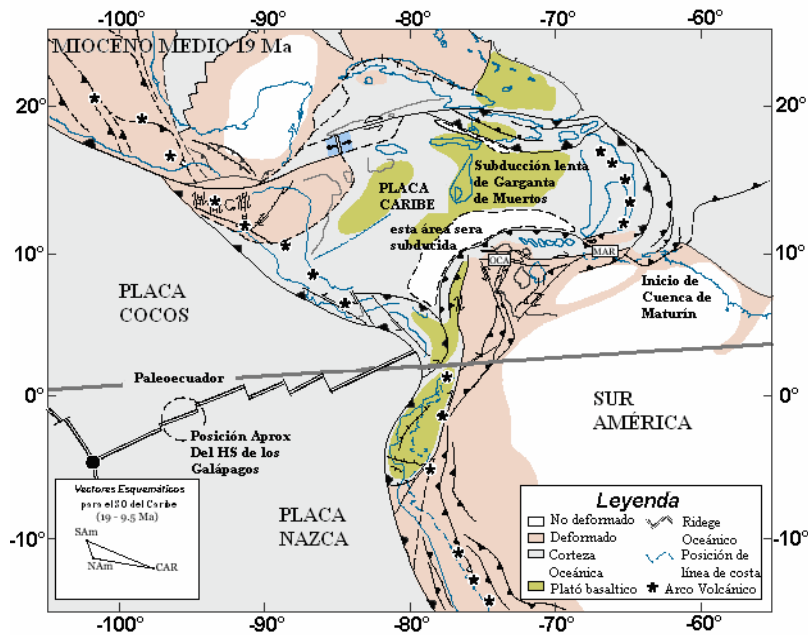


Figura 2.15. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Mioceno Medio. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

2.3.2 TEORÍA INTERAMERICANA

Jurásico

Para Meschede y Frisch (1998), en el Caloviense-Oxfordiense (Figura 2.16) los bloques continentales de Norteamérica, Suramérica y África, están aún muy cercanos. El eje de expansión NE-SW marca el inicio del proceso de ruptura entre Norte y Suramérica, extendiéndose hasta el Atlántico Central y hasta el eje de expansión entre la Placa de Farallón y la Placa de Phoenix. De igual manera, a partir de datos de paleolatitud, edades radiométricas y de radiolaritas, Meschede y Frisch proponen la formación del complejo de ofiolitas de Nicoya en una posición cercana a la interamericana. También otros complejos ofiolíticos fueron formados durante el Jurásico en Cuba, La Española, Puerto Rico y la Isla La Désirade y todos son considerados parte de la placa proto-Caribe.

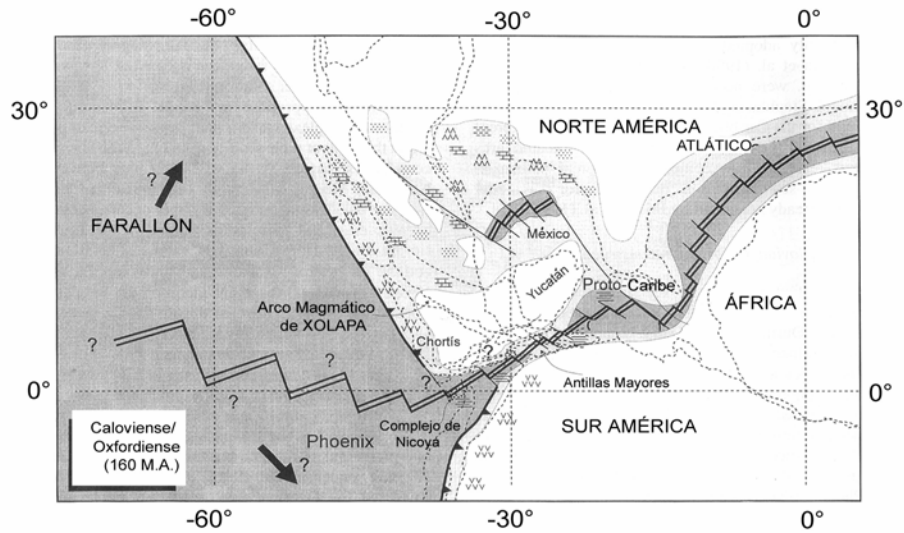


Figura 2.16. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Caloviense-Oxfordiense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Cretácico

Un número importante de anomalías magnéticas fueron detectadas por Ghosh et. al (1984) en la Cuenca de Venezuela. Estas son interpretadas como el resultado de la deformación debido al movimiento hacia el Este de la corteza Caribe, lo cual ocurrió subsecuentemente a la formación del plateau basáltico (Meschede y Frisch, 1998). Sin embargo, la expansión de las anomalías encontradas por Ghosh et al. (1984) terminó hace 127 Ma, mientras que la cinemática del movimiento de las placas sugiere que la expansión continuó hasta hace 100 Ma (Figura 2.17).

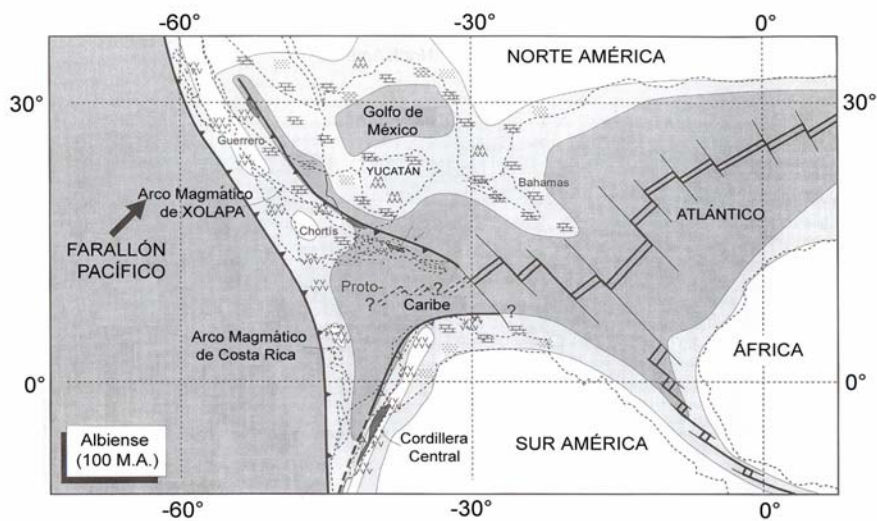


Figura 2.17. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Albiense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Durante el Albiense, Santoniense y probablemente hasta el Campaniense, ocurre un engrosamiento de la Placa Caribe, debido al plateau basáltico asociado con el evento de superpluma en el Cretácico Medio (Meschede y Frisch, 1998). Estudios isotópicos indican una gran similitud entre los basaltos del punto caliente de Galápagos y los del plateau basáltico.

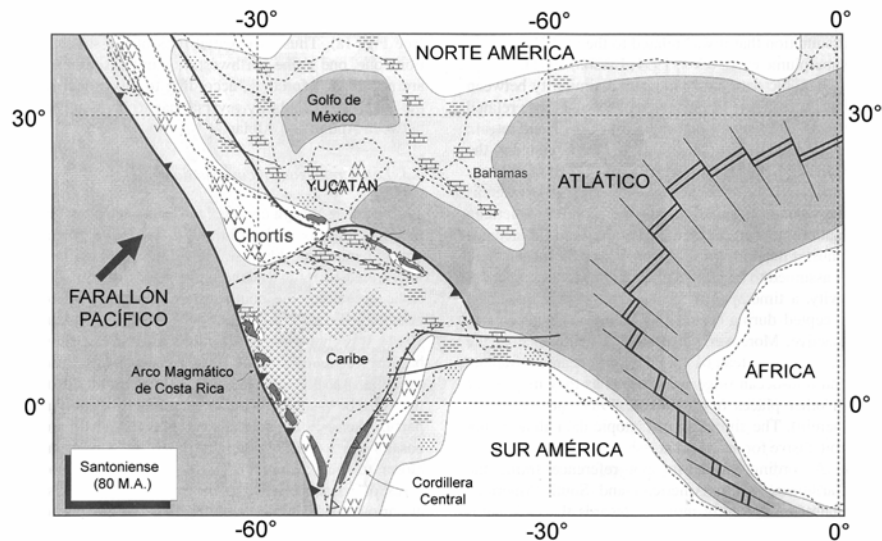


Figura 2.18. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Santoniense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Para el Santoniense (Figura 2.18) el plateau basáltico ocupa la mayor parte de la Placa Caribe. Asimismo, el engrosamiento de la placa junto con el comienzo de la expansión en el océano Sur-Atlántico son los responsables de la culminación de la expansión del piso oceánico en la región.

Para finales del Cretácico el arco de Cuba se movió relativamente a Norteamérica en dirección NE para cerrar un océano pequeño entre Cuba y la Plataforma de las Bahamas. Durante el Campaniense la placa de Farallón cambió su movimiento de dirección noreste a dirección Este, y el movimiento relativo entre Norte y Suramérica se volvió levemente convergente (Meschede y Frisch, 1998).

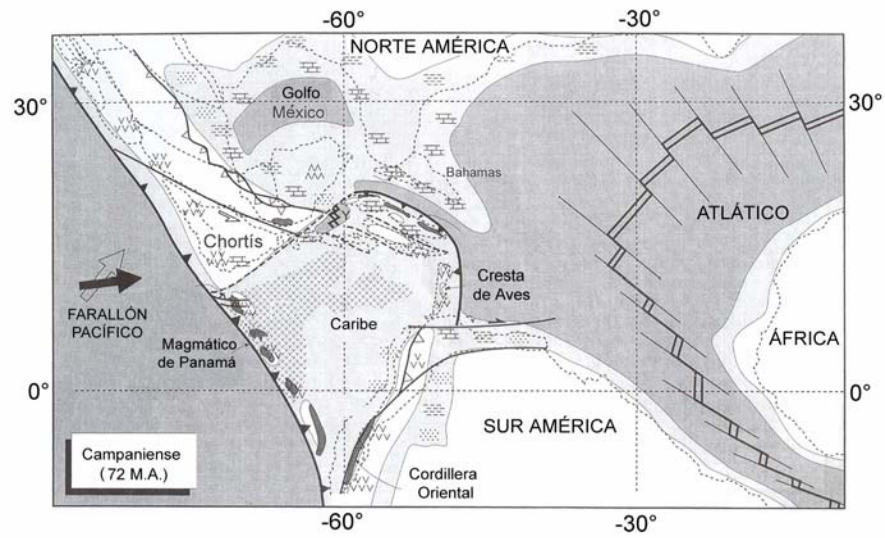


Figura 2.19. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Campaniense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Terciario

Según estos autores, el desplazamiento lateral a lo largo de todo el borde Norte de la Placa Caribe es de unos 1000 Km desde el Cretácico Tardío, lo cual es consistente con la geología regional. Debido al movimiento relativo de la Placa Caribe, la Garganta Caimán comienza su apertura y el Bloque Chortis inició su movimiento en conjunto con esta a lo largo de la zona de falla Motagua – Polochic.

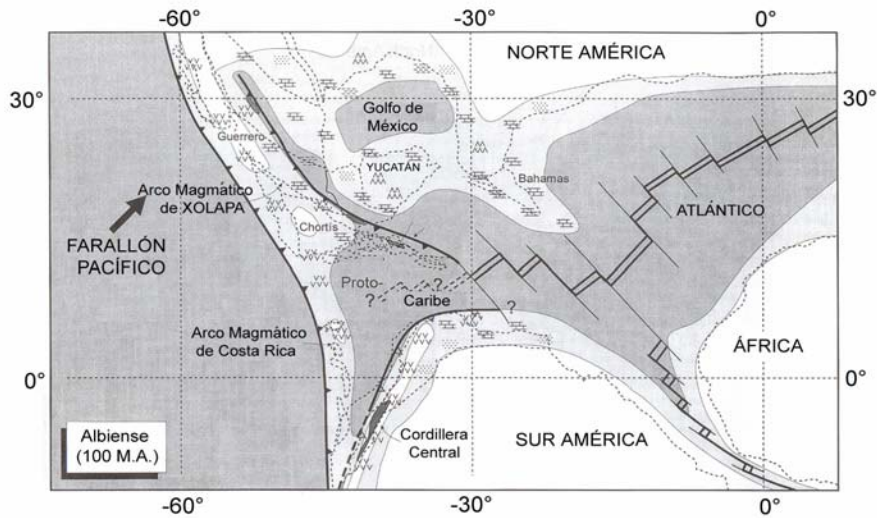


Figura 2.20. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Albiense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Para el Paleoceno, la colisión con la plataforma de Bahamas termina con la subducción debajo del arco de Cuba. Además, se produce un emplazamiento diacrónico de napas en el Norte de Venezuela. Para este mismo tiempo, la cuenca de Grenada fue abierta y conformó la separación entre las jóvenes Antillas holandesas y la vieja dorsal de Aves. La Cuenca de Grenada y Yucatán alcanzan su forma actual al final del Eoceno. Y finalmente durante el Mioceno (Figura 2.21), colisiona el arco de Panamá contra la Cordillera Occidental de Colombia.

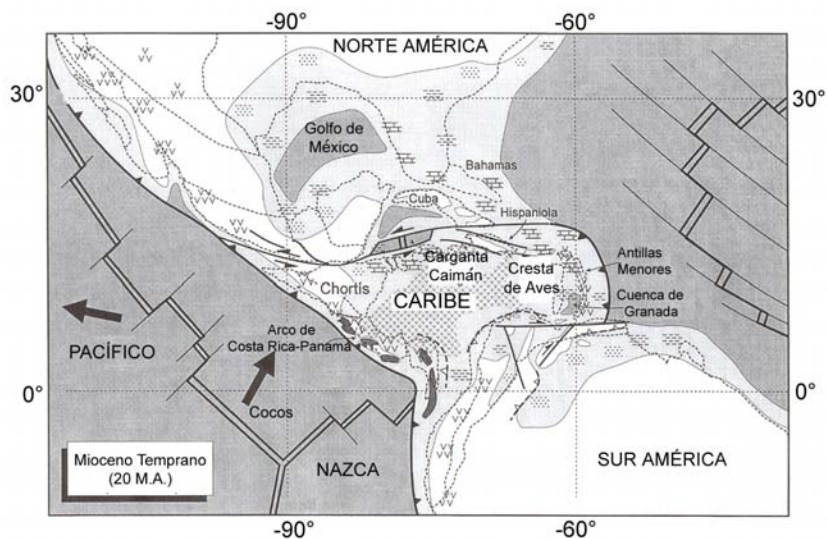


Figura 2.21. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Mioceno. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

2.3.3 NUEVAS PUBLICACIONES

Recientemente, James (2004) propuso una teoría para la evolución del Caribe, de naturaleza mucho más simple y directa, donde además aprovecha para argumentar en contra de las teorías del Pacífico propuestas hasta ahora (Pindell y Dewey, 1982; Bouysse, 1988; Pindell y Barret, 1990; y demás autores citados allí). De igual forma, afirma que toda la geología del Caribe puede ser sintetizada de forma simple y elegante a través de una teoría *in situ* entre Norte y Suramérica y que los modelos que derivan del Pacífico, invocan hot-spots y plumas del manto para explicar el

engrosamiento, cambio en la dirección de subducción y rotaciones de arcos y elementos continentales que son geoméricamente improbables e innecesariamente complejos.

Según esta teoría, en el Triásico-Jurásico (Figura 2.22) ocurrió rifting a lo largo de lineamientos que se convirtieron en los márgenes continentales del noroccidente de África, Este y Sur de Norteamérica y parte más septentrional de Suramérica e igualmente a lo largo de grabens dentro de las periferias continentales.

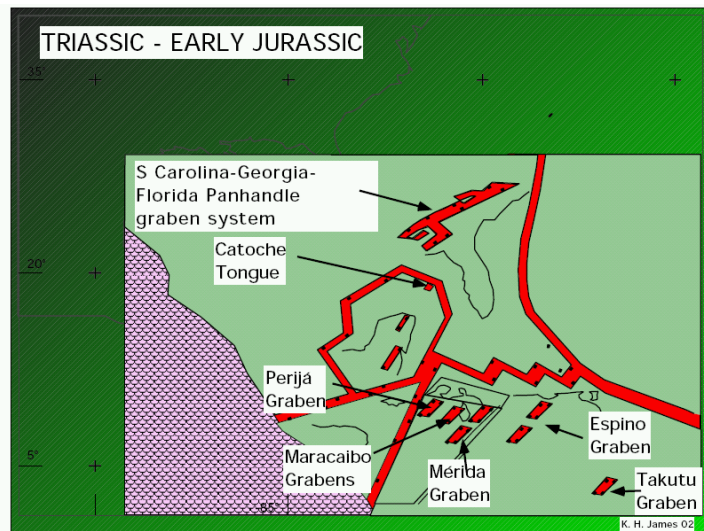


Figura 2.22. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Triásico – Jurásico Inferior. (Tomado de James, 2004)

A partir del Jurásico al Cretácico Temprano (Figura 2.23), Norteamérica derivó de Gondwana, dejando a Suramérica unida a África. Asimismo, el área entre Norte y Suramérica se fue extendiendo a través de fallas normales con tendencia NE, desarrollo de corteza tanto continental como oceánica. También fragmentos de corteza continental (Bloque Maya y Chortis) delimitaron la región occidental del Caribe.

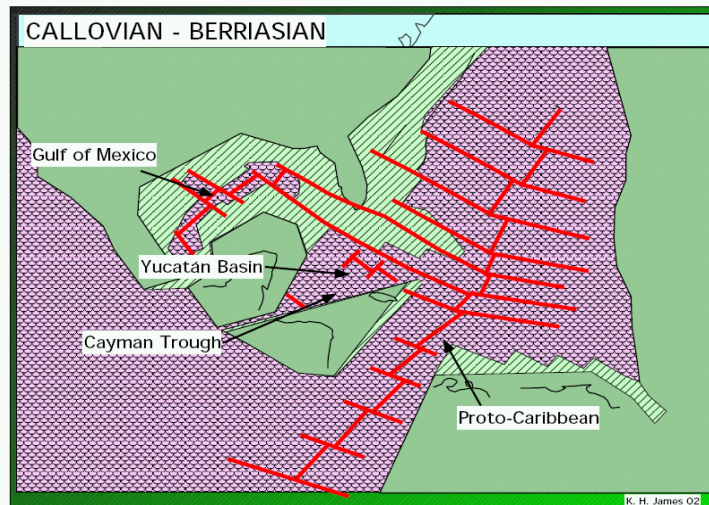


Figura 2.23. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Jurásico Superior – Cretácico Temprano. (Tomado de James, 2004)

En el Cretácico Temprano (Figura 2.24), se produjo la separación de Suramérica y África y la deriva hacia el Oeste. La definición de la Placa Caribe ocurrió conjuntamente con la expansión del piso oceánico y posterior movimiento del Atlántico y Pacífico. Las conjunciones triples en medio de Norte y Suramérica precedieron el cambio en los patrones de expansión.

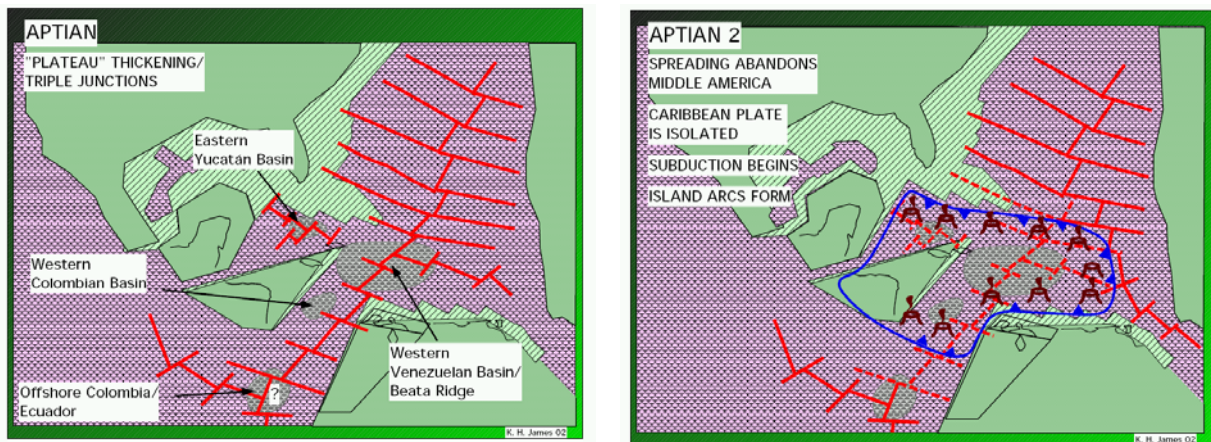


Figura 2.24. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Aptiense. (Tomado de James, 2004)

La expansión en el Atlántico y el Pacífico provocó la subducción de corteza oceánica normal por debajo del Caribe. La subducción asociada a arcos magmáticos inició en Centroamérica y en las Antillas Menores y la Placa Caribe asumió su identidad.

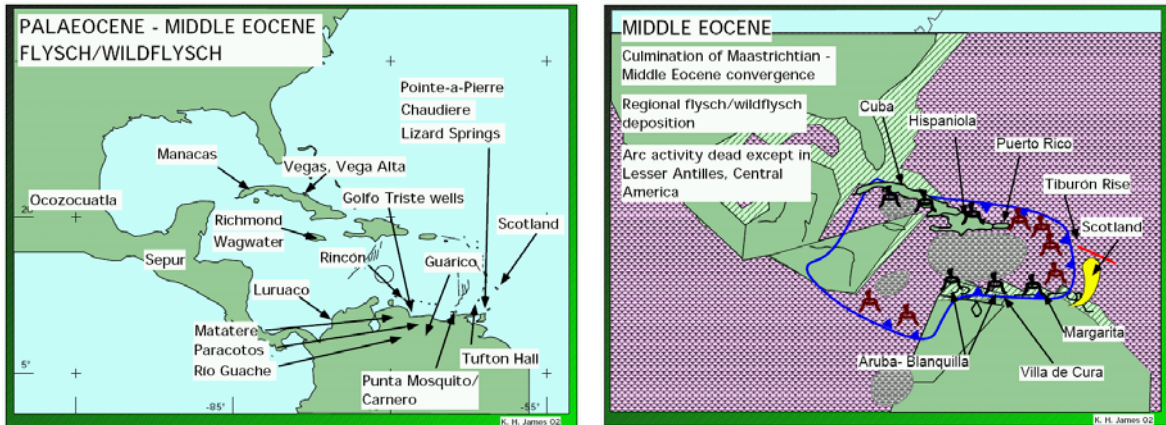


Figura 2.25. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Paleoceno – Eoceno Medio.
(Tomado de James, 2004)

La convergencia de edad Paleoceno - Eoceno Temprano (Figura 2.25) entre la corteza oceánica del Caribe y sus elementos circundantes trajo como consecuencia levantamientos orogénicos y sedimentación tipo “flysch” y “wild flysch” alrededor de los márgenes del Caribe. Del mismo modo, grandes porciones de corteza Caribe y material volcánico fue acoplado sobre el Oeste de las Antillas Mayores y a lo largo del margen septentrional de Suramérica (Napa de Villa de Cura y cadena de Islas Aruba – La Blanquilla).

A partir del Oligoceno hasta el Neógeno (Figura 2.26), ha ocurrido fallamiento transcurrente en los límites Norte y Sur de la Placa Caribe, mientras que la subducción y vulcanismo asociado está presente en los márgenes laterales.

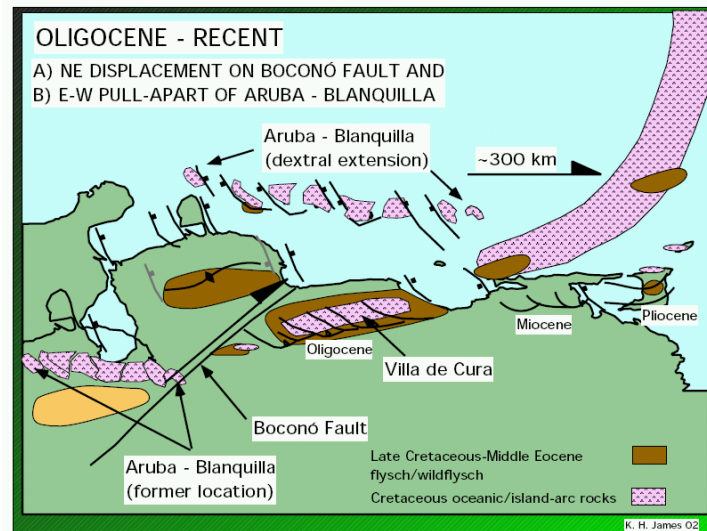


Figura 2.26. Reconstrucción de la evolución del Caribe para el Oligoceno - Reciente.
(Tomado de James, 2004)

2.4 DISCUSIÓN DE LOS MODELOS EXISTENTES.

Se presentaron los tres modelos de formación de la Placa Caribe más resaltantes publicados hasta ahora. Para 1990 y la década siguiente, el modelo pacífico era el estándar por excelencia, hasta que éste comenzó a mostrar inconsistencias en algunos de sus argumentos y por lo menos algunos de ellos empezaron a ser discutidos subsecuentemente por otros autores no partidarios.

De forma general, es conocido que el modelo del Pacífico asume que el origen del Caribe está asociado con el punto caliente de Galápagos durante el Cretácico Medio y seguidamente la Placa Caribe fue moviéndose a través de fallas de transurrencia mayores dentro de una cuenca Jurásica Proto-Caribe preexistente entre Norte y Suramérica. Y por otra parte, el modelo alternativo infiere una historia intraplaca del Caribe dentro de Norte y Suramérica como el resultado del movimiento preferencial hacia el Este debido a la expansión del Océano Atlántico durante el Jurásico.

No obstante, existen aspectos en ambos modelos (Pacífico y Alternativo) que aún no han sido aclarados convenientemente. El primer problema ha sido discutido arduamente durante los últimos años y está relacionado con el complejo de Nicoya. Aunque ambos modelos predijeron que el complejo estuvo cerca del Ecuador hace 80 Ma, el modelo Pacífico infiere que el complejo de Nicoya se generó dentro de la Placa Pacífico a una latitud cercana a los 40° S; de acuerdo con esto, el complejo tuvo que moverse cerca de 40° hacia el Norte durante el Cretácico Temprano para alcanzar la posición que tuvo durante el Cretácico Temprano. Sin embargo, las ofiolitas pertenecientes al complejo de Nicoya muestran solamente un movimiento de cerca de 10°.

Otra interrogante viene dada por el espacio disponible entre Norte y Suramérica durante el Mesozoico. Los partidarios de la teoría de formación en el Pacífico asumieron que no había suficiente espacio entre Norte y Suramérica para la creación de la Placa in situ. Pero, datos del Hauteriviense deducen que efectivamente si había suficiente espacio para una cuenca océano de aproximadamente 120 x 150 Km, asumiendo tasas de expansión de cerca de 0.4 a 0.5 cm por año.

Asimismo, el modelo Pacífico asocia el engrosamiento de la corteza oceánica a la actividad del punto caliente de Galápagos. A pesar de esto, las rocas más antiguas encontradas en el punto caliente de Galápagos parecieran ser de edad Mioceno, mientras que las rocas más jóvenes de la Placa Caribe son del Cretácico Tardío. Si esto es así, entonces el punto caliente debió haber estado inactivo durante 40 o 50 Ma.

También la existencia del Arco de Costa Rica – Panamá para el Albiense no puede ser explicado por el modelo Pacífico.

El mayor problema radica en que tampoco el modelo alternativo puede explicar el engrosamiento de la corteza oceánica. No hay reportes claro de cómo se formó ni de los procesos involucrados. El modelo Pacífico da una explicación para este problema; sin embargo, si esto realmente está vinculado al punto caliente de

Galápagos tiene que ser estudiado más en profundidad. Asimismo, investigaciones geoquímicas hechas, así como datos paleomagnéticos contradicen a la teoría de formación del Caribe dentro de la placa Pacífica.

Finalmente, existe consenso general al considerar un movimiento relativo hacia el Este de la Placa Caribe; siendo la falla de Motagua-Polochic (límite Norte de la Placa) la responsable de acomodar la mayoría del desplazamiento. Por otro lado, en el límite Sur de la Placa, movimientos transcurrentes y corrimientos han marcado este límite, causando la destrucción de datos geológicos que podrían ser de gran importancia.

La última teoría planteada por James (2003) para explicar el origen y evolución del Caribe, presenta un modelo de naturaleza extremadamente simplista y que deja muchos aspectos primordiales fuera de contexto, tales como la rotación de bloques, cambios en la polaridad de subducción y los grandes desplazamientos transcurrentes de las placas y por lo tanto, no es considerada por el autor como teoría sólida.

Habiendo discutido estos elementos, no es posible definir una única teoría que explique de manera satisfactoria todos los eventos relacionados con la formación de la Placa Caribe, para ello muchos más estudios son necesarios.

2.5 SUBDUCCIÓN DE LA PLACA CARIBE: ¿FICCIÓN O REALIDAD?

La primera evidencia es referente al Cinturón Deformado del Caribe Sur, que está compuesto por una secuencia espesa de sedimentos que han sido deformados y presentan características típicas de un complejo acrecionario (Ladd et al., 1990), por lo cual se propuso como un prisma de acreción asociado a la subducción o infracorrimiento de la Placa Caribe bajo la Placa Suramericana en el Oeste de Venezuela (Silver et al., 1975; Ladd et al., 1984; Kellog y Bonini, 1982).

Asimismo, se presentan dos estudios de distribución de hipocéntricos de eventos sísmicos ocurridos en la Cuenca de Venezuela y de Colombia. Primeramente, Kellog y Bonini (1982) proponen posteriormente una subducción de ángulo bajo (30°) y Orihuela y Cuevas (1993) demuestran que existe un infracorrimiento incipiente de polaridad Sur.

La colisión del Arco de Panamá contra Suramérica occidental es responsable de la subducción de la Placa Caribe por debajo de Colombia y al Norte de las Antillas Holandesas, donde una subducción plana oceánica, joven, sin eventos magmáticos y con buzamiento al Sur ha sido formada en los últimos 5 Ma (Audemard, 1993,1997; Audemard y Giraldo, 1997; Audemard y Audemard, 2002), la cual fue propuesta además por Van Der Hilst (1994), a partir de un estudio de tomografía sísmica, donde concluye que existe la presencia de dos láminas subductantes por debajo de Suramérica (Placa Caribe y Placa Nazca), prolongándose varias centenas de kilómetros en profundidad (Figura 2.27).

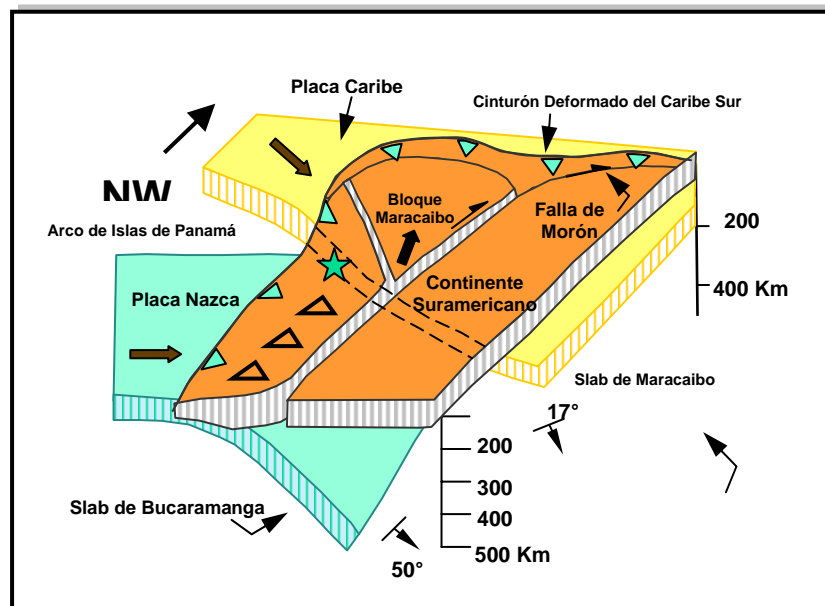


Figura 2.27 Geometría y extensión del "Slab" de subducción. (Modificado de Van der Hilst y Mann, 1994).

Por otro lado, estudios más recientes no han logrado demostrar de manera firme la presencia de la lámina de subducción, dado que los resultados obtenidos por estos estudios a lo largo del Norte de Venezuela no han sido concluyentes. Ughi et al. (2004) presenta dos modelos gravimétricos correspondientes a dos perfiles N-S sobre los meridianos 66°W y 67°W respectivamente, así como los correspondientes modelos por flexión de placas, logrando el ajuste de la respuesta gravimétrica e isostática sin considerar la presencia de un slab de subducción (Figura 2.28).

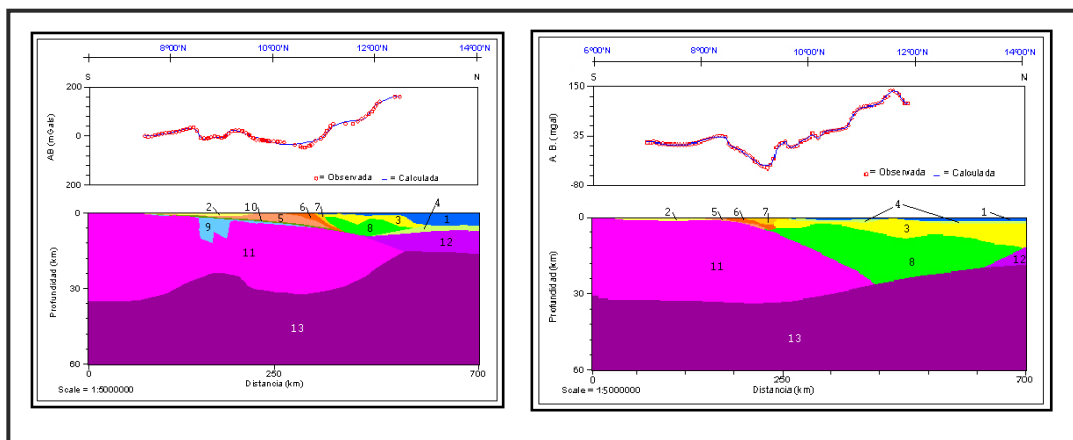


Figura 2.28. Modelado gravimétrico para los perfiles 66°W y 67°W respectivamente. (Tomado de Ughi et al., 2004).

En la misma zona (Región Central de Venezuela), Vieira (2005) realiza un estudio sísmico – gravimétrico y propone dos modelos gravimétricos donde nuevamente no se advierte la existencia de alguna subducción ni siquiera de tipo incipiente en la zona (Figura 2.29).

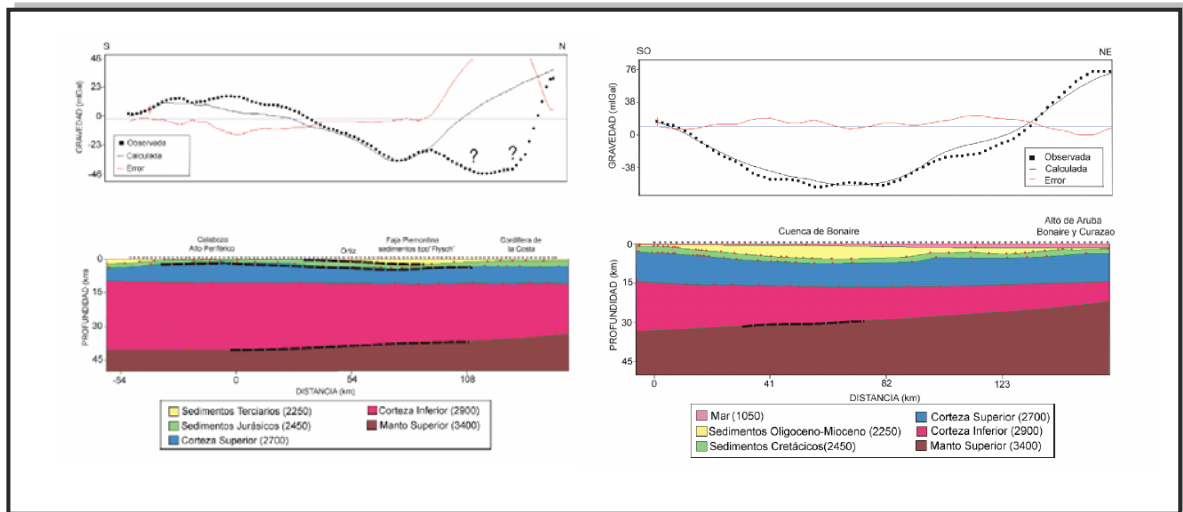


Figura 2.29 Perfiles gravimétricos realizados a partir de los perfiles sísmicos. (Tomado de Vieira, 2005).

Contrariamente, Bezada (2005) realiza un estudio en el occidente de Venezuela y genera a partir de perfiles sísmicos, la sección mostrada en la Figura 2.30, donde es apreciable que existe subducción de la placa Caribe por debajo de la Placa Suramericana.

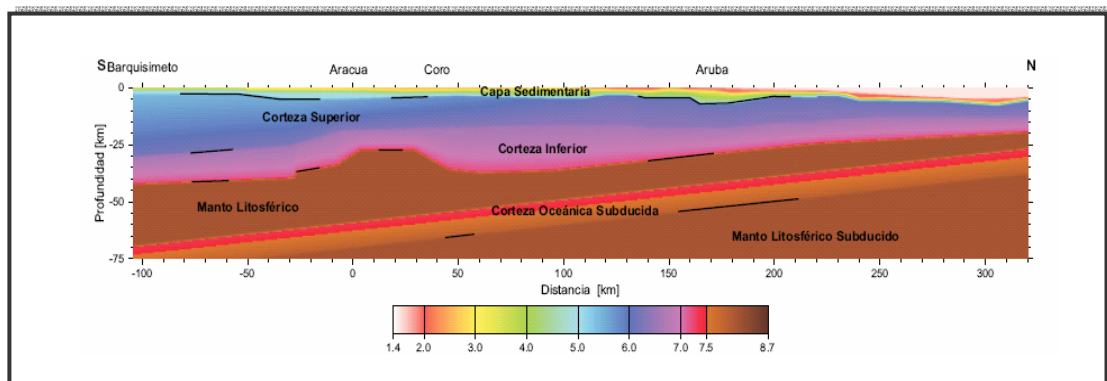


Figura 2.30 Modelos de velocidades de onda P obtenidos a partir de un perfil sísmicos N-S, donde se exhibe el carácter incipiente de la lámina de subducción en el occidente de Venezuela. (Tomado de Bezada, 2005).

Asimismo, Bezada (2005) incluye una sección modificada (Figura 2.31) de Kellog y Bonini (1982), donde se muestra la ubicación en profundidad de hipocentros correspondientes a eventos ocurridos en el Bloque Santa Marta a lo largo de la Cuenca de Colombia y la Cuenca de Maracaibo. Estos sismos pueden entonces

alcanzar según esta imagen, profundidades de cerca de 200 Km en la zona occidental de Venezuela.

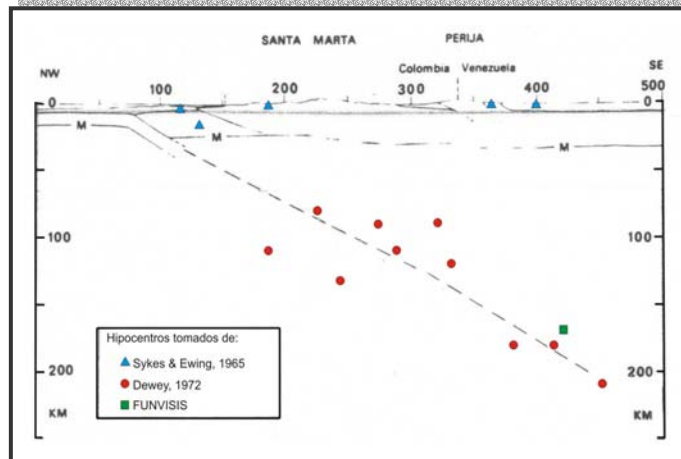


Figura 2.31 Ubicación en profundidad de hipocentros debajo del Bloque Santa Marta, desde la Cuenca de Colombia hasta la Cuenca de Maracaibo. (Tomado de Bezada, 2005)

Rodríguez y Sousa (2003), quienes también realizaron estudios en el noroccidente de Venezuela específicamente en la región de Falcón, a partir del análisis de varios modelos con diferentes profundidades de láminas de subducción, presentan las dos configuraciones que ellos consideran como las mejores alternativas a la hora de caracterizar esta subducción y son los mostrados en la Figura 2.32. Estos modelos contemplan la presencia del Bloque Bonaire pero se diferencian en el comportamiento del slab en profundidad, siendo el de subducción somera el que mejor ajusta la respuesta gravimétrica.

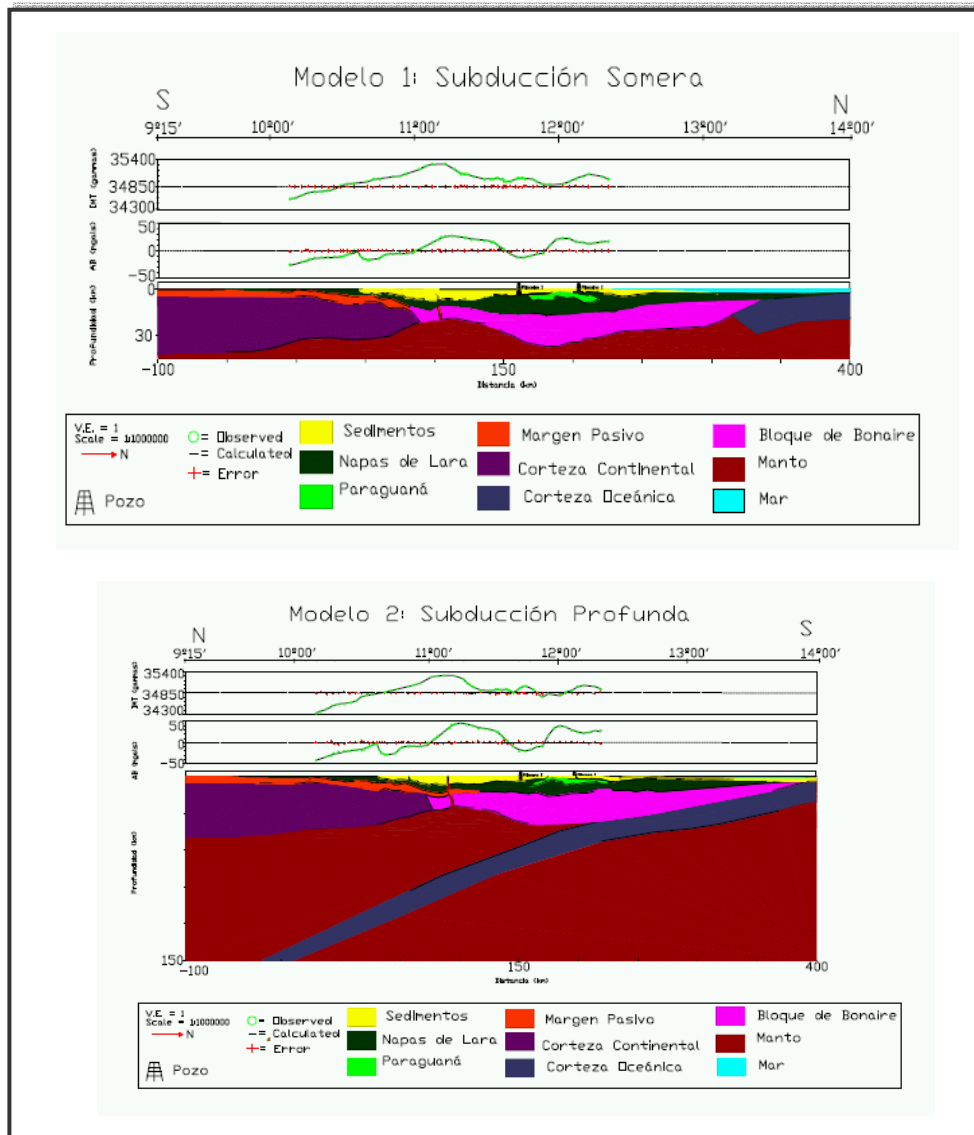


Figura 2.32 Modelado gravimétrico – magnético con slab de subducción somera y profunda respectivamente. (Tomado de Rodríguez y Sousa, 2003).

Por último, Quijada (2006) partiendo de un estudio de inversión gravimétrica presenta un modelo correspondiente a un perfil N-S en el noroccidente de Venezuela, donde se observa claramente el contraste de densidad entre la corteza y el manto, y hacia el Norte, por debajo de la superficie de Moho se aprecia una capa de menor densidad, que asocia a una subducción (Figura 2.33).

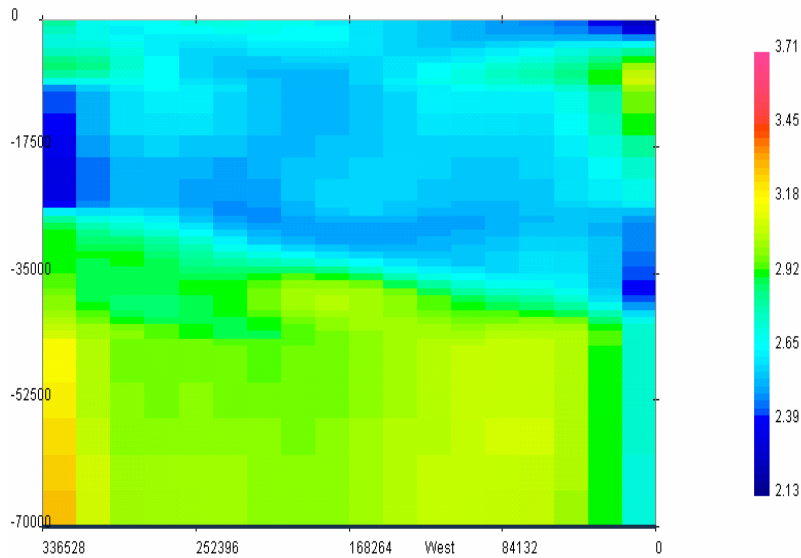


Figura 2.33. Secciones de densidad a lo largo de los perfiles seleccionados en dirección Norte-Sur. (Tomado de Quijada, 2006).

2.6 EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA DEL MARGEN NORTE DE LA PLACA SURAMERICANA.

El conocimiento de la evolución geológica del Norte de Suramérica ha sido desarrollado considerablemente en las últimas décadas inspirado por la existencia de grandes depósitos de hidrocarburos. Este margen tiene sus orígenes en el Triásico Tardío cuando el supercontinente Pangea se fragmentó trayendo como consecuencia la deriva de Norteamérica con respecto a Suramérica y además, generó un margen continental pasivo tipo Atlántico. La interacción entre las Placas Caribe y Suramérica además, es responsable de la fisonomía característica del territorio venezolano, la cual se ha venido estableciendo desde el Eoceno hasta la actualidad.

2.6.1 PRECÁMBRICO

Las rocas Precámbricas en Venezuela afloran en la mayoría de los cinturones montañosos, en el Escudo de Guayana o Macizo Guayanés y también constituyen parte del basamento de las cuencas sedimentarias al Sur de la Falla de Apure. (Feo

Codecido et al., 1984; Yoris y Ostos, 1997), siendo éstos dos últimos los cuerpos considerados como autóctonos.

Por otra parte, para el Paleozoico Temprano se inició la adhesión de terrenos alóctonos a Suramérica, que afloran en las cercanías de las ciudades de Mérida y San Cristóbal en el occidente de Venezuela. Durante la Orogénesis Herciniana (385-245 Ma) nuevos terrenos fueron adjuntados a Suramérica (Granitos de la Sierra Nevada y Macizos de Santa Marta). Finalmente, para el Maastrichiense se produjo la última colisión a lo largo del noroccidente de Suramérica (Ostos et al., 2004 y demás autores citados); dentro de este alóctono se han reconocido rocas de edad precámbrica en los alrededores de Caracas y al Sur de Valencia (Ostos 1990).

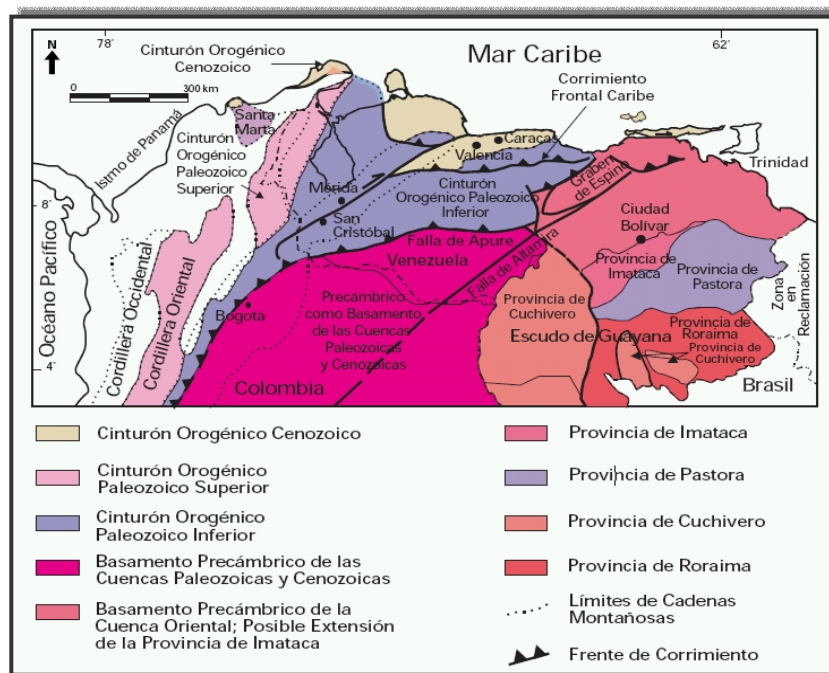


Fig. 2.34 Mapa de distribución de terrenos Precámbricos en el Norte de Suramérica. (Tomado de la WEC, 1977).

2.6.2 PALEOZOICO

Las rocas de edad Paleozoica autóctonas son representadas por el subsuelo de las Cuencas Oriental y Barinas-Apure, al Sur de la Falla de Apure (Feo Codecido et

al., 1984); siendo éstas principalmente tipo "Capas Rojas" y particularmente pueden ser encontradas en las Formaciones Hato Viejo y Carrizal (Ostos et al. 2004).

Del Paleozoico Temprano se reconocen rocas ígneas graníticas y secuencias sedimentarias carbonáticas en los Andes de Mérida y rocas metasedimentarias en el subsuelo del Lago de Maracaibo de edad Ordovícico (Feo Codecido et al., 1984). También en la Sierra de Perijá, afloran terrenos alóctonos de edad Devónica, adjuntados a Suramérica durante el Paleozoico Superior (González de Juana et al., 1980; Kellogg, 1984; Ostos et al., 2005).

Además, El Baúl y el subsuelo de las Cuencas Oriental, Barinas-Apure y Maracaibo exhiben rocas graníticas producto de la subducción al Norte de la Placa Suramericana. Las secuencias sedimentarias del cinturón adosado incluyen rocas de edad Carbonífero y Pérmico tanto en la Sierra de Perijá como en los Andes (Bowen, 1972; González de Juana et al., 1980).

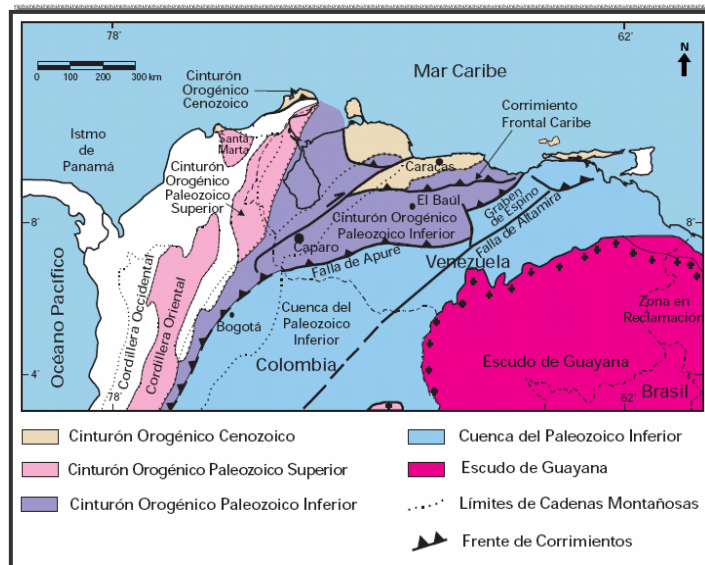


Figura 2.35 Ubicación geográfica y extensión de los terrenos paleozoicos en Venezuela. (Tomado de WEC, 1997).

El último de los terrenos alóctonos suturados al Norte de Suramérica es parte del Sistema Montañoso del Caribe (desde la Península Goajira hasta Paria) donde pueden ser observadas rocas del Devónico y hasta el Pérmico (Urbani, 1982; Bellizia, 1985; Yoris y Ostos, 1997, Ostos et al., 2005; entre otros).

2.6.3 MESOZOICO

No se han encontrado evidencias directas o concretas de la presencia de rocas Triásicas en Venezuela. Las rocas Volcánicas de La Ge en Perijá y las Volcánicas de Guacamayas en El Baúl corresponden al Jurásico Temprano (208-181 Ma), las cuales anteceden a la sedimentación de capas rojas pertenecientes a la Formación La Quinta.

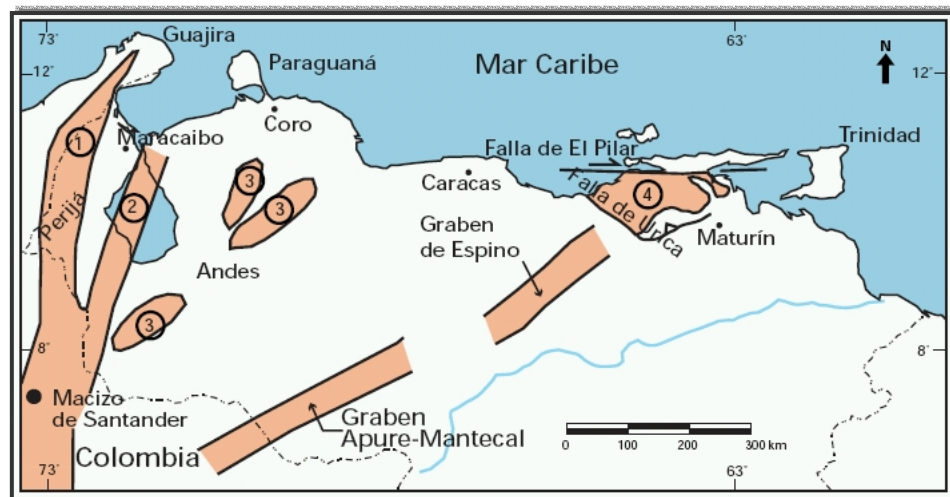


Figura 2.36. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela (Tomado de WEC, 1997).

La divergencia del continente Suramericano de Pangea generó un proceso de adelgazamiento cortical, lo cual consecuentemente produjo la ruptura de la corteza paleozoica del Norte de Suramérica, influyendo de forma sustancial en la evolución de las cuencas sedimentarias venezolanas (Ostos et al., 2005). La apertura del Proto-Caribe estimuló el desarrollo de varios grábenes de tendencia Noreste, tales como el de Apure-Mantecal y Espino (Feo Codecido et al., 1984), los Andes y Perijá (Audemard, 1991), y el graben del Lago de Maracaibo (Audemard, 1991; Lugo y

Mann, 1995), los cuales fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales tipo "capas rojas", volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de ambientes marinos someros (Feo Codecido et al., 1984).

Asimismo, rocas metamórficas en la Península de Araya – Paria al Este de Venezuela parecen también ser de edad Jurásica (González de Juana et al., 1980; Ostos et al., 2005).

En el noroccidente de Suramérica, la sedimentación fue inicialmente controlada por los grábenes jurásicos, lo cual puede observarse en la variación de espesores de los clásticos arenosos de la Formación Río Negro en el occidente y Formación Barranquín en el oriente (Ostos et al, 2005).

Para el Albiense – Aptiense, un extenso mar epicontinental transgredió sobre Venezuela Occidental depositando los sedimentos calcáreos del Grupo Cogollo. En Venezuela Central hay evidencias de una plataforma carbonática del Cretácico Inferior (Caliza de Macaira) en el frente de corrimientos del Norte del Estado Guárico (Beck y Furrer, 1977).

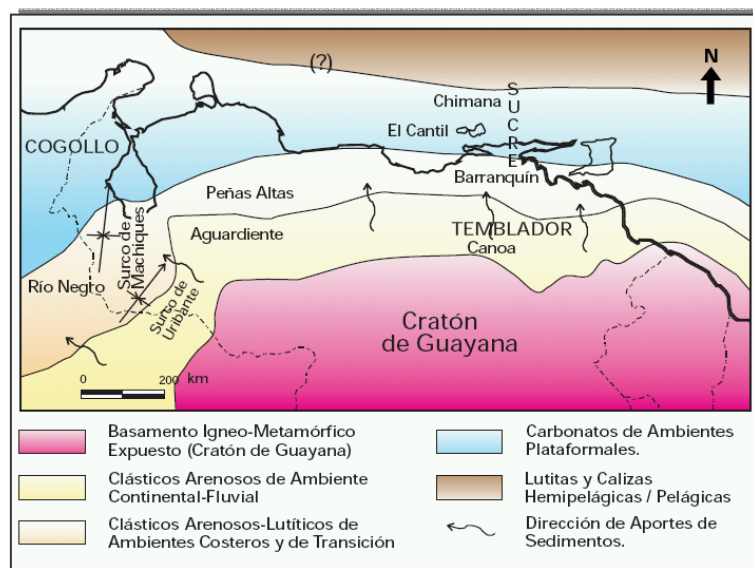


Figura 2.37. Distribución de las facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Inferior al Norte del Cratón de Guayana. (Tomado de WEC, 1997).

La tectónica y los factores paleoclimáticos fueron los aspectos más resaltantes que influyeron la sedimentación durante el Albiense a lo largo del Norte de la Placa Suramericana. En el caso del occidente de Venezuela, las cuencas del Cretácico Inferior pudieron haber sido reactivadas por fallas normales pre-Cretácicas, debido a la colisión de la Placa Nazca con el occidente de Colombia.

Para el final del Albiense se inició una transgresión de manera diacrónica en dirección Este – Oeste, llegando a cubrir parte del Sur del país. Este evento concuerda con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Superior, el cual fue responsable de la sedimentación de calizas, lutitas y ftanitas (chert) ricas en materia orgánica (Formaciones Querecual – San Antonio, Mucaria, Navay y La Luna) (Ostos et al., 2005).

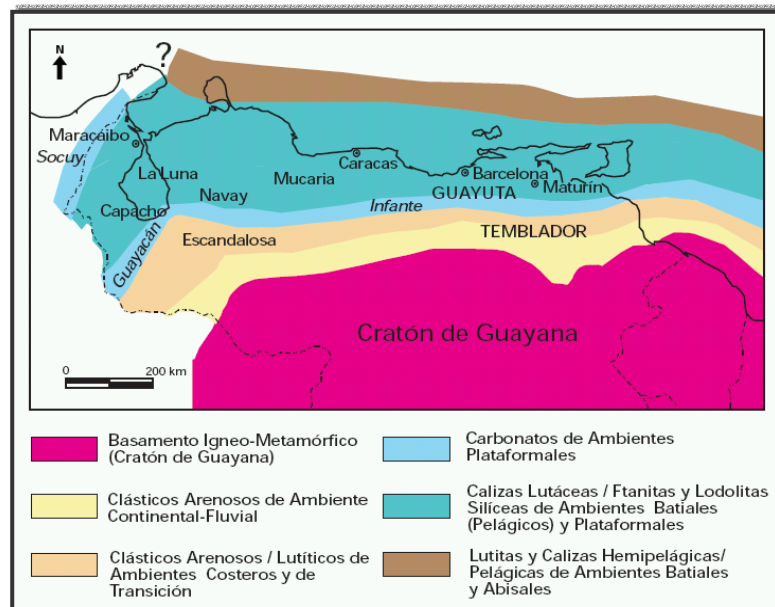


Figura 2.38. Distribución de las facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Superior (Cenomaniense – Campaniense) (Tomado de WEC, 1997).

Este periodo se caracterizó por máximos transgresivos y ausencia de oxígeno (anoxia), llegando a fomentarse las condiciones necesarias para la formación de hidrocarburos. Estimaciones realizadas proponen que el máximo de anoxia ocurrió entre el Turoniense y el Santoniense (Erlich et al., 1999). Bajo este mismo contexto,

las Formaciones La Luna (cuyo espesor oscila entre los 50 y 300 m), Navay (que alcanza cerca de 600 m en el flanco Surandino) y Querecual representan las rocas productoras por excelencia en las cuencas petrolíferas venezolanas (Ostos et al., 2004).

El Cretácico Tardío en Venezuela finaliza durante el Maastrichtiense con unidades regresivas respecto a los ambientes más profundos de la roca madre (Ostos et al., 2005).

2.6.4 CENOZOICO

Para el Cretácico Tardío y Paleoceno Inferior, la sedimentación en Venezuela Occidental estuvo influenciada por la colisión de la Placa de Nazca contra el Occidente Colombiano (Stephan, 1977; Burke et al., 1984; Beck, 1985; Lugo y Mann, 1995; Yoris y Ostos, 1977; Pindell et al., 1998; entre otros).

Dado que la Placa Caribe y el frente de deformación asociado migraban en dirección W-E, éste generó gradualmente depocentros más jóvenes hacia el Este, siendo el depocentro de Perijá el primero en formarse.

De igual manera, la colisión oblicua del Arco de las Antillas Menores contra la Placa Suramericana (Duncan y Hargraves, 1984; Lugo y Mann, 1995; Pindell y Tabbutt, 1995) produjo desde el Paleoceno al Eoceno, la generación de napas con vergencia hacia el Sur y Sureste, con la correspondiente formación de cuencas antepaís y controlando la sedimentación de Formaciones como Trujillo y Morán, de carácter turbidítico (Ostos et al., 2005).

Durante el Eoceno, existió un marco sedimentario complejo en el Lago de Maracaibo, y la evolución de la cuenca fue fuertemente controlada por rasgos tectónicos como el Cinturón de Perijá y las Napas de Lara.

Para el caso de Venezuela Norcentral, las rocas sedimentarias de edad Paleoceno pertenecientes a la Formación Guárico pueden ser posiblemente parte del prisma de acreción que se formó en frente del Arco de las Antillas, precediendo a los Surcos diacrónicamente migrados hacia el Sur y Este del borde Norte de la Placa Suramericana entre el Paleógeno y el Neógeno (Ostos et al., 2005).

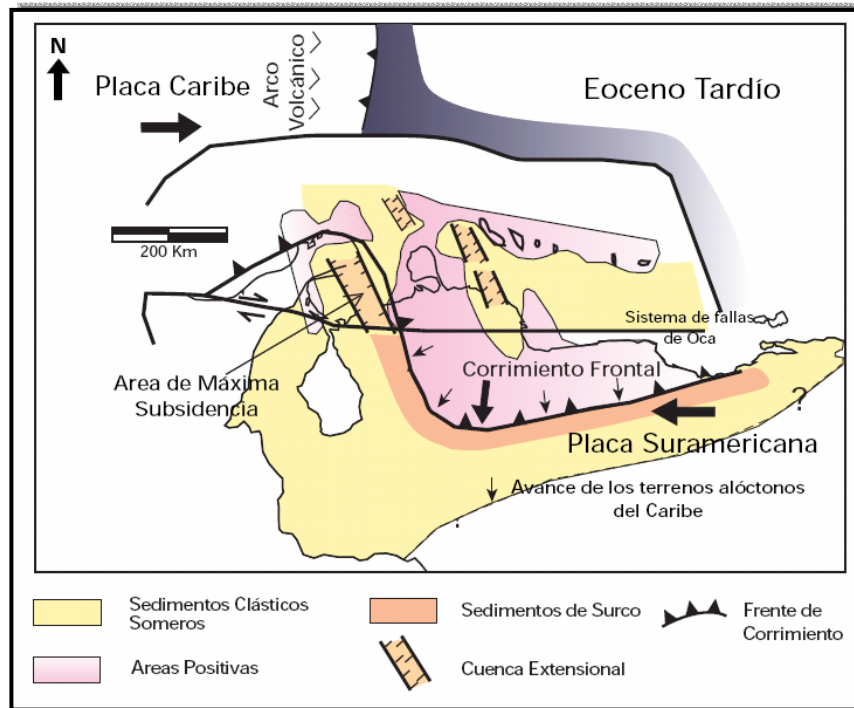


Figura 2.39. Generación de cuencas extensionales asociadas a la transcurrencia Caribe - Suramérica (Tomado de WEC, 1997).

Alternativamente, el Surco o “foredeep” de Garrapata – Guárico puede ser el resultado del emplazamiento del Cinturón de Villa de Cura durante el Maastrichtiense – Paleoceno. Por otro lado, la Formación Paracotos parece haber sido depositada en el “forearc/foredeep” asociado al arco de Tiara (Navarro et al., 1988), y luego posiblemente durante el Maastrichtiense fue relacionado con el emplazamiento del bloque de Villa de Cura (Yoris, 1992).

Progresivamente, al moverse la Placa Caribe hacia el Este, los frentes de corrimientos se movían hacia el Sur y Sureste, y el peso de las napas produjo la

consecuente flexión de la litosfera en la cual fueron depositadas secuencias clásticas arenosas diacrónicas de la Formación La Pascua.

Se cree que la influencia de la colisión oblicua de la Placa Caribe sobre la sedimentación en el Este haya comenzado en el Eoceno Medio y se haya desarrollado en los márgenes de los Surcos localizados al Norte de Venezuela, siendo las Formaciones Peñas Blancas, Punta Carnero y el Miembro Tinajitas de la Formación Caratas, las más representativas de este evento (Ostos et al., 2005).

Por otra parte, la Cuenca de Falcón alcanzó su máximo desarrollo y profundización durante el Oligoceno Superior asociado con adelgazamiento cortical relacionado con el emplazamiento de basaltos alcalinos y su sedimentación viene controlada por un marco tectónico caracterizado por la generación de cuencas extensionales relacionadas con la transcurrancia observada en el Norte y al paso de la Placa Caribe en dirección este (Muessing, 1984). Dicho marco tectónico es diferente al presente en las cuencas del Lago de Maracaibo, Barinas-Apure y la Cuenca Oriental (Ostos et al., 2005).

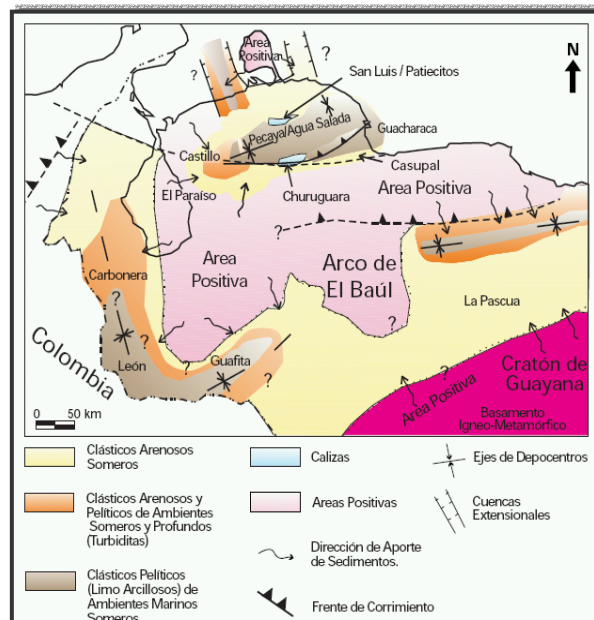


Figura 2.40. Sedimentación en Venezuela Occidental durante el Oligoceno (Tomado de WEC, 1997).

El panorama regional sedimentario estuvo caracterizado por eventos orogénicos importantes, como Los Andes, Perijá y el Cinturón Montañoso del Caribe, en respuesta a eventos tectónicos relacionados con la colisión del Arco de Panamá y la Placa Caribe contra Suramérica.

Durante finales del Oligoceno y principios del Mioceno, se formaron la Cuenca de Falcón (parte septentrional), la Cuenca de Maracaibo, la Andina y las cuencas antepaís caribeñas.

Para el Plioceno, el cinturón de la Cordillera de la Costa fue adosado a todo el margen venezolano y el levantamiento de los Andes resultó en la sedimentación de depósitos de molasa (Grupo Guayabo; Formaciones La Villa, La Puerta y El Milagro), los cuales llegan a alcanzar los 5 kilómetros, siendo el Grupo El Fausto la unidad molásica equivalente en la Sierra de Perijá.

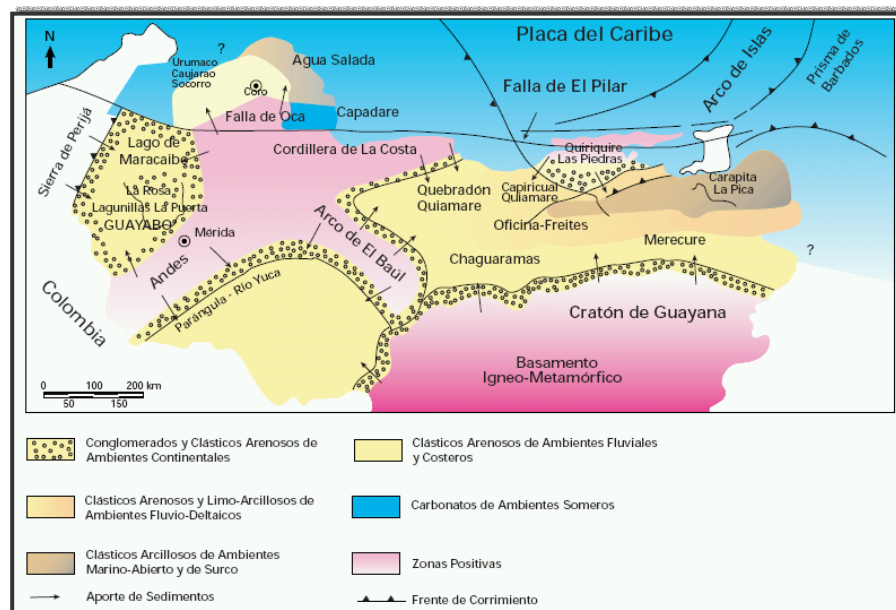


Figura 2.41. Marco geológico regional para la sedimentación durante el Mioceno – Plioceno. (Tomado de WEC, 1997).

En la región norcentral de Venezuela, la mayoría de los depósitos son de tipo fluvial (Formaciones Quebradón – parte superior – y Quiamare), las cuales aumentan su espesor y heterogeneidad hacia el Este y el Sur.

Por otro lado, en las Subcuencas de Guárico y Maturín, se encuentran ambientes transicionales deltaicos a marino – someros, representados por las Formaciones Merecure y Oficina.

En los campos de Oficina y de la Faja del Orinoco hacia el Sur, se localizan elementos diacrónicos del Neógeno, que están relacionados con la evolución de la cuenca antepaís (Audermard et al., 1985).

2.7 MARCO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA.

El margen Norte de Suramérica hacia la zona occidental de Venezuela está caracterizados por una serie de elementos geoestructurales que han sido descritos y catalogados desde diversos puntos de vista y con diferentes metodologías, habiendo tomado en cuenta para esto todas las implicaciones geodinámicas pertinentes.

2.7.1 ESCUDO DE GUAYANA

Son cuatro los períodos de orogénesis que ha sufrido el Escudo de Guayana. El primero, denominado Guriense ocurrió hace 3.600 – 2.700 Ma; seguidamente, el segundo evento corresponde al Pre – Transamazónico entre los 2.600 – 2.100 Ma.; el tercero es el Transamazónico entre los 2.000 – 1.700 Ma y finalmente el Orinociense que tuvo lugar hace 1.200 – 800 Ma (Mendoza, 1977).

Por otra parte, el Escudo de Guayana está subdividido en cuatro provincias: Imataca, Cuchivero, Pastora y Roraima.

La provincia de Imataca consiste en rocas metasedimentarias, gneises graníticos e intrusiones graníticas que han sido metamorfizados a facies de anfibolita

y granulita (Dougan, 1972). Dichas rocas fueron plegadas durante un evento tectónico hace 2800 Ma y experimentaron fusión parcial. La provincia fue intrusionada hace 2100 Ma por magmas graníticos durante la orogénesis Transamazónica (Hurley et al., 1976). Más recientemente, Voicu et al. (2001) propuso que esta secuencia de “greenstone” y la intrusión granitoide asociada fueron formadas entre hace 2250 y 2080 Ma.

Por otra parte, la provincia de Pastora consiste en rocas de grado metamórfico bajo cuyas edades varían entre los 2700 y 2000 Ma. Bellizzia (1974) las describe como rocas metasedimentarias y rocas volcánicas de máficas a félsicas que fueron localmente intruidas por diques de gabro y diabasa.

Cuchivero consiste en rocas metavolcánicas y metasedimentarias intruidas por magmas félsicos (Ostos et al., 2004). Este terreno fue edificado sobre corteza continental hace 1900-1400 Ma (Talukdar y Colvee, 1974).

La provincia de Roraima consiste en rocas clásticas sedimentarias intercaladas con piroclastos. Fue depositada sobre la provincia de Pastora hace unos 1600 Ma (Priem et al., 1973).

2.7.2 LOS ANDES DE MÉRIDA

Por más de 50 años muchos autores han propuesto modelos basados en diversos conceptos geológicos para explicar la estructura e historia de los Andes de Mérida: González de Juana, 1952; Dallmus, 1957; Rod et al., 1958; Stephan, 1985; Audemard, 1991; Jácome et al., 1995; son algunos ejemplos de ello.

Los Andes de Mérida es la prolongación topográfica Noreste de la Cordillera Oriental de los Andes de Colombia. Este último pertenece a la cadena principal de los Andes que se extiende a lo largo de la costa Pacífico de Suramérica. Sin embargo, entre los Andes de Mérida y la Cordillera Oriental colombiana no existe relación genética directa (Audemard y Audemard, 2002).

La formación de los Andes de Mérida ha sido siempre relacionada indirectamente a interacciones de placas. Bajo este contexto, Audemard (1993) propuso un modelo donde una cadena andina más antigua y menos prominente se formó probablemente asociada a estadios tempranos de la colisión del Arco de Panamá contra el noroccidente de Suramérica.

Durante el Triásico – Jurásico el rifting de Pangea desarrolló una serie de semi – grabens orientados en dirección NE en el Oeste de Venezuela, los cuales luego fueron invertidos durante el episodio compresional de levantamiento de los Andes merideños (Audemard, 1991; Audemard y Audemard, 2002).

La edad del levantamiento de la cadena ha sido determinada por diferentes aproximaciones y técnicas. La mayoría coincide en que los Andes de Mérida comenzó a levantarse en el Mioceno Superior (Stephan, 1982; Audemard, 1991, 1993; Audemard y Audemard, 2002).

Más recientemente, Audemard y Audemard (2002) propusieron un modelo asociado a una subducción incipiente tipo A, de buzamiento suave y de dirección NW, donde el crecimiento de la cadena y su evolución con similares a un prisma de acreción sedimentario, pero a escala cortical e involucrando partición de esfuerzos. Esta subducción continental es la porción Sureste de un orogénico flotante principal que también comprende la Sierra de Perijá y el Bloque de Santa Marta.

La orogénesis de los Andes de Mérida es un evento decisivo para la configuración final de la cuenca antepaís del occidente venezolano desde que se dividió en dos sub-cuencas: la de Maracaibo al Norte y la de Barinas – Apure al Sur (Audemard, 1991; Audemard y Audemard, 2002).

2.7.3 CUENCA DE FALCÓN

La Cuenca de Falcón, ubicada en el noroccidente de Venezuela, tiene unos 36.000 Km² de extensión , donde afloran esencialmente depósitos que cubren desde el Eoceno Superior hasta el Cuaternario (Audemard, 1997).

La parte oriental y central de la cuenca se encuentra sobre el alóctono Caribe que fue sobrecorrido en el Paleoceno – Eoceno Inferior (Audemard, 1993) y su región occidental se encuentra en contacto con la plataforma carbonática de Maracaibo.

Fue durante el Oligoceno – Mioceno una cuenca marina casi completamente rodeada de zonas emergidas, excepto al Este y parcialmente al Norte, con una sedimentación poco interrumpida. Luego, durante el Mioceno Medio y Superior, la cuenca fue intensamente plegada y tectónicamente invertida por una compresión orientada NW-SE, lo que limitó la sedimentación en su mayoría al flanco Norte del anticlinorio de Falcón (Audemard, 1997), estando estas rocas fuertemente plegadas y volcadas a lo largo de corrimientos con vergencia hacia el Norte (Macellari, 1995).

En cuanto a su geometría y extensión, Boesi y Goddard (1991) mejoran el modelo propuesto por Wheeler (1963) y González de Juana et al., (1980), considerando la presencia de zonas positivas como Paraguaná y las Antillas holandesas y de zonas deprimidas, correspondientes al Surco de Urumaco y las cuencas entre las islas, y plantean la incorporación al Norte de la cuenca de estructuras tipo horst y grábenes.

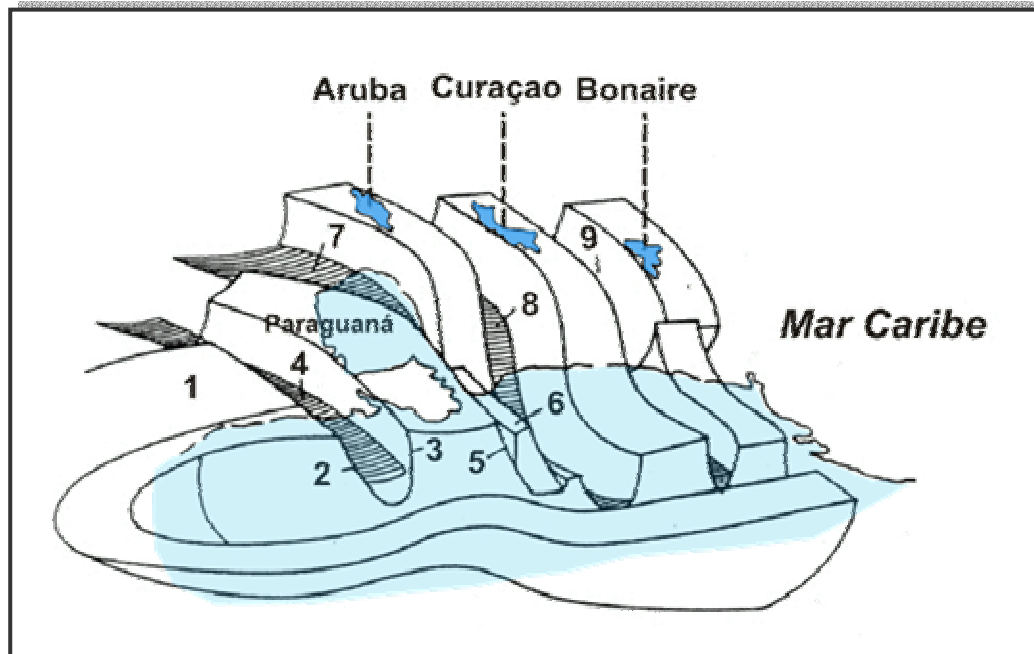


Fig. 2.42. Modelo de la geometría de la cuenca de Falcón.
Modificado de Boesi y Goddard (1991).

Asimismo, para explicar la evolución geodinámica de la Cuenca de Falcón existen dos modelos con configuraciones tectónicas diferentes: el primero fue propuesto por Boesi y Goddard (1991), Muessig (1978, 1984), Macellari (1995) y Silver et al. (1975), y es conocido como el modelo de cuenca en tracción.

Según estos autores, el Bloque de Bonaire sufrió un régimen extensivo debido a la transurrencia entre Caribe y Suramérica, siendo el estado inicial durante el Eoceno Superior y teniendo ese período como característica principal que la Península de Paraguaná y las islas de Bonaire y Curazao se encontraban acopladas y posteriormente comienza un proceso de separación entre éstas, con la consecuente formación de pequeñas cuencas de tracción entre ellas.

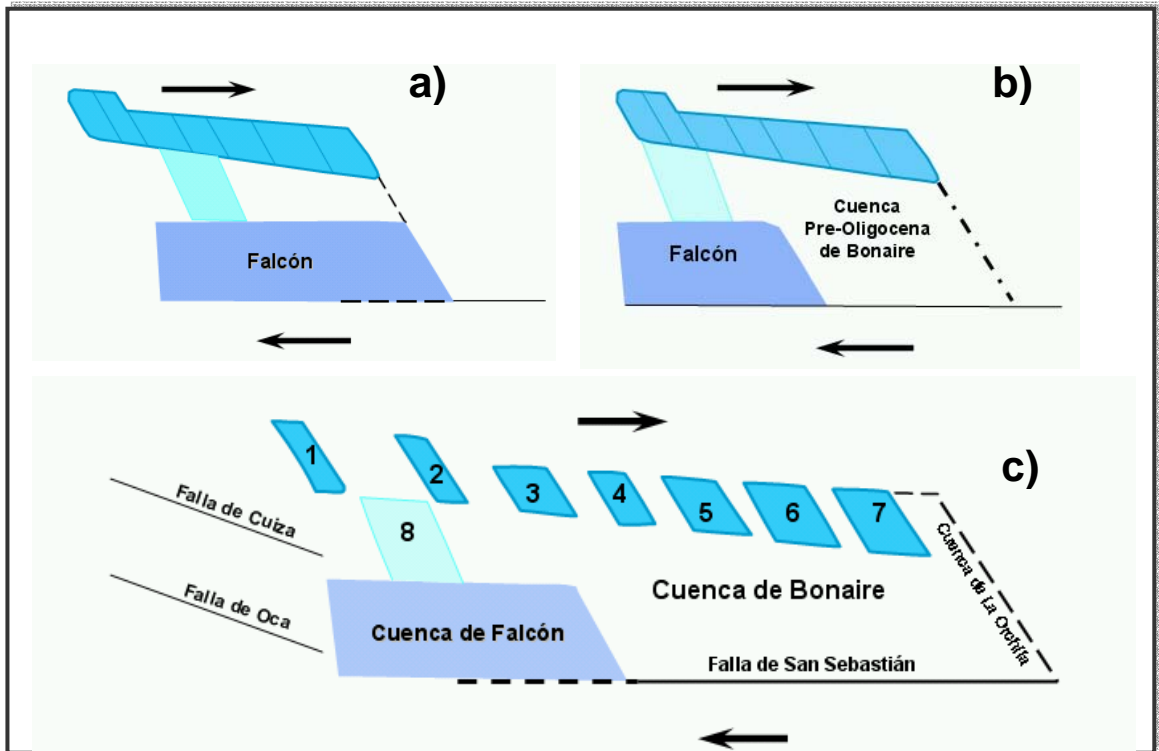


Fig. 2.43. Evolución de las cuencas de Falcón y Bonaire, (a) y (b) estados iniciales (Eoceno). (c) estado final. Modificado de Muessig (1984)

La segunda propuesta corresponde al modelo de Audemard (1995). Para este autor, el régimen extensional que ocasiona la apertura de la Cuenca de Grenada es el mismo que influye en la formación de la Cuenca de Falcón-Bonaire.

Bajo este mismo contexto, al formarse la Cuenca de Grenada como cuenca de retro-arco durante el Paleoceno (Bouysse, 1998) debido a la disminución de la velocidad de movimiento de la Placa Caribe en dirección Este, el desarrollo de la cuenca se prolongó hacia el Sur y para el Oligoceno – Mioceno generó la Cuenca de Falcón.

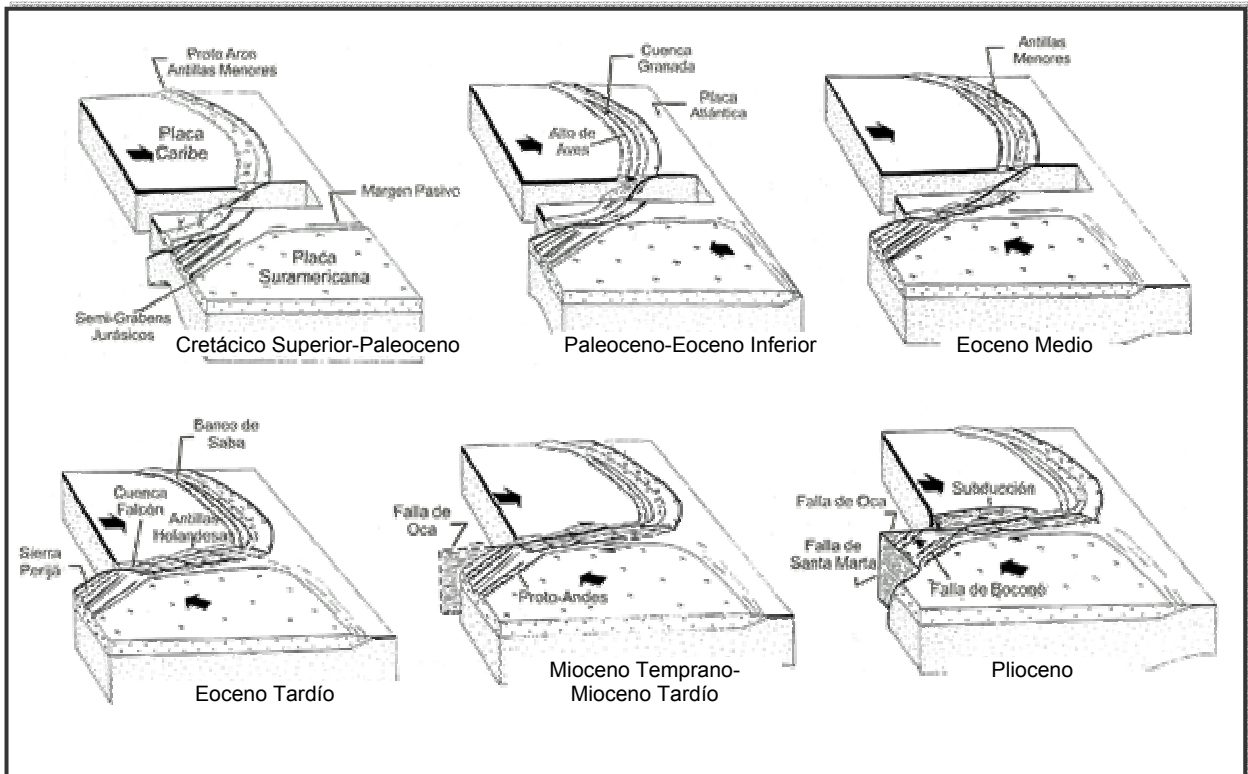


Fig. 2.44. Evolución de la cuenca de Falcón desde el Cretácico Superior al Plioceno. Tomado de Audemard (1995a).

2.7.4 CUENCA DE BARINAS - APURE

La Cuenca de Barinas-Apure (Figura 2.45), cuya extensión es de unos 95.000 Km² (Martínez, 1976), tiene una profundidad máxima de cerca de 5000 m (González de Juana et al., 1980) y está ubicada hacia el Sureste de los Andes de Mérida, extendiéndose desde el “foredeep” andino al Noroeste hasta las llanuras situadas entre los ríos Arauca y Apure al Sureste. Presenta forma similar a una media luna y es cortada por el sistema de fallas marginales del flanco Sur – andino al Noroeste, y por los corrimientos frontales del Sistema Montañoso del Caribe hacia el Norte y Noroeste (González de Juana et al., 1980).

Asimismo, la cuenca esta subdivida por la prolongación del Macizo de Colorado en dos sub-cuencas: Uribante al Oeste y Barinas al Noroeste.

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

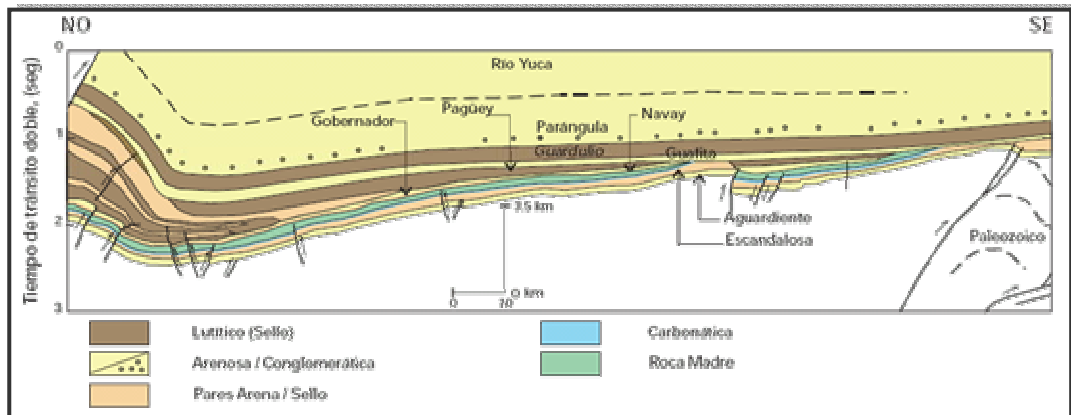


Fig. 2.45. Sección NO-SE de la Cuenca de Barinas-Apure (Modificado de Parnaud, et al 1995).

Para el flanco Sur, el buzamiento exhibe cierta regularidad, manifestado por curvas estructurales que a diversos niveles conservan cierto paralelismo ajustado a la forma de la depresión (Feo Codecido, 1972). En la parte central se reconoce un alto en el basamento (en el tope del Cretácico) asociado con el Arco de Mérida.

A partir del Cretácico, el flanco Sur sufrió leves deformaciones y es por ello que no ostenta efectos compresivos importantes, siendo sus principales estructuras fallas normales de rumbo E-W y N-NE, que ocasionan levantamientos menores y bloques ligeramente arqueados entre ellas (González de Juana et al., 1980).

Para el caso de esta cuenca, la roca madre por excelencia es la Formación Navay, de edad Cretácico Tardío, cuyas facies son equivalentes laterales a las de la Formación La Luna y se han encontrado rocas madre de importancia secundaria en el Grupo Orocué (Formación Los Cuervos) pero ésta sólo se habría generado en los

depocentros más profundos, asociados con la acumulación de grandes espesores de molasa por el levantamiento andino.

2.7.5 DEPRESIÓN DE YARACUY

Es una cuenca de tracción o “pull-apart” de edad Terciario Superior – Cuaternario, desarrollada entre las fallas de Boconó y Morón, que pudo haber funcionado como graben durante el Mio-Plioceno y ser reactivada como cuenca de tracción durante el Plio-Cuaternario. El desplazamiento lateral dextral asociado a la generación de esta cuenca debe estar comprendido entre los 6 y 16 Km (Schubert, 1980).

De igual forma, en esta cuenca (Figura 2.46), la Falla de Boconó se une con el sistema de fallas E-W dextral de Morón (Schubert y Krause, 1981) y la serie sedimentaria del Cuaternario aflora próxima a la Sierra de Aroa, muy cercana a la Falla de Boconó.

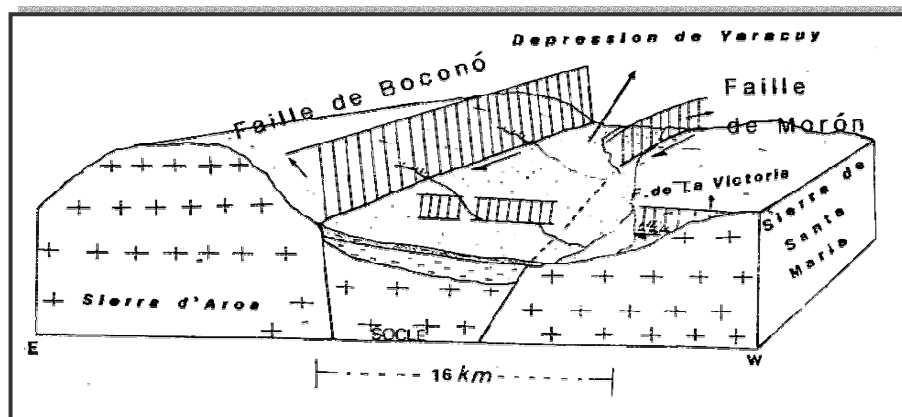


Fig. 2.46. Bloque diagramático de la Depresión de Yaracuy.
(Tomado de Giraldo, 1985)

2.7.6 ARCO DEL BAÚL

Consisten en cerros de elevaciones de hasta 512 m, que se perfilan en medio de los llanos venezolanos a unos 80 Km al Sureste de San Carlos en la proximidad de

los Andes y a unos 240 Km al Noreste del Río Orinoco en donde afloran las rocas precámbricas del Escudo de Guayana y al cual ha sido relacionado genéticamente (Figura 2.47).

La orientación del basamento magnético del Arco de El Baúl es S85°E y abarca un área de 23.000 Km². Está limitado hacia el Norte por la fosa tectónica de Guarumen (de edad Plioceno- Pleistoceno) y hacia el Sur por el Graben de Espino-San Fernando. El Arco de El Baúl separa la Subcuenca de Guarico de la Cuenca Barinas-Apure.

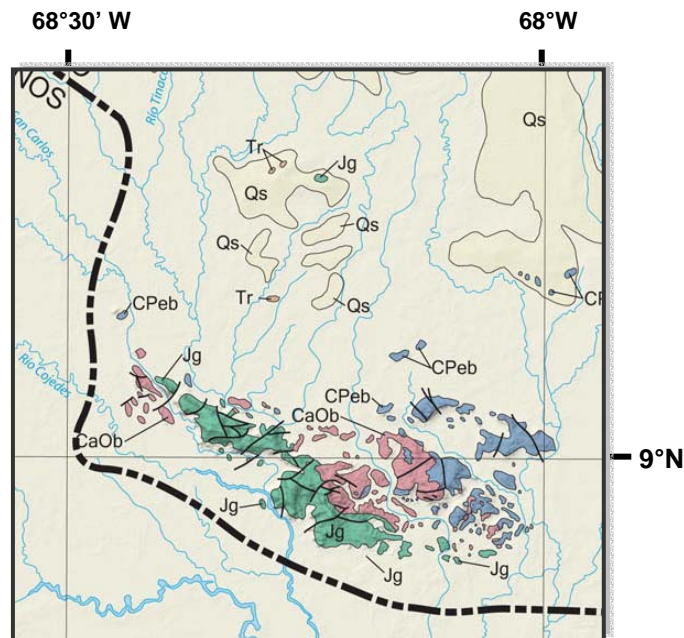


Fig. 2.47. Litología y edades presentes en el Arco del Baúl. (Tomado de Mapa Geológico de Venezuela)

Don Kiser y Bass (1985) consideran que el área del El Baúl pudo haber sido un centro de vulcanismo durante el Triásico-Jurásico a partir de la evidencia del Grupo Guacamayas. Asimismo, aunque se discute aún si El Baúl estaba por encima del nivel del mar para el Aptiense-Albiense, es posible que ocurriera alguna elevación estructural del arco para este periodo. A partir del Mioceno Medio no se conoce con exactitud la evolución de este arco. Sin embargo, se cree que posiblemente el Arco de

El Baúl inició su nuevo levantamiento de forma simultánea con la fase regresiva del Mioceno Inferior (Formación Chaguaramas) y posteriormente alcanzo su disposición actual de la mano con el levantamiento principal de los Andes de Mérida.

2.7.7 CINTURONES OROGÉNICOS DEL SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE.

El Sistema Montañoso del Caribe se encuentra ubicado en la región Norte – costera de Venezuela. Está definido como un complejo orográfico caracterizado por topografía elevada y relieve accidentado, de unos 29.000 Km² de extensión y que forma un cinturón alargado en dirección E-W. Este sistema se extiende desde la Deflexión de Barquisimeto (en el occidente) hasta la Península de Araya – Paria (en el oriente), prolongándose hasta la Cordillera Septentrional de Trinidad en su lado Este, y hasta la Península de la Guajira y Sierra Nevada de Santa Marta por el Oeste (Bellizzia, 1972)

En el Sistema Montañoso del Caribe es posible encontrar rocas cuyas edades van desde el Mesozoico hasta el Cenozoico. Este sistema está formado por una superposición de napas tectónicas (Figura 2.48), las cuales son conocidas como Napa de la Cordillera de la Costa, Napa de Caucagua – El Tinaco, Napa Ofiolítica de Loma de Hierro - Paracotos, Napa del Paleo – Arco de Villa de Cura y la Napa Piemontina, que le otorgan al Sistema Montañoso del Caribe una gran variedad litológica y estructural (Beck, 1985; Bellizzia, 1972, 1985; Stephan, 1985; Giunta et al., 2002)

Asimismo, estas estructuras han sido construidas sobre unidades tectónicas de origen continental y oceánicas, las cuales han sido imbricadas y sufrido extensa deformación y metamorfismo como consecuencia de la transurrencia dextral E-W del sistema de fallas de San Sebastián, El Pilar y La Victoria (Giunta et. al., 2002).

Después del Cretácico Inferior, la apertura del Atlántico Sur y el movimiento relativo de Sur América hacia el Noroeste, produjo cierta convergencia a nivel intraoceánico y subcontinental (Giunta 1993; Giunta et. al., 1998), generando a su

vez magmatismo típico de arco de islas, lo cual se encuentra evidenciado en las unidades tectónicas de Villa de Cura y Dos Hermanos, y por otro lado el melange ofiolítico de la franja costera.

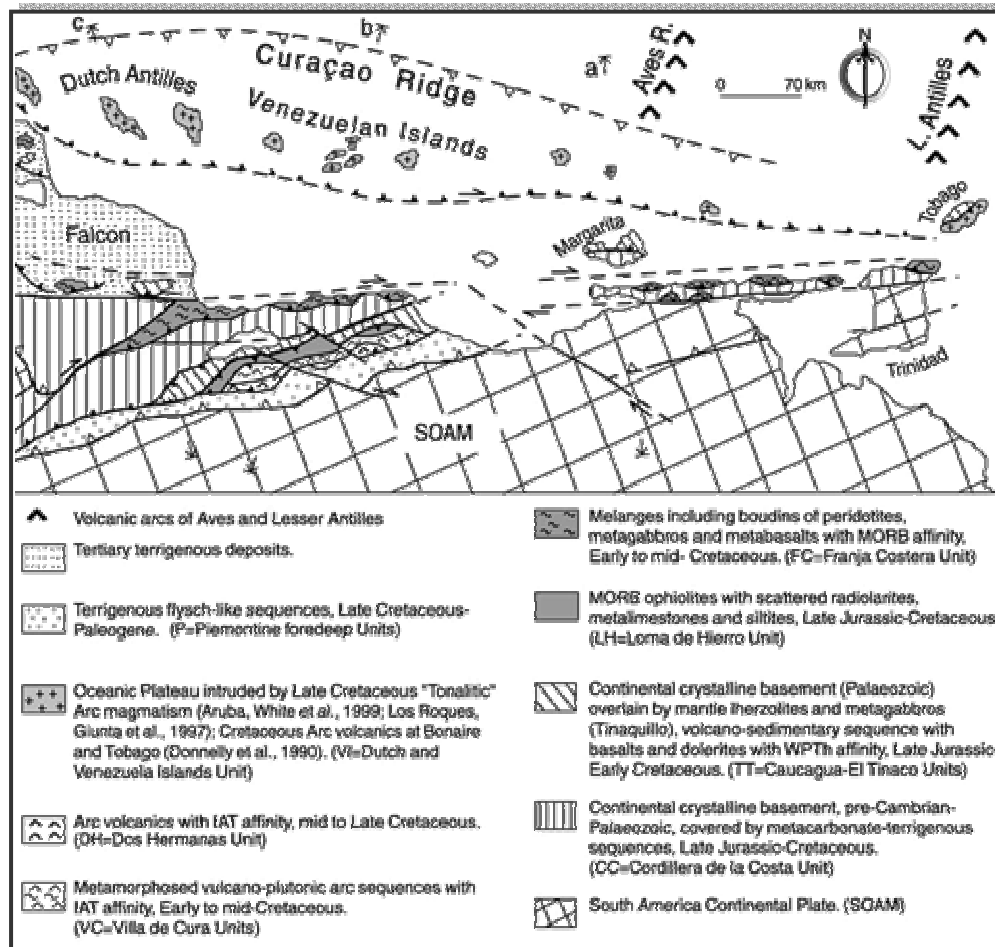


Fig. 2.48. Esquema tectónico y secciones geológicas del Sistema Montañoso del Caribe en Venezuela (Tomado de Giunta et al., 2002).

Porciones del margen continental previamente sometido a procesos de ruptura, como es el caso de las unidades Caucahua – El Tinaco, estuvieron involucradas también en esta zona de subducción. Simultáneamente, la región centro – occidental del Caribe experimentó engrosamiento debido al exceso de magmatismo en los centros de expansión y repetidas erupciones sobre la corteza preexistente (Giunta 1993; Giunta et. al., 1998; Giunta et al., 2002).

En el Cretácico Tardío, la continua convergencia entre la Placa Atlántica y la Placa Suramericana ocasionó una nueva subducción en dirección Oeste de la porción oriental de espesor normal del Caribe. Igualmente, una porción del cinturón constituido por las unidades de Loma de Hierro, Villa de Cura y Dos Hermanos, fue progresivamente sufriendo una rotación en sentido horario (Skerlec y Hargraves, 1980), durante su aproximación y colisión con el margen continental de América.

Posterior al cese de la subducción, el grupo de unidades que incluyen a la Cordillera de la Costa, Caucagua – El Tinaco y Franja Costera, iniciaron su migración en dirección Este. Finalmente, a partir del Neógeno el desplazamiento dextral transpresivo del Cinturón Deformado del Caribe, ha producido un acortamiento N-S dentro de la Cuenca de Venezuela y generando con ello, el prisma de acreción de Curazao (Giunta et al., 2002).

2.7.7.1 NAPA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

Es un cinturón orogénico, que ocupa la parte septentrional de las montañas occidentales del Caribe, estando limitada al Sur por la zona de fallas de La Victoria (Menéndez, 1966). La napa de la Cordillera de la Costa, representa alrededor del 75% del Sistema Montañoso del Caribe y su origen está asociado al material proveniente del escalamiento del paleo – margen Suramericano. En su parte central se extiende desde la región costera hasta la falla de La Victoria (Bellizzia, 1985).

La napa está constituida esencialmente por un basamento y una cobertura volcánico – sedimentaria y sedimentaria del Mesozoico (Bellizzia, 1985) y representa el sustrato tectónico de la Franja Costera y la Unidad Caucagua – El Tinaco. Aflora en un extenso alto estructural, elongado, desde Barquisimeto a Trinidad. Este basamento es de origen continental y de edad Precámbrico – Paleozoico Inferior y corresponde con el Complejo de Sebastopol. Por otro lado, la cobertura sedimentaria (Formación Las Brisas, Las Mercedes y Chuspita) es carbonática y de edad Jurásico Tardío – Cretácico con intercalaciones volcánicas locales (Giunta et al., 2002).

La unidad completa fue metamorfozada en la facie de los esquistos verdes con distinto grado de deformación (Beck, 1986; Bellizzia, 1986; Giunta et al., 2002) y para Menéndez (1966), el metamorfismo aumenta de Sur a Norte.

2.7.7.2 NAPA CAUCAGUA-EL TINACO

Forma un cinturón de afloramientos discontinuos en el Sistema Montañoso del Caribe. Su estructura general consta de un basamento continental paleozoico, representado por El Complejo El Tinaco; un complejo básico – ultramáfico (Peridotitas de Tinaquillo) y una cobertura volcánica – sedimentaria supracortical discordante, sobre el basamento de edad Albiense – Cenomaniense (Formaciones Pilancones, Las Placitas y Querecual. Esta sección puede observarse en su totalidad en el área de Tinaco – Tinaquillo – El Pao (Bellizzia, 1985).

El borde septentrional de la faja tectónica de Caucagua – El Tinaco está definido por la zona de fallas de La Victoria y su límite Sur es la falla de Santa Rosa (que se extiende desde la región de Miranda central hasta las cercanías de Cerro El Joval). En el occidente, este cinturón posiblemente continúa con características análogas hasta la depresión de Barquisimeto. Al Este del Cerro El Joval, el complejo es seguido hacia el Sur por la Faja de Paracotos, y al Oeste de esta colina, por la faja del frente de montañas. El límite Suroccidental de esta faja tectónica lo conforman el borde meridional del Macizo de El Tinaco y los límites del bloque fallado alrededor de Cerro Tiramuto. (Menéndez, 1966).

2.7.7.3 NAPA DE LOMA DE HIERRO - PARACOTOS

La Napa Ofiolítica de Loma de Hierro – Paracotos aflora en la parte central del Sistema Montañoso del Caribe, desde la región de Carabobo oriental, entre la falla de Santa Rosa al Norte y la falla de Agua Fría al Sur, y limita los bordes Norte y occidental del bloque de Villa de Cura (Menéndez, 1966).

Su constitución general comprende en primer lugar, un complejo ofiolítico caracterizado por harzburgitas asociadas a gabros estratificados y anfibolitizados; seguido por una secuencia de brechas volcánicas almohadilladas y coladas basálticas delgadas interestratificadas con calizas y lutitas radioláricas, que corresponden a las capas del Río Guare. Subyacentemente, se tiene un manto de lavas basálticas áfricas y diques de micro – gabros, que conforman la Formación Tiara y de forma discordante se observan una serie de filitas, conglomerados y calizas pelágicas delgadas de la Formación Paracotos o Cataurito. Por último, se exhiben varios niveles de lutitas con bloques redepositados del Maastrichtiense – Senoniense Superior y Paleoceno Superior – Eoceno Inferior (Bellizzia, 1985).

2.7.7.4 NAPA DE VILLA DE CURA

Es una asociación heterogénea de litologías, dentro de la cual se incluyen las unidades tectono – estratigráficas del Grupo Villa de Cura, Formación Tiara y Formación Tiramuto (Navarro et al., 1988). Constituye una unidad volcánica con una extensión de 280 kilómetros de longitud y unos 25 a 30 Km de ancho (Menéndez, 1966). Se extiende desde el Norte de El Pao (Estado Cojedes), hasta la cuenca de Barlovento al Este. En su parte central, el Grupo de Villa de Cura está limitado por la falla de Agua Fría al Norte (que la separa de la Faja de Paracotos), y una zona de corrimiento en su borde Sur (Bellizzia, 1985).

Esta napa está compuesta en su mayoría por lavas máficas, metatobas, intercalaciones de metaftanitas, esquistos cloríticos y filitas (Bellizzia y Dengo, 1990), estando las unidades geológicas que la conforman altamente metamorfizadas y deformadas en la facie de los esquistos azules (Ostos, 1990; Giunta et al., 2002).

Giunta et al. (2002), divide la Napa de Villa de Cura en cuatro secciones de tope a base: Complejo Chacao (acumulaciones de clinopiroxenita y peridotitas de manto serpentinizadas metamorfizadas en la facie de la anfibolita); Unidad El Carmen (metabasaltos masivos); Unidad Santa Isabel (secuencia sedimentaria

metavolcánica) y la Unidad El Chino – El Cano (metatobas y metalavas piroxénicas). La edad de esas unidades es Cretácico Temprano (Beck, 1986; Bellizzia, 1986; Navarro et al., 1988; Ostos et al., 1990).

2.7.7.5 NAPA PIEMONTE

Es un complejo tectónico – sedimentario que forma un cinturón más o menos continuo a lo largo del Sistema Montañoso del Caribe, que está compuesto de unidades sedimentarias no metamorizadas sobrecorridas unas sobre otras desde el Noroeste hacia el Sureste. La Napa Piemontina se caracteriza por corrimientos imbricados, deformaciones intraformacionales, plegamiento isoclinal y un gran acortamiento cortical que afecta rocas desde el Cretácico Medio.

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. En lo referente a sus límites, al Oeste se encuentra delimitada por la deflexión de Barquisimeto y al Este por el Surco de Barcelona. Asimismo, su límite Norte lo constituyen el contacto de corrimiento con la Napa de Villa de Cura, localmente el Complejo Ígneo Metamórfico de El Tinaco y la Napa de la Cordillera de la Costa en la Serranía de Portuguesa. Su límite meridional es la falla de corrimiento frontal piemontino (Bellizzia, 1985).

2.7.7.6 NAPAS DE LARA

Este alóctono, de edad Cretácica - Eocena, 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, 1985). 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 Caribe) tienen un origen relacionado a la colisión de placas de tipo oceánica del Pacífico contra la Cordillera Central durante el Cretácico Superior y su posterior emplazamiento sobre el margen septentrional Suramericano, específicamente sobre el Surco de los flysch Paleoceno – Eoceno Inferior (Surco de Barquisimeto), en la región que actualmente conforma el Estado Lara y Falcón (Stephan, 1977).

2.7.8 FALLAS Y SISTEMAS DE FALLAS ASOCIADOS

Una adecuada reconstrucción tectónica de los sistemas de fallas en el Norte de Venezuela (Figura 2.49) debe tomar en consideración todas aquellas fallas que hayan eventualmente intervenido durante la fase de desplazamiento relativo hacia el Este de la Placa Caribe con respecto a Suramérica durante el Cenozoico.

Particularmente, en la región noroccidental es posible identificar varias fallas o sistemas de fallas principales de carácter regional, las cuales son caracterizadas por los rasgos estructurales particulares a través de las montañas de la cordillera.

La región estudiada está atravesada en sentido Suroeste – Noreste por la falla activa dextral de Boconó (Rod, 1956; Schubert, 1980), que presenta desplazamiento total acumulado cercano a los 21 Km (Audermard y Giraldo, 1997) y la cual recorre los Andes venezolanos desde la depresión de Táchira hasta Morón (zona costera Norte). En su extremo Norte, el sistema de Fallas de Boconó cambia de dirección (en unos 45° al Este) para conectarse con el sistema de fallas dextrales activo de San Sebastián – Morón, que está compuesto por grandes fallas rumbo deslizantes de dirección aproximada Este – Oeste; se ubican a todo lo largo del margen Norte de Suramérica, principalmente en su región central, prolongándose sobre el continente y por debajo del mar (Schubert, 1980).

Por otra parte, en el extremo septentrional de Suramérica se encuentra la Falla de Oca, la cual se extiende por unos 300 Km en sentido general Este – Sureste desde el borde Norte de la Sierra Nevada (Santa Marta – Colombia) hasta la Isla de Toas, la

cual posteriormente se enlaza con la falla de Ancón (transcurrente dextral), que atraviesa la Cuenca de Falcón y cuyo plegamiento regional es causado por esta transurrencia. El desplazamiento dextral aparente calculado para el sistema de fallas Oca - Ancón es de unos 30 Km (Audemard y Giraldo, 1997).

Al Sur de la Falla de San Sebastián está ubicada la zona de Fallas de La Victoria, con una extensión de cerca de 300 kilómetros y una orientación aproximada SW-NE (Bellizzia y Dengo, 1990). Otras fallas menores que afloran en la zona Norte de Falcón son las Fallas de Socremo, Araurima, Manrique y Duaca – Aroa (Audemard, 1997).

Más al Sur, el sistema de Fallas de Apure fue considerado por Feo – Codecido et al. (1984) como un contacto de tipo tectónico entre rocas de edad Precámbrico pertenecientes al Escudo de Guayana y rocas paleozoicas del basamento de la cuenca sedimentaria presente en los Llanos.

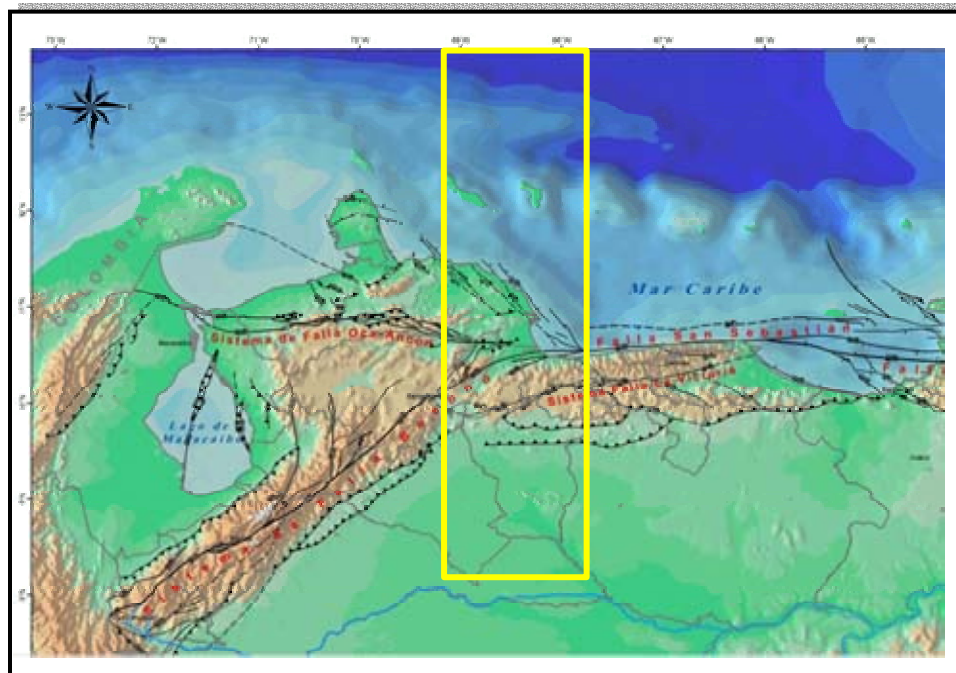


Fig. 2.49. Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela en el occidente de Venezuela. El recuadro amarillo indica la zona en estudio. (Tomado de FUNVISIS, 2000)

2.7.9 ANTILLAS HOLANDESAS

Las Antillas Holandesas están constituidas principalmente por rocas ígneas submarinas (basaltos no orogénicos y de naturaleza oceánica) con edades que varían desde el Albiense al Conaciense y cuyo origen ha sido asociado con el arco volcánico de Villa de Cura. Por otra parte, las rocas volcánicas de Bonaire varían de basaltos a riolitas en composición y están relacionadas químicamente a los basaltos de arcos primitivos de islas y se caracterizan por un gran contenido de agua. Por último, los complejos tonalita-gabro de Aruba presentan una composición que los acerca a rocas volcánicas tipo orogénico calcoalcalino (Bellizzia, 1985).

2.7.10 CUENCA DE BONAIRE (REGIÓN DE GOLFO TRISTE)

La Cuenca de Bonaire, cuyo espesor ha sido estimado en unos 7 Km, es considerada como una cuenca de distensión y parece estar relacionada genéticamente con la Cuenca de Grenada. (Pindell et. al., 1998). Está limitada al Norte por las islas de la cadena insular y al Sur por la Cordillera de la Costa Venezolana; se extiende desde el Estado Falcón hasta la depresión de Margarita. A partir de información sísmica, se pudo determinar que la Cuenca de Bonaire consiste en una espesa sección sedimentaria que abarca el intervalo Oligoceno-Reciente aunque no se descarta la presencia de remanentes del Eoceno, que fue depositada en discordancia sobre un basamento ígneo-metamórfico mesozoico (Bellizzia, 1985).

La región de Golfo Triste, dentro de la Cuenca de Bonaire, es la extensión costa afuera de la costa oriental de los Estados Falcón y Yaracuy y de la costa Norte de Carabobo y Aragua.

CAPÍTULO III

3.1 CUENCAS ANTEPAÍIS: MECANISMOS DE FORMACIÓN.

El término Cuenca Antepaís fue propuesto por primera vez por Dickinson (1974), y describe a las cuencas sedimentarias formadas entre las cadenas montañosas y el cratón adyacente. Estas cuencas son la consecuencia de la respuesta rígida de la litosfera o flexión frente al emplazamiento de cargas corticales que están representadas por cadenas de montañas submarinas, acumulaciones sedimentarias de gran espesor o cordilleras montañosas (García et al., 1997).

Asimismo, están comúnmente rodeadas por dos márgenes de distintas características (Figura 3.1); un margen pasivo en el lado cratónico, donde emerge el basamento poco o nada deformado, y un margen activo conformado por el orógeno, en el que se observa un importante acortamiento relativamente contemporáneo con la formación de la cuenca (Dickinson, 1974).

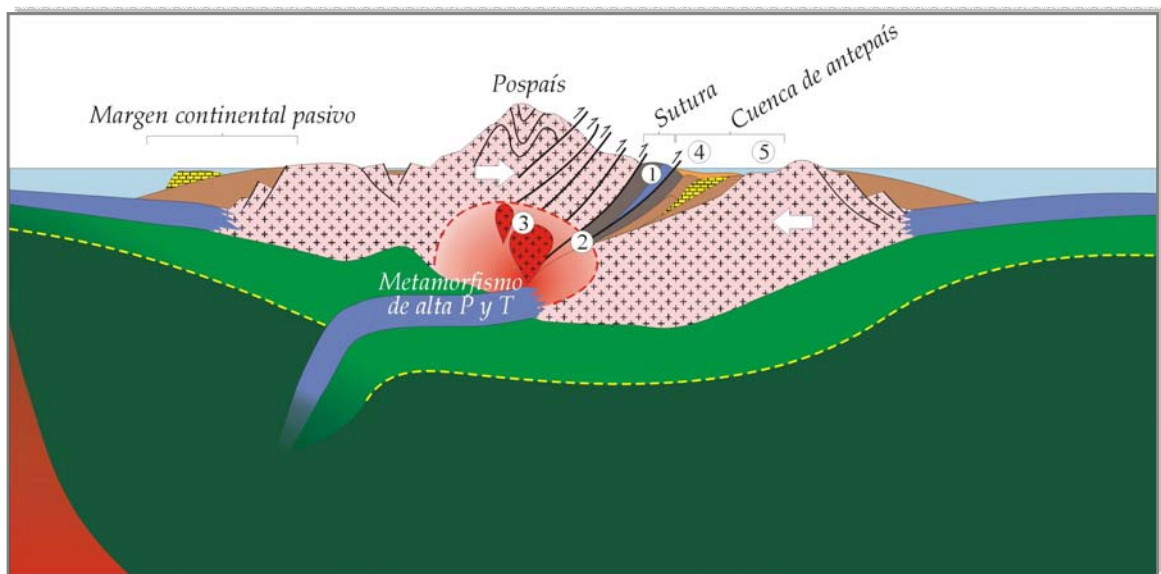


Figura 3.1. Vista esquemática de una Cuenca Antepaís.
(Tomado de <http://tonatiuh.igeofcu.unam.mx/~ccanet/fase6.htm>)

Por otra parte, el comportamiento flexural de la litosfera debido a efectos tectónicos influye considerablemente en las variaciones del medio sedimentario, produciendo a su vez cambios en las facies observadas (Sinclair y Allen, 1992) y las influencias climáticas, el nivel del mar y la variabilidad de la descarga de sedimentos dentro de la cuenca también afectan el registro sedimentario (Schwans, 1988). Otra característica relevante de las cuencas antepaís está relacionada con la elevación distal del basamento, también llamado “forebulge”, que crea disconformidades en la secuencia sedimentaria. Además, en la zona más externa de la cuenca se han observado con frecuencia sistemas de fallas normales que afectan al basamento (Quinlan y Beaumont, 1984; Bradley y Kidd, 1991), atribuidos a los esfuerzos flexurales extensivos que se producen en la región del “forebulge” (García et al., 1997).

En el caso de Venezuela, la formación de la cuenca antepaís se produce cuando el movimiento transpresivo de la Placa Caribe hacia el sureste y su posterior colisión con Suramérica generó napas de corrimiento en la región norcentral (Sistema Montañoso del Caribe), hacia finales del Cretácico y comienzos del Paleoceno.

3.2 MODELOS ISOSTÁTICOS Y ASOCIACIÓN CON CUENCAS ANTEPAÍS

Una razón importante para el estudio del comportamiento elástico de la litosfera es determinar el estado de esfuerzos que presenta en un momento determinado. Siendo esta distribución de esfuerzos responsable de la ocurrencia de los sismos, se puede afirmar que éstos son evidencia directa de altos niveles de acumulación de energía en la litosfera. Por otra parte, la presencia de montañas es también evidencia de acumulación de esfuerzo, y balancea las fuerzas gravitacionales de los cuerpos presentes en los orógenos, carga que está relacionada al apilamiento de cinturones de corrimientos producidos durante la convergencia entre placas litosféricas (Price, 1973; Turcotte y [Schubert](#), 2002).

Este estado de equilibrio, a través del cual las cargas quedan compensadas en profundidad, se denomina Isostasia. Bajo este concepto, las placas, que son sustentadas por la astenósfera o capa plástica, experimentan movimientos verticales que nivelan el efecto gravitatorio ejercido sobre ellas y sobre las cargas suprayacentes (Barrell, 1914), lo que queda evidenciado por la presencia de anomalías gravimétricas con valores muy bajos en zonas montañosas. (Karner, 1982).

En términos geodinámicos la Isostasia se refiere al equilibrio de fuerzas existente sobre la capa externa resistente de la Tierra, siendo Airy (1855) y Pratt (1855) quienes simultáneamente propusieron los primeros modelos de compensación isostática, fundamentándose en medidas gravimétricas realizadas en los Andes e Himalayas.

Según este principio de Isostasia, a una determinada profundidad, la presión creada por los materiales suprayacentes no varía lateralmente (Karner, 1982). De igual manera, estos modelos implican la existencia de una capa externa más resistente que descansa sobre un material fluido que se redistribuye hasta alcanzar el equilibrio hidrostático y ambos son considerados como modelos de compensación local. Sin embargo, Airy (1855) afirma que la compensación es producida mediante la prolongación de la masa en profundidad y Pratt (1855) asegura que la compensación se lleva a cabo a través de la variación lateral de densidades para un mismo nivel de compensación (Figura 3.2).

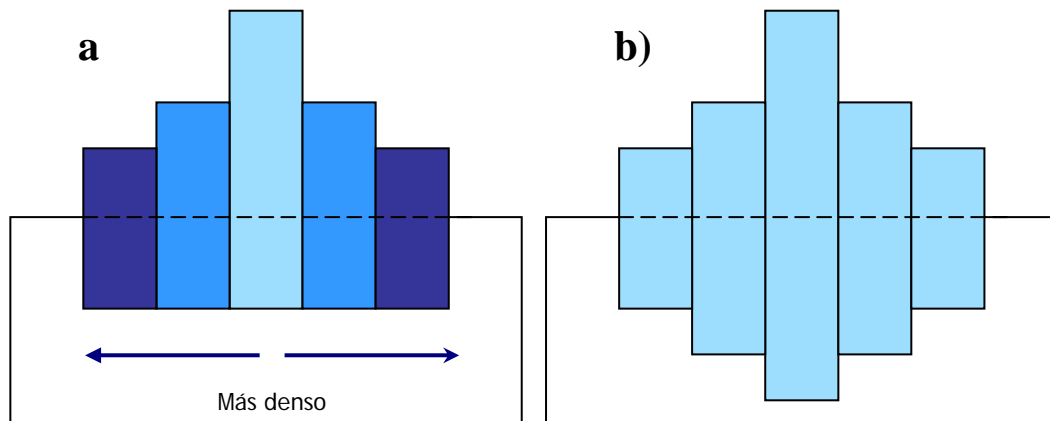


Figura 3.2. Modelos de compensación de Pratt (a) y Airy (b). El primero propone una variación lateral de densidades, mientras que el segundo apuesta por una compensación en profundidad.

El estudio de flexión litosférica asociado a Cuencas Antepaís permite, por lo general, relacionar la geometría del basamento con el emplazamiento de la carga vertical y la sedimentación posterior. Para determinar esta carga vertical (Figura 3.3), es necesario considerar los efectos generados por la topografía, cargas ocultas, fuerzas y momentos aplicados en los extremos de la placa (García et al., 1997).

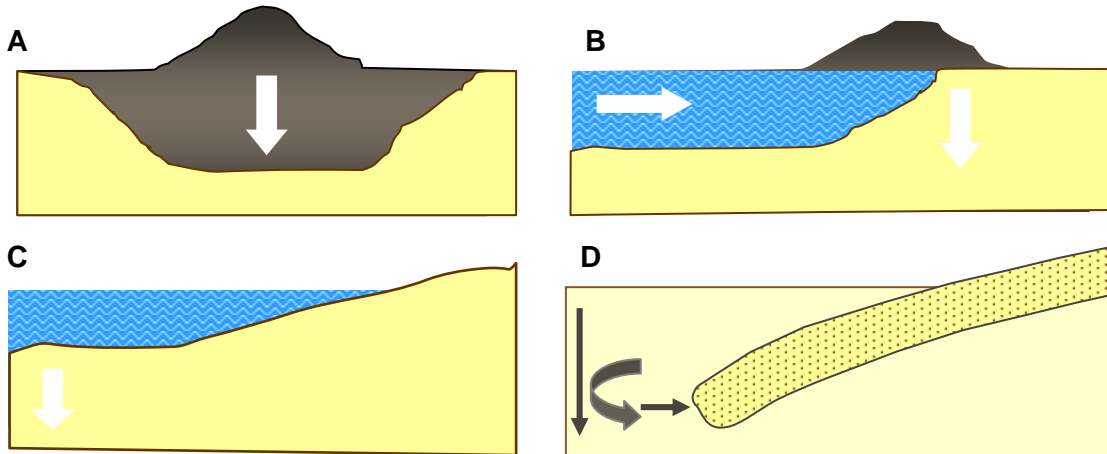


Figura 3.3. Tipos de carga utilizados en el modelado por flexión: topográfica (a), por cabalgamientos (b), ocultas (c) y fuerzas de contorno (d). (Modificado de García, 1998)

Los modelos de flexión en Cuencas Antepaís han mostrado que la topografía es insuficiente en numerosos casos para explicar la deflexión observada y que es necesario invocar cargas ocultas que permiten equiparar la anomalía gravimétrica observada (Karner y Watts, 1983; Royden y Karner, 1984; Bott, 1991; Ughi et al., 2004); las cuales podrían ser generadas por la redistribución de masas a niveles profundos en la corteza o litosfera que pueden dar lugar a sobrecargas positivas o negativas (Lyon-Caen y Molnar, 1983, 1985; Brunet, 1986; Royden, 1988).

El campo gravitatorio es un indicador sensible del grado y la forma en la cual cargas superficiales de tipo topográfico son compensadas en profundidad (Karner y Watts, 1983). Cuando cargas subsuperficiales están presentes, no se esperaría una correlación cercana entre el relieve topográfico montañoso y la profundidad de Mohorovic como ocurre en un modelo clásico de isostasia. Los eventos de colisión

dentro de cadenas montañosas pueden ser registrados en los sedimentos y formación de estructuras como corrimientos y napas, reactivación del basamento, fallamiento cortical y metamorfismo regional.

La formación de cadenas montañosas está asociada con la transferencia de masa tanto horizontal como verticalmente. Es lógico que la litosfera continental debiera responder flexuralmente ante la aplicación de cargas. Bajo este contexto se han realizado una serie de estudios previos que han analizado cuencas antepaís con la finalidad de determinar y caracterizar la flexión en zonas de topografía accidentada, entre los cuales se incluyen: Warsi y Molnar (1977); Jordan (1981); Beaumont (1981); Turcotte y Schubert (1982). Todos ellos asumieron; sin embargo, que las cargas topográficas eran las únicas responsables en la formación de cuencas antepaís, quedando sin considerar algún otro tipo de carga en particular, diferente a la topografía (Karner y Watts, 1983).

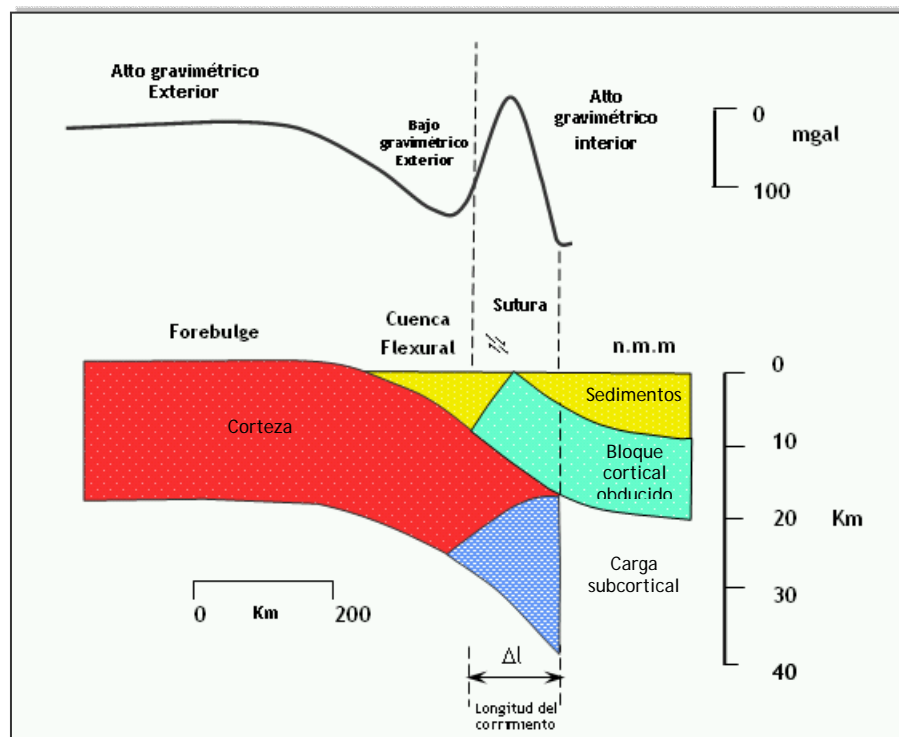


Figura 3.4. Perfil de anomalía de gravedad calculada para una carga aplicada. (Modificado de Karner y Watts, 1983)

La Anomalía de Bouguer, en las Cuenas Antepaís, está caracterizada por un alto gravimétrico sobre el “forebulge” o zona de elevada topografía y un bajo gravimétrico asociado con la deformación debajo de la carga superficial (Figura 3.4). La magnitud y longitud de onda de la Anomalía de Bouguer está influenciada por la longitud de onda y peso de la topografía y de la rigidez flexural de la litosfera, respectivamente. La anomalía de Aire Libre y de Bouguer asociada con cargas superficiales se muestra en la Figura 3.5.

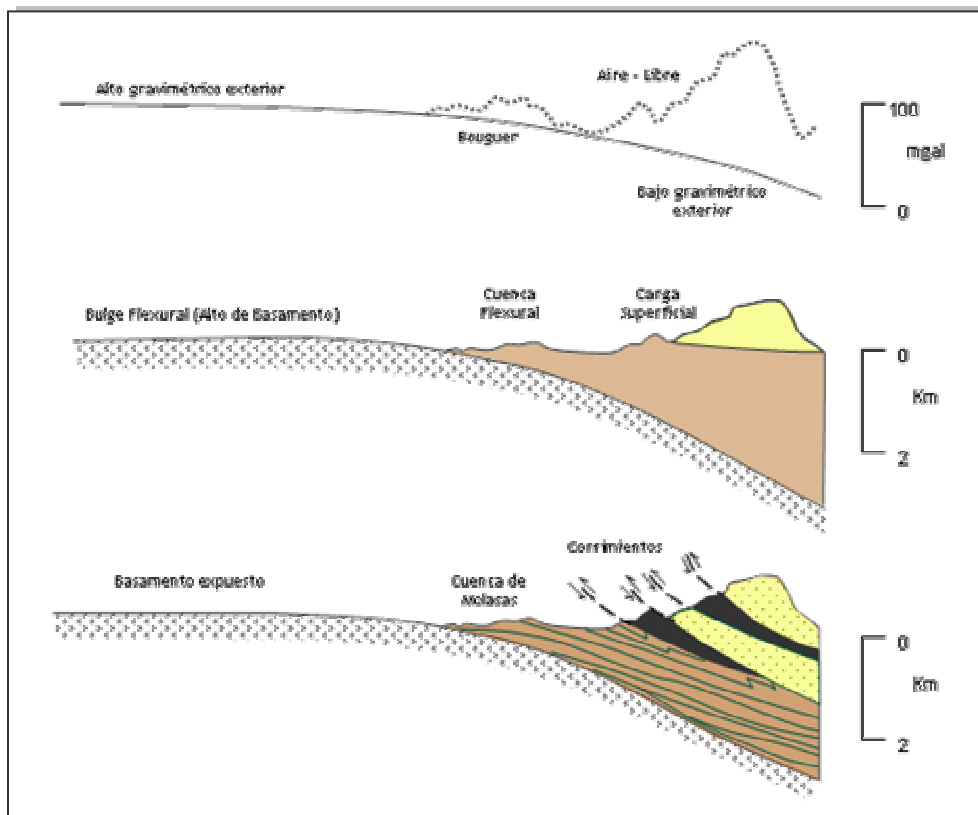


Figura 3.5. Modelo flexural simple de la litosfera causado por el emplazamiento de napas de corrimiento. (Modificado de Karner y Watts, 1983)

Particularmente en el caso de Venezuela, en la Cuenca Oriental, Rodríguez (1986) realizó un estudio de flexión utilizando un modelo mecánico simple donde la imposibilidad de ajustar la flexión con las cargas superficiales consideradas sugirió la idea de algún tipo de carga adicional intracortical. A partir del 2002, se han generado varias investigaciones referentes a este tópico; la primera de éstas, aplicada en el

oriente venezolano, específicamente en la cuenca de Maturín por Jácome et al. (2003) y en la cuenca Barinas – Apure por Chacín et al. (2004). Seguidamente, el estudio realizado por Ughi et al, 2004 donde los autores concluyen que la región central de Venezuela se formó como consecuencia del desarrollo de una cuenca antepaís cargada por medio de un proceso termal y además como mayor aporte, que el Sistema Montañoso del Caribe, las napas y los cinturones de corrimientos no son suficientes para generar la flexión de placa observada.

En la misma región central, Jácome et al. (2005), estudia la subsidencia de la Cuenca de Guárico, a partir de un modelo por flexión basado en el método de balanceo estructural, y propone que la carga litosférica de la Cordillera Central es suficiente para generar esta cuenca. Ambos autores coinciden en que el espesor elástico de la litosfera suramericana es de 25 Km.

3.3. MODELO DE DEFORMACIÓN ELÁSTICO DE PLACA DELGADA.

Las placas soportan una variedad de cargas que fuerzan a la litosfera a arquearse bajo su peso. Al conocer estas cargas superficiales y por la observación relativa de la flexión es posible deducir las propiedades elásticas y espesor de las placas (García et al., 1997). Para esto, se debe primero desarrollar una teoría de flexión de placas en respuesta a fuerzas aplicadas y torques.

El ejemplo más simple de flexión es mostrado en la Figura 3.6, se trata de una placa de espesor h y longitud L (siendo $h \ll L$), fija en sus extremos y flexionada debido a una carga vertical V_a (Nm^{-1}) aplicada en el centro, con $w \ll L$. Para lograr equilibrio estático, es necesaria una respuesta en ambos extremos de la placa de valor $V_a/2$. (Turcotte y Schubert, 2002).

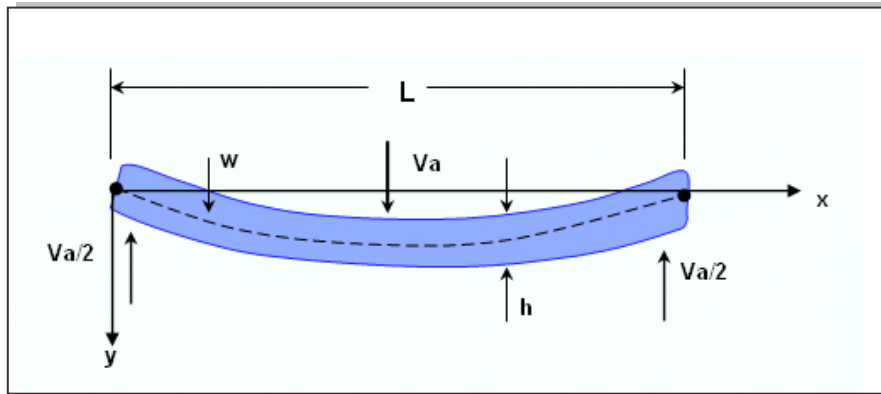


Figura 3.6. Una placa delgada de longitud L y espesor h , sujeta en sus extremos y flexionada bajo la aplicación de una carga V_a . Modificado de Turcotte y Schubert (2002).

La deflexión de una placa puede ser determinada asumiendo un equilibrio bajo la acción de todas las fuerzas y torques aplicadas sobre ella. En este modelo reológico, las deformaciones desaparecen cuando se anula el esfuerzo que las provoca. Considerando una sección transversal (Figura 3.7), la ecuación que relaciona la deflexión con la carga y la fuerza lateral toma en cuenta las fuerzas y momentos que actúan sobre un elemento diferencial de ancho dx de dicha placa. (García et al., 1997).

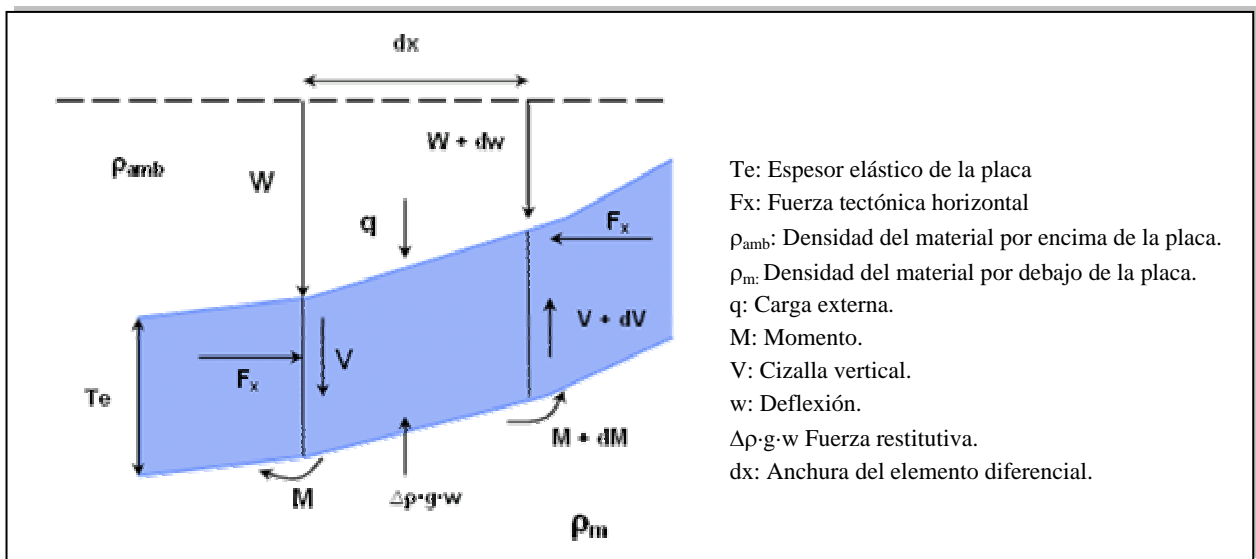


Figura 3.7. Fuerzas que actúan sobre un elemento diferencial de la placa delgada. (Modificado de García, 1998)

La longitud de onda de la flexión es mayor que el espesor de la misma y si los únicos esfuerzos producidos en la placa son los horizontales debidos a la curvatura de la misma y los debidos a la fuerza horizontal aplicada; entonces la ecuación (3.1) describe la distribución de estos esfuerzos horizontales en un punto a una cierta profundidad z de la superficie de la placa, en función de la curvatura de la deflexión w producida y de la coordenada vertical del punto de esfuerzo nulo z_n .

$$\sigma_x(Z) = -\frac{E}{1-\nu^2} \cdot \frac{d^2w(x)}{dx^2} \cdot (Z - Z_n) \quad (3.1)$$

Dependiendo del modelo litosférico (modelo de placa continua o rota), las condiciones de borde necesitan ser modificadas. El modelo de flexión de placa rota es el que se empleará en la zona objeto de estudio, debido a que las cargas superficiales y subsuperficiales se encuentran localizadas cerca del límite de placas. Este modelo es un caso particular de la placa continua y la diferencia radica en que el momento de torsión y la fuerza de cizalla generados por la distribución de la carga a lo largo de la placa rota son contrarrestados por fuerzas opuestas ubicadas en la posición de la sutura (Karner y Watts, 1983).

En este caso, se considera la deflexión de una placa elástica semi-infinita sometida a una carga vertical $V_0/2$ aplicada en uno de sus extremos (Figura 3.8).

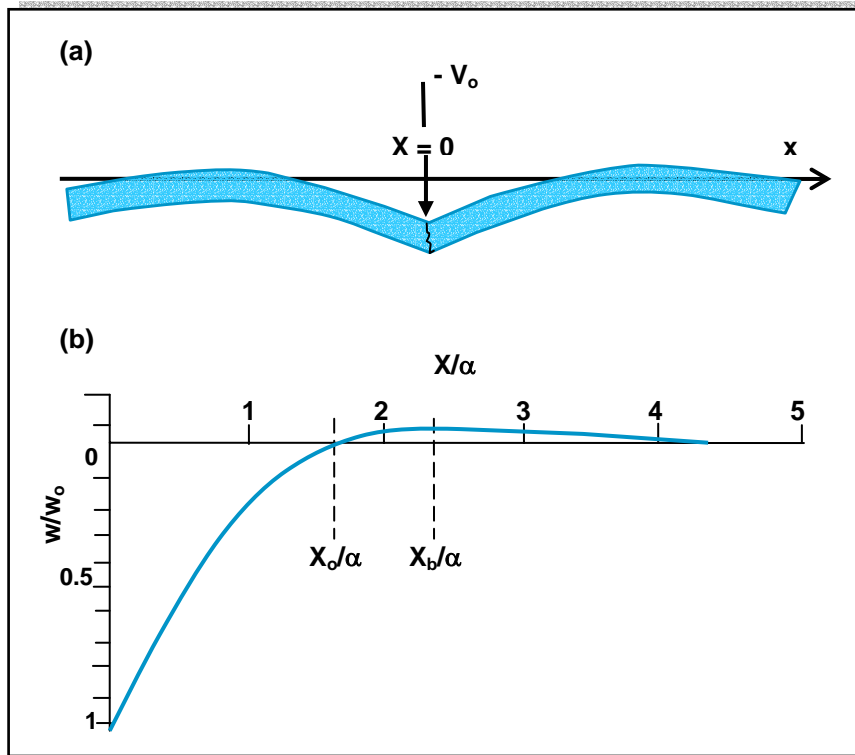


Figura 3.8. (a) Deflexión de una placa elástica rota debido a la aplicación de una fuerza vertical aplicada en su extremo. Los esfuerzos horizontales y momentos de torsión son iguales a cero. (b) Deflexión teórica de una placa rota bajo la aplicación de una carga vertical en uno de sus extremos. Modificado de Turcotte y Schubert (2002).

La ecuación general de flexión puede ser usada en situaciones geodinámicas diferentes aplicando condiciones de borde diferentes, como en el caso anteriormente planteado. La expresión diferencial que relaciona la carga sedimentaria y la respuesta del basamento para un modelo de placa elástico está dada por la ecuación 3.2:

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + (\rho_m - \rho_{in}) g w = P(x) \quad (3.2)$$

donde w es la deflexión debida a la carga $P(x)$, D es la rigidez flexural, ρ_{in} es la densidad del material que rellena la deflexión, y ρ_m es la densidad del manto.

En el caso particular, cuando $P(x) = 0$, no existe esfuerzo horizontal aplicado y entonces la expresión se transforma en:

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} + \Delta \rho g w = 0 \quad (3.3)$$

Y la solución general que satisface a la ecuación (3.3) es de la forma:

$$w = C \operatorname{sen} \left(\frac{x}{\alpha} \right) e^{-\frac{x}{\alpha}} \quad (3.4)$$

donde C es determinada por las condiciones de borde y $\alpha = \left(\frac{4D}{\Delta \rho g} \right)^{1/4}$ corresponde al “Parámetro de Flexión”, que representa la medida de la extensión horizontal de la deflexión.

Siguiendo con la sección transversal (Figura 3.7), para determinar el momento de torsión, se hace la sumatoria de estos esfuerzos, integrando respecto a z:

$$M(x) = \int_0^{T_e(x)} (z - z_n) \cdot \sigma_x(z) \cdot dz \equiv -D(x) \frac{d^2 w(x)}{dx^2} \quad (3.5)$$

donde M es el momento de torsión, T_e el espesor de la placa y D es su rigidez. En la segunda igualdad D es el coeficiente de proporcionalidad entre la curvatura y el momento resultante. Asimismo, examinando el momento aplicado a un elemento diferencial de placa (Figura 3.7) se obtiene la relación:

$$\frac{dM(x)}{dx} - V(x) + F_x \frac{d(w_o(x) + w(x))}{dx} \quad (3.6)$$

siendo V la fuerza vertical transmitida a través de la pared del elemento de placa de anchura dx, F_x la fuerza horizontal aplicada, w_o la deflexión existente antes de ser aplicada la fuerza F_x y w la deflexión añadida debida a la nueva carga en cada punto. La deflexión total tras cada carga será, por tanto, $w+w_o$. Dado que la variación de la fuerza vertical V a lo largo de un elemento es debida a la carga total vertical q_a , se obtiene:

$$\frac{dV(x)}{dx} = q_a(x) \longrightarrow q_a(x) = q(x) - (\rho_m - \rho_{amb}) \cdot g \cdot w(x) \quad (3.7)$$

donde q_a es la fuerza externa vertical total que actúa en cada punto de la placa, y se compone de la carga $q(x)$ y la fuerza restitutiva debido a la flotabilidad de la placa; ρ_m es la densidad del material subyacente; ρ_{amb} es la densidad del material que rellena el vacío creado por la deflexión (aire, agua o sedimentos) y g es la aceleración de la gravedad.

Para el caso de una placa elástica homogénea, la relación entre la rigidez y el espesor de la placa es:

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (3.8)$$

donde E es el módulo de Young, ν es el coeficiente de Poisson y T_e es el espesor elástico. Deflexiones de baja amplitud y gran longitud de onda, como en cuencas extensas de poca profundidad, se traducen en valores altos de D o T_e ; mientras que valores pequeños ajustan deflexiones de gran amplitud y pequeña longitud de onda para el caso de cuencas profundas y estrechas.

El espesor equivalente elástico no debe ser confundido con la profundidad de una interfase física. Es simplemente el resultado numérico seguido de numerosas aseveraciones acerca del sistema de fuerzas y las propiedades mecánicas de la placa. Por otra parte, la rigidez flexural D es una alternativa y tal vez mejor forma de expresar el esfuerzo de la placa durante la flexión.

Finalmente, el ancho del “forebulge” es una medida directa del parámetro flexural y en consecuencia del espesor de la litosfera elástica. Asimismo, la longitud de onda de la deflexión y la máxima deflexión son dependientes de la rigidez flexural de la placa y la magnitud de la carga aplicada.

CAPÍTULO IV

4.1 CAMPO GRAVITATORIO Y ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

El principal objetivo de la gravimetría es determinar como varía la intensidad del campo de gravedad de la tierra debido a la distribución de los materiales heterogéneos del subsuelo, específicamente de las densidades asociadas a cada uno de estos materiales.

Los mapas de anomalías empleados para los estudios gravimétricos pueden ser tanto de Aire – Libre como de Bouguer. La generación de uno u otro dependerá en gran parte del criterio del investigador, del tipo de estudio a llevarse a cabo y particularmente de las características topográficas de la zona en estudio. Primeramente, las Anomalías de Aire – Libre, consideran la influencia de la topografía sobre el campo gravitatorio pero sin tomar en consideración las densidades asociadas a estos cuerpos. Por otro lado, las Anomalías de Bouguer, reúnen de forma más completa correcciones por efectos topográficos (valles y montañas) y de altura, empleando además, una densidad única (representativa de todo el área) que permite corregir los efectos por la distribución de las masas en superficie.

Siendo esto así, los mapas gravimétricos representan la expresión más clara de las características geológico-estructurales del subsuelo, dado que ostentan el efecto combinado de dos fuentes. La primera, denominada anomalías regionales, muestra características de gran amplitud y larga longitud de onda y se relacionan con la disposición estructural del basamento. Por otra parte, la respuesta gravimétrica asociada a los efectos someros que se caracterizan por ser de menor amplitud y corta longitud de onda se les llama anomalías residuales.

De forma general, es posible afirmar que la magnitud de la respuesta gravimétrica causada por una estructura depende directamente del volumen de los cuerpos en el subsuelo y las densidades; aunque también en menor proporción la profundidad y la forma pueden afectar el carácter de las anomalías gravimétricas.

4.2 PARÁMETROS QUE INTERVIENEN EN LA INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA

Con la única finalidad de asegurar óptima correspondencia entre la respuesta de gravedad observada y la calculada, Parasnis (1970) muestra que existen ciertos parámetros que son de relevancia en la interpretación gravimétrica y que su acertada observación pueden facilitar y en muchos casos optimizar superlativamente la interpretación.

El primero de estos parámetros es la intensidad, la cual es proporcional al contraste de densidad entre un cuerpo de roca específico y los demás cuerpos circundantes, y no a la densidad absoluta de alguna de éstas. Asimismo, la agudeza de la anomalía es otro factor importante, puesto que la respuesta gravimétrica de masas someras cae más rápidamente, mientras que las masas profundas son perceptibles a distancias considerables; de esta manera, cuanto más aguda sea una anomalía, más somera será la masa. La resolución, por otra parte, depende de la distancia entre los cuerpos y de la profundidad de éstos. Finalmente, la forma de una anomalía, aún cuando no representa una magnitud cuantificable, constituye la contribución de todos los aspectos anteriores y es importante para determinar cuales parámetros intervienen más que otros.

4.3 FUENTE DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS, TOPOGRÁFICOS Y DE BATIMETRÍA

Los datos gravimétricos y de topografía empleados en esta investigación fueron suministrados por El Centro Nacional de Datos de Geofísica (National Geophysical Data Center, NGDC), el cual forma parte del Departamento de Comercio de Estados Unidos, de la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) y del Servicio Nacional de Datos Ambientales Satelitales e Información (National Environmental Satellite Data and Information Service, NESDIS).

Los datos gravimétricos pertenecen al CD-ROM de Gravedad (Edición de 1999) de la NGDC, y el cómputo de las anomalías de gravedad fue basado en la Red Internacional de Estandarización de Gravedad 1971 y el Sistema Geodésico de Referencia 1967. Fueron descargados en formato digital `ascii_xyz`, y comprenden inicialmente información de latitud, longitud y valor de anomalía en el caso de los datos de gravedad, y se obtuvieron un total de 13168 estaciones gravimétricas, de las cuales 6223 son de Aire – Libre y 9248 son de Anomalía de Bouguer. Para los datos topográficos se dispuso de información de latitud, longitud y cota, y el número total de datos topográficos disponibles es de 24662.

Los datos obtenidos contienen Anomalías de Bouguer en tierra y Anomalías de Aire – Libre costa afuera, por lo que fue necesario realizar la corrección de Bouguer a los datos de Aire- Libre sobre la zona sur del Caribe. Las Anomalías de Bouguer Simple fueron calculadas usando una densidad estándar de 2.670 g/cm^3 , dado que los datos de Bouguer originales estaban basados en ese valor de densidad. Por otra parte, la corrección topográfica está solo incluida en los datos en tierra.

4.4 VALIDACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.

Los datos de gravimetría fueron sometidos a un análisis estadístico con la ayuda del paquete estadístico SPSS para comprobar su calidad. Este análisis consistió en la obtención de un histograma de frecuencia para la Anomalía de Bouguer, que contenía todos los valores correspondientes a la región en estudio. A partir de este histograma, se pudo evaluar de forma cualitativa el tipo de distribución que caracterizaba el conjunto de datos. El resultado preliminar obtenido se muestra en la Figura 4.1, donde la presencia de tres modas bien definidas, no permite catalogar los datos como normales, pero sugiere la descomposición de los datos en tres grupos diferentes.

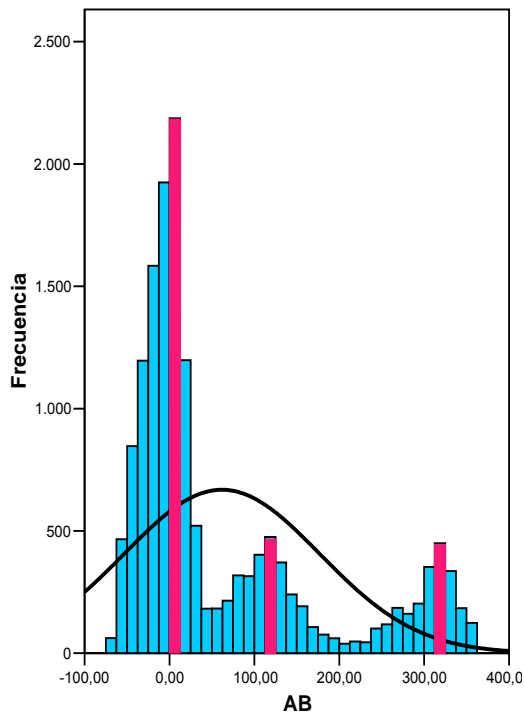


Figura 4.1. Histograma de frecuencias de los datos gravimétricos.

A partir de este resultado, se decidió disponer de un método estadístico multivariante de clasificación automática de datos conocido como Análisis Cluster/Conglomerados (K medias), frecuentemente empleado para clasificar los datos disponibles en grupos lo más homogéneos posible en base a las variables observadas. Es decir, que a partir de un conjunto de casos para una variable determinada, se disponen los casos en grupos (clusters) de manera que los que puedan ser considerados similares son asignados en un mismo grupo, mientras que casos diferentes se localizan en grupos distintos.

La Tabla 4.1 muestra los estadísticos obtenidos luego de la aplicación del análisis de conglomerados a los datos de Anomalía de Bouguer. Se observa además, la separación de los datos en tres grupos bien definidos, donde los valores máximos de cada grupo no se solapan con los valores mínimos del grupo siguiente y además la media y mediana exhiben valores muy cercanos entre sí.

Tabla 4.1. Parámetros estadísticos y separación de grupos mediante análisis de conglomerados para la variable AB

Grupos	Número de casos	%	Mínimo	Media	Mediana	Máximo
1	10224	66.08	-70,00	-8,4587	-6,0000	53,71
2	2931	18.95	53,80	115,9735	115,1533	209,65
3	2316	14.97	209,97	303,4650	310,9153	360,73
Total	15471	100	-70,00	61,8099	9,0000	360,73

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 gráficos Q-Q, para representar los cuantiles respecto a los cuantiles de la distribución normal, permitiendo valorar la desviación de la normalidad.

Las figuras 4.2, 4.4 y 4.6 corresponden con los histogramas de frecuencias para el grupo 1, grupo 2 y grupo 3 respectivamente. La simple exploración visual de estos gráficos permite clasificar los grupos de datos como normales, ya que el ajuste con respecto a la curva de normalidad presentada es bastante preciso y como puede observarse, solo para el caso de la figura 4.6 (AB grupo 3) se muestra un ligero sesgo de los datos hacia los valores altos de Anomalía de Bouguer.

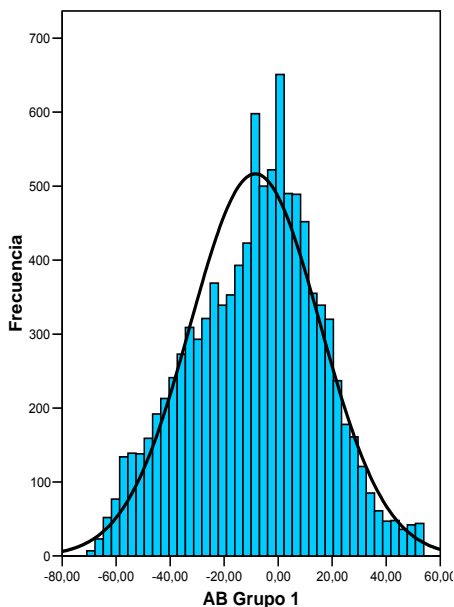


Figura 4.2. Histograma de frecuencias para el grupo 1.

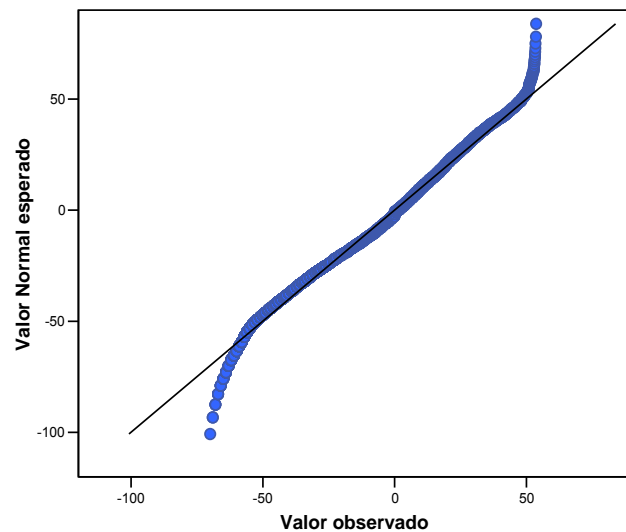


Figura 4.3. Gráfico Q-Q para el grupo 1.

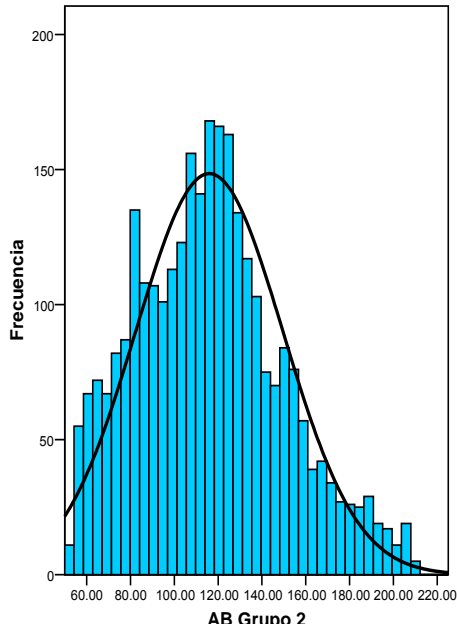


Figura 4.4. Histograma de frecuencias para el grupo 2.

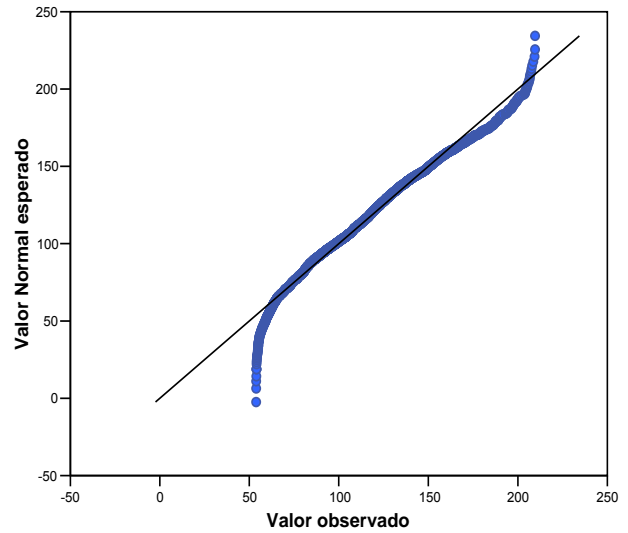


Figura 4.5. Gráfico Q-Q para el grupo 2.

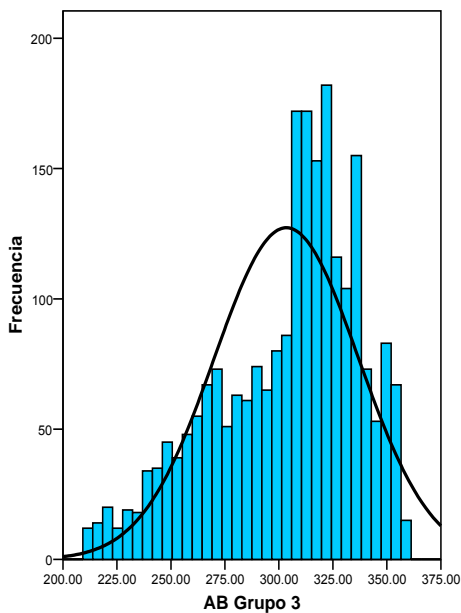


Figura 4.6. Histograma de frecuencias para el grupo 3.

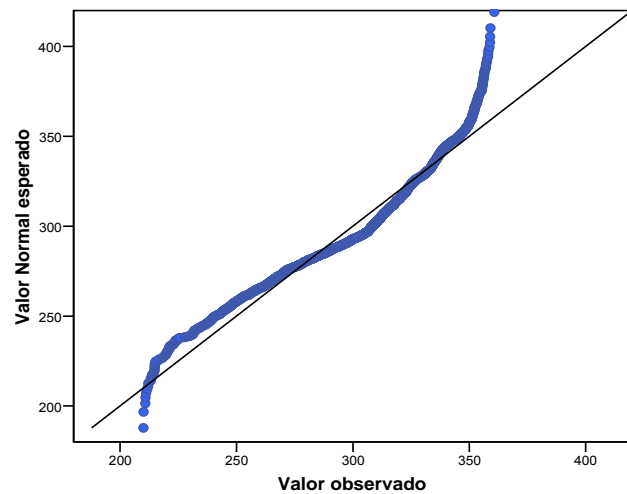


Figura 4.7. Gráfico Q-Q para el grupo 3.

Se elaboraron entonces de forma subsiguiente los gráficos Q-Q para los tres grupos, obteniéndose de esta manera las figuras 4.3, 4.5 y 4.7, donde se contrasta el ajuste de los datos a una distribución normal, midiendo el ajuste de la muestra a una

recta a 45°. Es de esperarse que si el ajuste es bueno, los puntos se deben distribuir aproximadamente según la recta. Para este caso, que las gráficas muestran una tendencia clara de los puntos a concentrarse sobre la línea teórica para los grupos 1 y 2, y aunque el gráfico del grupo 3 se aleja un poco de este comportamiento, es considerado admisible dentro de un rango definido, lo cual implica potencialmente una distribución normal de los datos para los tres grupos.

Por otra parte, con el valor promedio (μ) y la desviación estándar (σ) de los grupos de datos, se asumió una distribución normal y se hizo el siguiente cálculo: $\mu \pm 3\sigma$ para cada grupo, esto para verificar que el conjunto de datos de cada grupo se encontrara dentro de este intervalo, ya que para una variable aleatoria continua X, la probabilidad de que X tome un valor menor o igual que x está determinada por el área comprendida entre la curva y el eje de abscisas desde $-\infty$ a x, que en este caso es igual a 0.9974:

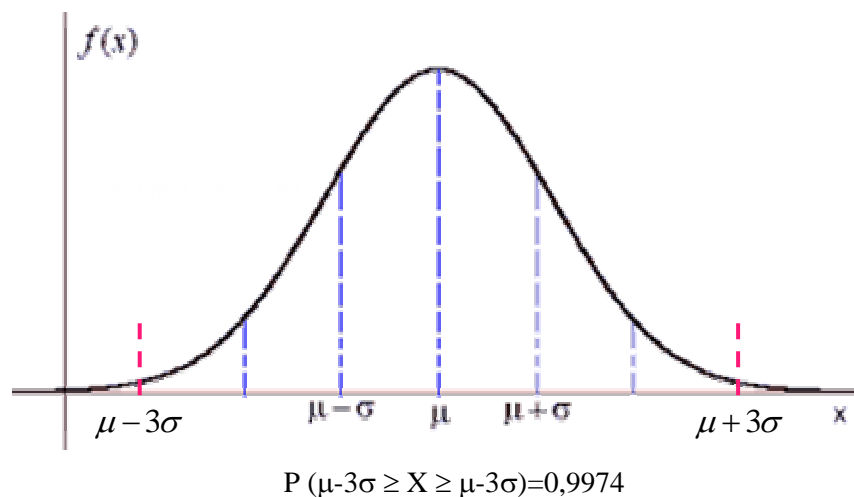


Figura 4.8. Representación gráfica de la función de densidad correspondiente a la distribución normal.

Se obtuvo que para todos los grupos, el conjunto total de datos efectivamente se encontraba dentro del intervalo $\mu \pm 3\sigma$ definido, es decir, que ninguno de los datos

estuvo fuera de este rango y por lo tanto, dada la previa suposición de normalidad, se puede garantizar una distribución de este tipo en los grupos.

Seguidamente, se realizó un diagrama de cajas y bigotes para cada grupo, para descartar la presencia de algún valor atípico o fuera de rango. En la figura 4.9, se advierten los diagramas para los tres grupos, donde para el caso del grupo 2 y 3 se observan algunos valores fuera del rango establecido; sin embargo, considerando el volumen de datos disponibles y las pruebas de normalidad anteriormente aplicadas, es razonable evitar descartar estos datos y en cambio, conservar la totalidad de ellos.

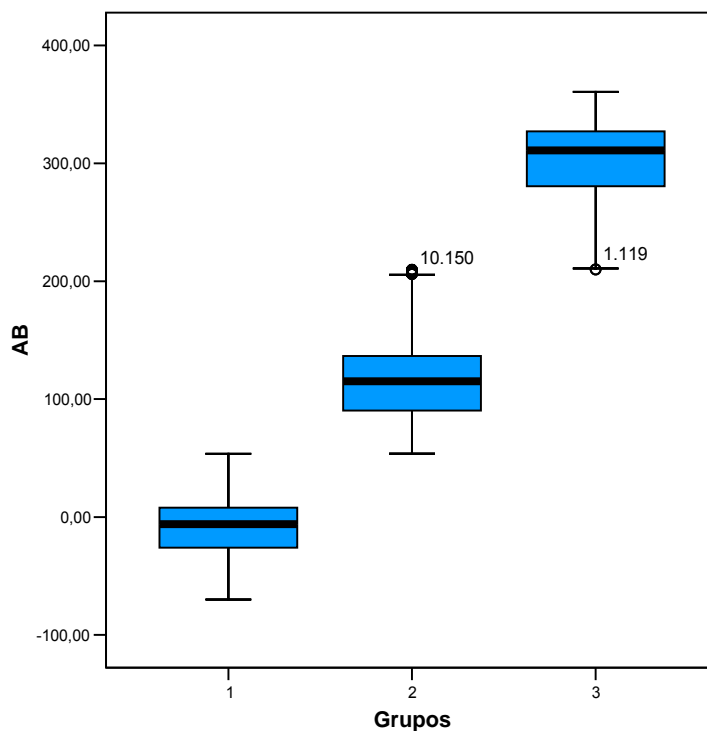


Figura 4.9. Diagrama de caja y bigotes para los grupos 1, 2 y 3.

Finalmente, se graficaron conjuntamente los datos de cada grupo (figura 4.10), empleando para ello las coordenadas geográficas asociadas a cada uno de ellos, y a partir de esto se pudo comprobar que la separación en grupos tiene implicaciones geográficas - geológicas, dado que el gráfico ostenta una limitación muy clara entre

cada conjunto de datos, lo cual es evidente al observar las tres zonas con colores distintos, que representan los datos en tierra (grupo 1), datos en plataforma/talud continental (grupo 2) y costa afuera (grupo 3).

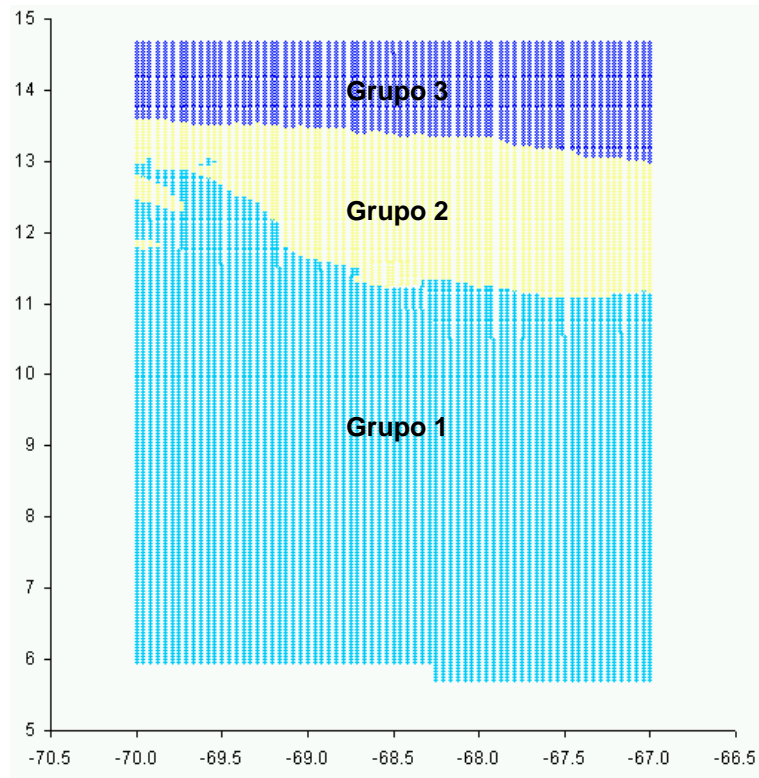


Figura 4.10. Distribución espacial de los datos de Anomalía de Bouguer.

De igual forma, a partir de este gráfico es posible comprobar que el sesgo de los datos pertenecientes al grupo 3 observado en el histograma de frecuencia y en el gráfico Q-Q tiene asociación con la ubicación geográfica de los datos hacia el extremo superior del gráfico, donde las condiciones de borde tienen implicaciones importantes en la forma de la distribución.

4.5 MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

La determinación de la variación de la intensidad del campo de gravedad de la tierra por efecto de la distribución de cuerpos y densidades asociadas, es el principio

más importante de la gravimetría, siendo además su expresión más evidente y trascendental, la elaboración de mapas gravimétricos, reflejo de las características geológico-estructurales del subsuelo.

A partir de los datos gravimétricos se procedió a generar el mapa de Anomalías de Bouguer (Figura 4.11 y 4.12) para una densidad de $2,67 \text{ g/cm}^3$. La zona en estudio de aproximadamente 258000 Km^2 de extensión, está comprendida entre las latitudes 7°N y 13.5°N y entre las longitudes 67°W y 70°W , abarcando desde la cuenca Barinas – Apure en el Sur hasta el Cinturón Deformado del Caribe Sur al norte de Venezuela.

Las magnitudes de las Anomalías observadas aumentan de sur a norte y varían en un amplio rango que va desde -80 miligales, en la región sur del mapa, hasta un máximo de +280 miligales en la parte más septentrional del mismo.

La observación del mapa de Anomalías de Bouguer muestra la influencia de un efecto regional bastante marcado que ostenta amplios gradientes hacia la región meridional del mapa. Por otro lado, hacia el norte la tendencia regional aparece opacada por efectos locales de gran magnitud, lo cual es manifiesto por la presencia de curvas isoanómalas muy irregulares.

Se pueden además notar ciertos aspectos geológicos de interés. En primer lugar, los valores de anomalía de menor magnitud y gradientes suaves (gran amplitud de onda) que pueden apreciarse hacia el sur del mapa podrían estar asociados a la cubierta sedimentaria correspondiente a la Cuenca Barinas – Apure. De igual manera, esta tendencia aparece interrumpida por una franja anómala negativa de orientación noreste, ubicada hacia la parte intermedia del mapa, donde pueden observarse anomalías negativas del orden de los -40 a -60 miligales, posiblemente como consecuencia de la presencia de rocas ígneas–metamórficas pertenecientes a los Andes de Mérida y todo el complejo metamórfico de la Cordillera de la Costa.

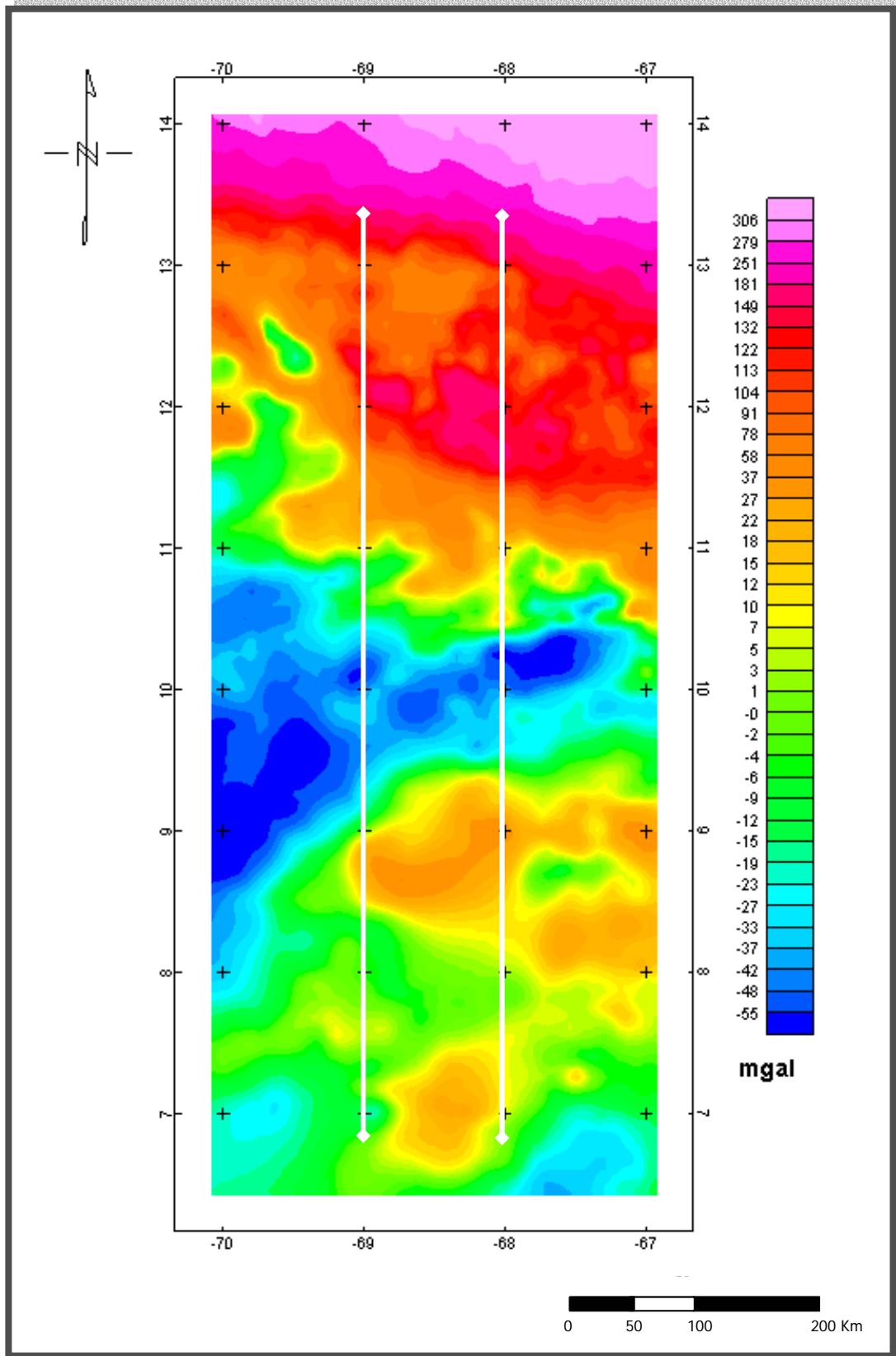


Figura 4.11. Mapa de Anomalías de Bouguer para una densidad $\rho=2.67$ g/cc. Las líneas blancas corresponden a los perfiles 68°W y 69°W .

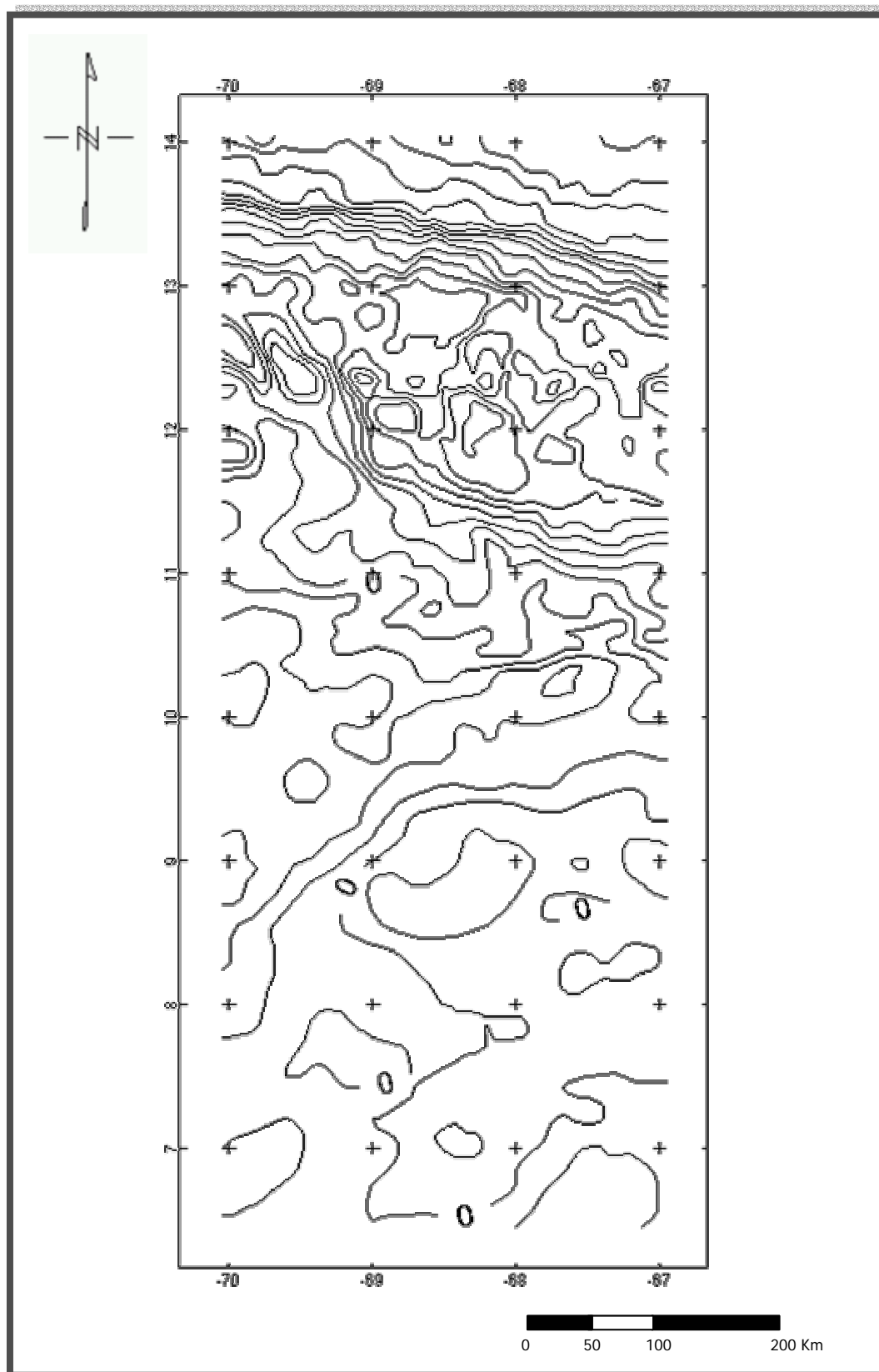


Figura 4.12. Mapa de Contornos de Anomalías de Bouguer para una densidad $\rho=2.67$ g/cc.

Asimismo, es notable como el mapa entre las latitudes 11°N y 12°N exhibe una muy buena delimitación entre las zonas de tierra y las zonas costa afuera; y a partir de los 13.5°N el Cinturón Deformado del Caribe Sur aparentemente tiene un alto control sobre la respuesta gravimétrica en la zona, lo cual es evidenciado por la presencia de una tercera zona con límites bastante claros hacia el extremo norte del mapa. Es en esta zona además, donde se encuentran los valores de anomalía más altos, por el orden de los +160 a +270 miligales.

De igual manera, la figura 4.13 correspondiente al mapa de topografía y batimetría de la zona, corrobora nuevamente la presencia de tres zonas bien diferenciadas. En otras palabras, el mapa topográfico - batimétrico de la región muestra que la topografía guarda cierta correspondencia con la respuesta gravimétrica observada en el mapa de Anomalías de Bouguer.

Por otra parte, a primera vista se puede determinar que la tendencia general que caracterizan las curvas es aproximadamente oeste – este. Siendo claro además, que la región norte del mapa de isoanomalías (a partir de 11°N) se caracteriza por presentar curvas de gradiente pronunciado, mientras que toda la región comprendida al sur de esta latitud presenta una concentración menor y gradientes suaves.

Finalmente, se puede observar como característica notable de la región del límite norte de la placa Suramericana, la cupla gravimétrica negativa – positiva descrita por Karner y Watts (1983), entre los 10.5° y 11.5° de latitud norte, de vital importancia para el estudio de flexión litosférica.

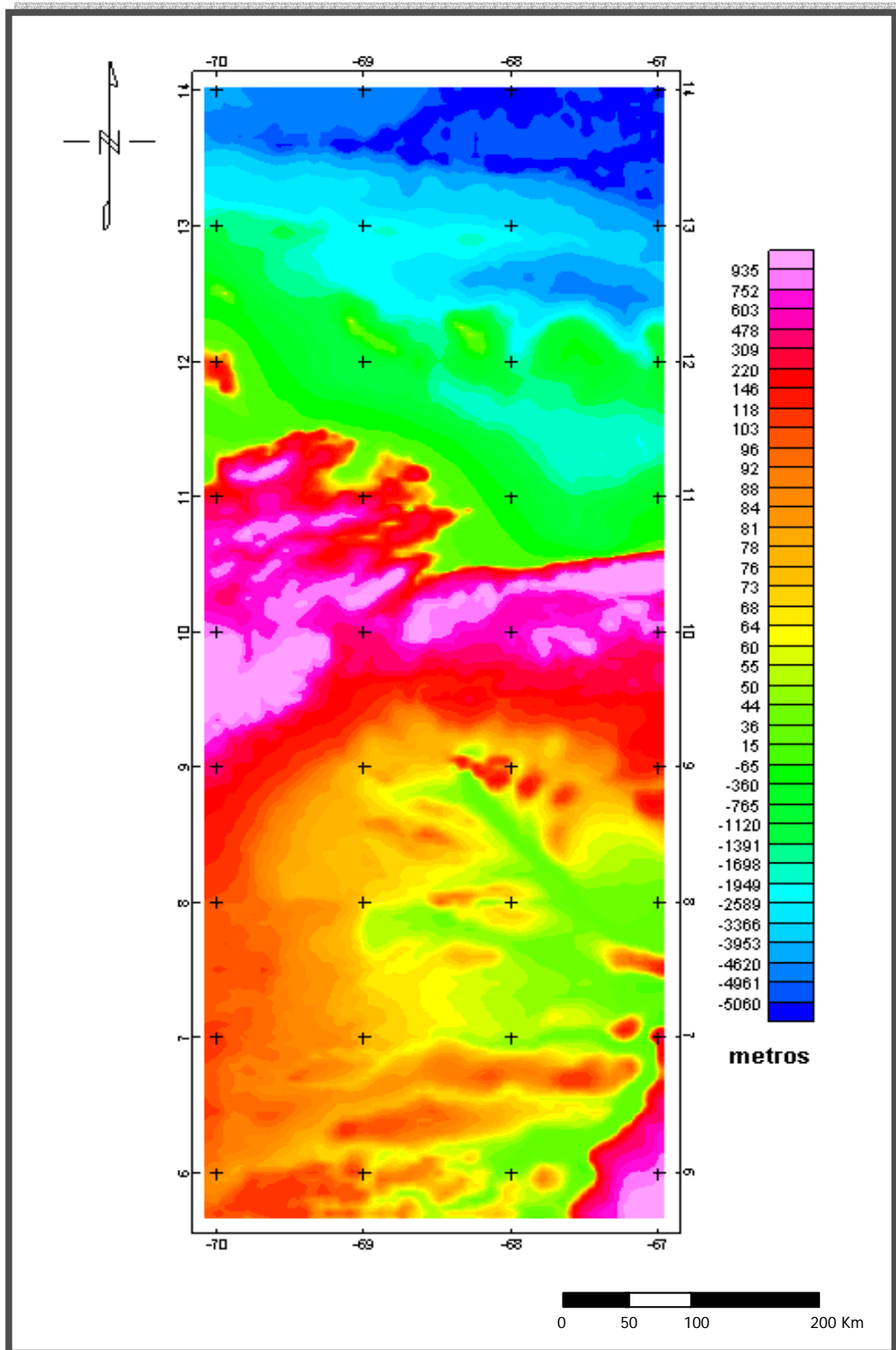


Figura 4.13. Mapa de Topografía y Batimetría de la Región Noroccidental de Venezuela.

4.6 SEPARACIÓN REGIONAL - RESIDUAL

La determinación de la variación de la intensidad del campo de gravedad de la tierra por efecto de la distribución de densidades de los materiales heterogéneos del subsuelo, es el principio más importante de la gravimetría, siendo además su expresión más evidente y trascendental, la elaboración de mapas gravimétricos, reflejo de las características geológico-estructurales del subsuelo.

Los mapas gravimétricos manifiestan generalmente el efecto combinado de dos fuentes:

- **Tendencia Regional:** se caracteriza por anomalías de gran amplitud, distintivas de la disposición estructural del basamento.
- **Tendencias Locales:** son de menor amplitud y extensión, asociadas a características anómalas del subsuelo relativamente cercano a la superficie.

Son también factores que afectan el carácter de las anomalías gravimétricas: volumen, contraste de densidad, profundidad y la forma de los cuerpos presentes en el subsuelo. Asimismo, como muchas de las áreas en las que se hacen prospecciones gravimétricas tienen rasgos estructurales profundos que causan variaciones de la gravedad en superficie de amplitud mucho mayor que la de las estructuras someras, se hace necesario entonces separar las anomalías regionales y residuales, evitando así, que la interpretación se vea afectada simultáneamente por uno u otro efecto. El proceso de separación de estos efectos regionales y residuales comienza con la obtención del efecto regional y filtrando el residual a partir del primero, con la siguiente relación:

$$AB = A_{Reg} + A_{Res} \quad (4.1)$$

Donde, AB es la Anomalía de Bouguer; A_{res} la Anomalía residual y A_{reg} corresponde con la Anomalía regional.

El método de la Superficie Polinómica, es un método de separación que mediante ajustes por mínimos cuadrados adapta superficies polinómicas a la anomalía de Bouguer observada. Entonces, el valor de anomalía residual viene expresado por la diferencia entre la superficie calculada y la observada. Es claro notar que mientras más alto sea el grado de la superficie polinómica calculada, mejor es el ajuste. Para hacer la selección de la superficie más adecuada, se emplea la curva de bondad de ajuste y ésta se construye a partir de la siguiente fórmula:

$$R_k^2 = \frac{SS_R \times 100}{SS_T} \quad (4.2)$$

Siendo R_k es la bondad de ajuste en porcentaje y SS_R y SS_T valores obtenidos de las siguientes ecuaciones:

$$SS_T = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y}_{AB})^2 \quad (4.3)$$

$$SS_R = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y}_R)^2 \quad (4.4)$$

Donde, i : corresponde a cada estación; n = número total de estaciones; $\hat{y}_i (SS_R)$ = Valor de la Anomalía Regional de grado k ; \bar{y}_R = Media aritmética de la Anomalía Regional de grado k ; $\hat{y}_i (SS_T)$ = Valor de la Anomalía de Bouguer y \bar{y}_{AB} = Media aritmética de la Anomalía de Bouguer.

4.6.1 MAPAS DE SEPARACIÓN REGIONAL Y RESIDUAL

Utilizando el programa OASIS Mountaj, se determinó la superficie de tendencia polinómica que mejor se ajustó a los datos del Mapa de Anomalía de Bouguer. Posteriormente, se calculó la bondad de ajuste para cada grado polinómico y se hizo una gráfica de los valores calculados contra cada grado polinómico (Figura 4.14). La superficie seleccionada fue aquella para la cual se obtuvo un valor de bondad de ajuste mayor, para este caso, se escogió la superficie polinómica de grado 2, cuyo valor encontrado fue de 80.35%.

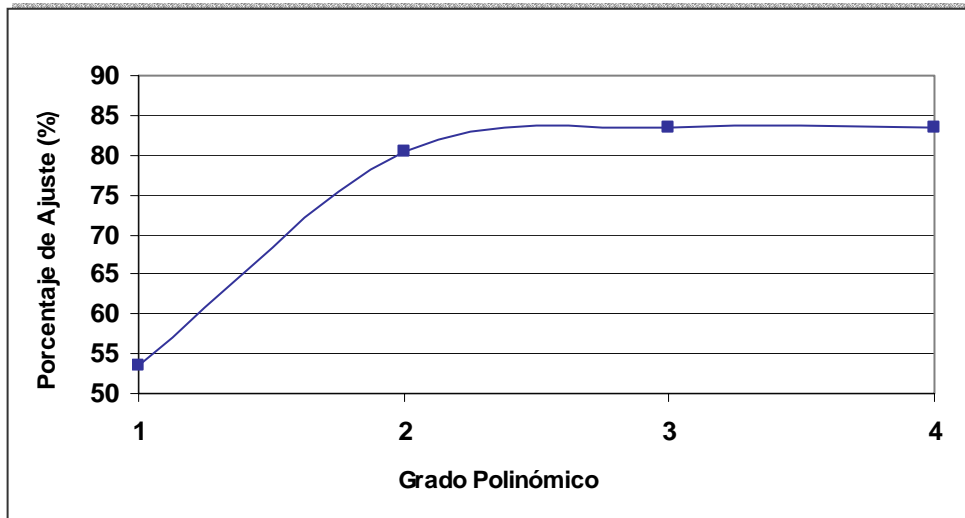


Figura 4.14. Gráfico de bondad de ajuste de las superficies polinómicas.

De igual manera, se presenta la tabla con los valores respectivos al porcentaje de ajuste para cada grado polinómico:

Tabla 4.2 Valores de bondad de ajuste.

Grado	Bondad
1	71.3512789
2	83.6192504
3	78.9624485
4	82.1525368
5	81.4103317
6	82.3532457

El mapa regional de grado dos, presenta en general una tendencia regional suave con contornos isoanómalos cada 20 mgal, casi paralelos orientados preferencialmente con un rumbo aproximadamente N45W a lo largo de la región noroccidental, los cuales van cambiando gradualmente hacia el sureste y finalmente convergen hasta hacerse de rumbo aproximado E-W. De igual manera muestra un buzamiento al norte, con gradientes suaves, respuesta que puede estar asociada

principalmente con el comportamiento del basamento y profundización de la Cuenca de Venezuela al norte.

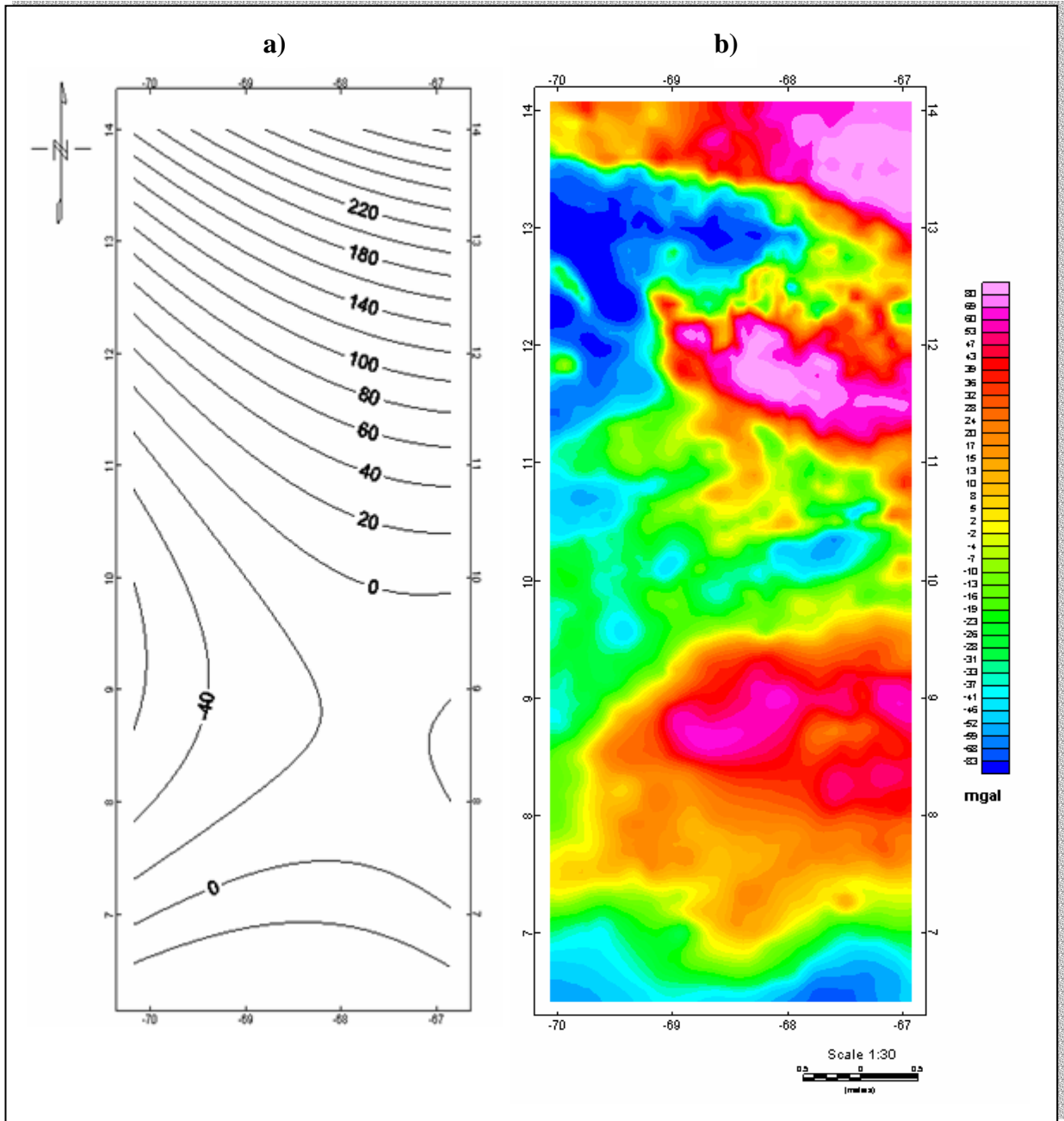


Figura 4.15. Mapas Regional y Residual de grado 2.

Asimismo se observan comportamientos isoanómalos bastante regulares y de amplios gradientes hacia el sur del mapa, correspondiendo con la respuesta del basamento ígneo de la Cuenca Barinas – Apure en la región central y sur del mapa; además parte de la prolongación de la raíz de los Andes de Mérida en profundidad tiene expresión gravimétrica en la zona centrooccidental del mapa regional. Los valores de gravedad varían entre -60 mgal y +320 mgal, correspondiendo este mínimo y máximo con la región centro-occidental y noreste respectivamente.

Igualmente, se incluye el mapa de Anomalías residuales (Figura 4.15b) obtenido al remover el gradiente regional del mapa de Anomalías de Bouguer, correspondiente a la aplicación del método de las superficies polinómicas. Este mapa exhibe contornos isoanómalos residuales y representa como todo mapa de Anomalías Residuales, el efecto de las masas superficiales que se encuentran en el subsuelo de la zona. En éste es posible identificar con mayor propiedad las estructuras y características geológicas mencionadas en la interpretación del Mapa de Anomalías de Bouguer.

Del análisis cualitativo del mapa residual 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.

Entre las anomalías más significativas se destacan los mínimos de la región noroccidental (en color azul), cuyos valores oscilan entre los -80 y -50 mgal aproximadamente, los cuales de igual manera muestran los menores gradientes de anomalía residual del mapa. Se observa también la manifestación de máximos de más de 60 mgal en la zona más septentrional del mapa, específicamente en la parte este (color rosado). Entre los 11°N y 12°N igualmente se pueden apreciar máximos locales, posiblemente asociados a variaciones topográficas y batimétricas en la zona,

producto de la presencia de las Islas Curazao y Bonaire y la Cuenca de Bonaire. Hacia el sur, los máximos observados entre los 9° y 10° en la zona central del mapa se asociaron con las rocas aflorantes del Baúl.

El Cinturón Deformado del Caribe Sur también muestra expresión gravimétrica cerca de los 13.5°N en dirección E-W (franja en color verde al norte). De igual manera, en la región central del mapa, se aprecia una zona poco variable (en color verde), de valores que oscilan entre los -28 mgal y -4 mgal, con algunas intercalaciones de valores un poco más altos, lo cual puede corresponder con la gran variedad litológica presente en la zona (característica del Cinturón de Corrimientos al norte) y el efecto producido por fallas importantes, como La Victoria y San Sebastián, y algunas fallas menores. De igual manera, se distingue en la región meridional del mapa una serie de curvas isoanómalas de suaves gradientes (color rojo y naranja), con valores entre los +2 mgal y +40 mgal, lo cual evidencia posiblemente una sección del subsuelo con topografía más suave y regular que el resto del área.

4.7 MODELADO GRAVIMÉTRICO BIDIMENSIONAL

La realización de los modelos gravimétricos se hizo utilizando el programa GM-SYS de Geosoft a partir de la ubicación de los perfiles 68°W y 69°W, previamente propuestos en el mapa de Anomalías de Bouguer generado. Tomando en cuenta los contrastes de densidad, así como las profundidades de los diferentes cuerpos empleados para generar la respuesta gravimétrica calculada, se generaron varios modelos 2D de la posible distribución geológica causante de las anomalías observadas. Las figuras 4.16 y 4.17 muestran los perfiles gravimétricos correspondientes a los perfiles 68°W y 69°W respectivamente.

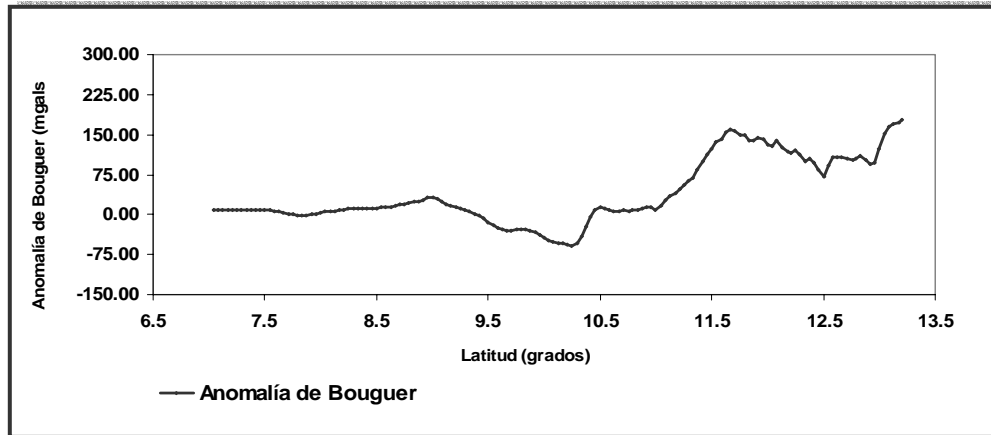


Figura 4.16. Perfil de Anomalías de Bouguer ($\rho=2.67$ g/cc) para el meridiano 68°W.

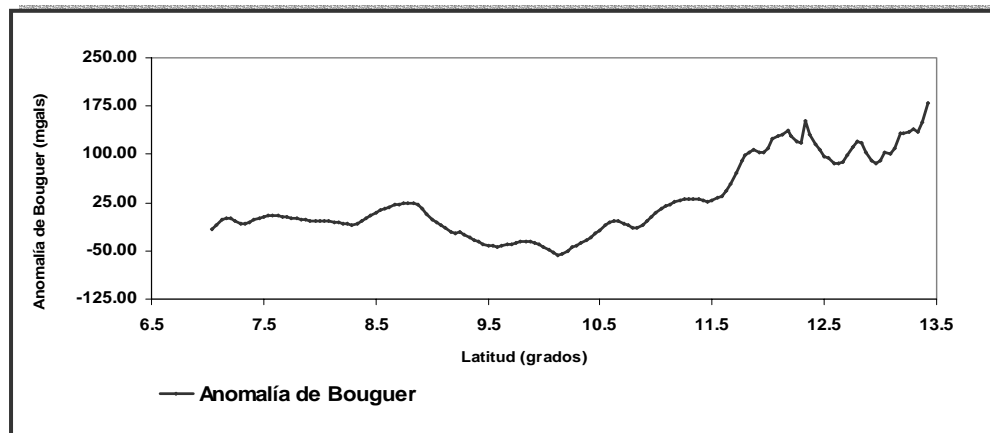


Figura 4.17. Perfil de Anomalías de Bouguer ($\rho=2.67$ g/cc) para el meridiano 69°W.

Para generar los modelos fue necesario establecer la geometría de las estructuras y cuerpos presentes, así como disponer de un conjunto de valores de densidades. Esta información fue extraída principalmente de los trabajos y modelos publicados por Silver et al. (1975), Bellizzia (1985), Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004) y Rodríguez y Sousa (2003) para la región en estudio. De la misma forma, el modelo geológico del subsuelo (Figura 4.18) para la región central extraído de la WEC (1997), fue un importante apoyo para restringir las características generales de las principales estructuras presentes durante la elaboración de los modelos gravimétricos bidimensionales propuestos.

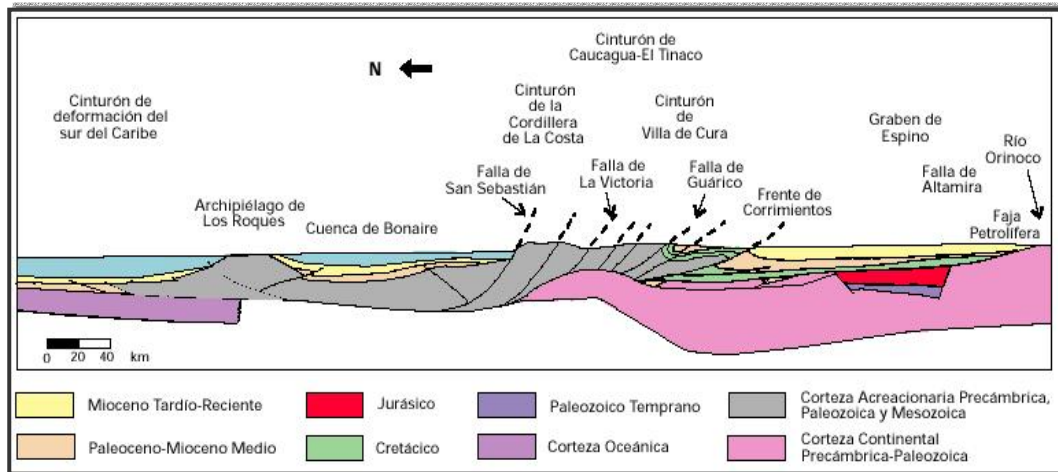


Figura 4.18. Corte geológico N-S en la Región Central. (Tomado de WEC, 1997).

Bajo este contexto, la tabla 4.3 muestra la información correspondiente a las estructuras y densidades presentes en los modelos propuestos para los dos perfiles.

Tabla 4.3 Valores de densidad de los cuerpos para los modelos gravimétricos bidimensionales propuestos.

Estructuras	Densidad (g/cm ³)	Estructuras	Densidad (g/cm ³)
(1) Manto	3,05 – 3,12	(7) Sedimentos Prisma de Acreción	2,50 – 2,55
(2) Corteza Continental	2,75	(8) Corteza Oceánica	2,95
(3) Corteza de Transición (Bloque Bonaire)	2,80 - 2,85	(9) Sedimentos Marinos	2,40 – 2,45
(4) Sedimentos metatectonizados	2,40 -2,60	(10) Napas de Lara	2,55 – 2,65
(5) Sedimentos Recientes	2,30 – 2,38	(11) Mar Caribe	1.03
(6) Cinturones de Corrimientos	2,46 – 2,80	(12) Sedimentos Cuenca de Falcón	2.35 – 2.40

4.7.1 SECCIÓN DE LA CORTEZA EN EL PERFIL 68°W

Para este perfil los dos modelos propuestos presentan características comunes. En primer lugar, por debajo del Sistema Montañoso del Caribe la corteza continental experimenta un engrosamiento del espesor y la Discontinuidad de Mohorovicic alcanza una profundidad cercana a los 35 Km, para luego disminuir en dirección

Norte hasta casi 15 Km costa afuera, lo cual es concordante con las propuestas de profundidad de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004) y con las de Schmitz et al. (2005) y Bezada (2005) por debajo el Sistema Montañoso del Caribe. Por otra parte, respecto a la geometría de la discontinuidad y la tendencia general a reducir su profundidad de Sur a Norte, este estudio es totalmente concordante con las observaciones hechas por los autores anteriormente nombrados.

Es notable la presencia de la corteza de transición, reportada por Silver et al. (1975) como Bloque Bonaire que ostenta densidades típicas de corteza oceánica pero exhibe un espesor mucho mayor y separa la corteza continental (de unos 35 Km de espesor) de la corteza oceánica (cuyo espesor es de unos 7 Km). Para el perfil seleccionado, este bloque tiende a somerizar justo después de la cuenca de Bonaire, la cual alcanza una profundidad máxima de 1.6 Km (Bellizia, 1985; Bosch y Rodríguez, 1992; Gorney et al., 2004), y luego el tope del Bloque profundiza nuevamente al acercarse al Cinturón Deformado del Caribe Sur.

Al sur del perfil, puede observarse parte de la Cuenca Barinas – Apure, conformada por sedimentos de edad reciente. Siguiendo en dirección norte, se ubica el Alto del Baúl, cuya asociación granítica data del Carbonífero a Pérmico, y encontrándose además otras asociaciones volcánicas y metamórficas de edad Jurásico y Cámbrico a Ordovícico respectivamente (Mapa Geológico de Venezuela, Escala 1:750.000). Seguidamente, un espesor sedimentario cenozoico de edad Eoceno – Mioceno separa el Baúl del Frente de Corrimientos, el cual buza hacia el norte y alcanza una profundidad aproximada de 7 a 10 Km (Ughi et al., 2004).

Al avanzar hacia la costa, justo después del Frente de Corrimientos, se observa el Cinturón de Corrimientos, conformado para este perfil, por las Napas de la Cordillera de La Costa, Paracotos – Loma de Hierro, Cauagua – El Tinaco y Piemontina (Giunta et al., 2002), las cuales representan Asociaciones de Rocas Meta-Volcanosedimentarias del Mesozoico.

Por otra parte, la Falla de San Sebastián – Morón representa el límite Cinturón de Corrimientos – Línea de Costa y fue modelada según Ughi et al. (2004), que la describe como casi vertical. Asimismo, es notable la presencia de la Cuenca Antepaís, producto de la flexión de la litosfera debido a cargas supracorticales, con un espesor de sedimentos de unos 5 Km, descrita por Bosch y Rodríguez (1992) en el perfil correspondiente al meridiano 68°W.

Por último, la geometría de la Cuenca Bonaire, el Prisma de Acreción del Cinturón Deformado del Caribe Sur y la Cuenca de Venezuela, así como la profundidad del cuerpo de agua y espesor de sedimentos marinos del modelo fueron controlados por información batimétrica proveniente del mapa de topografía y batimetría generado anteriormente (Figura 4.12), a partir de un perfil interpretado por Gorney et al. (2004) y de la sección geológica planteada por Bellizia (1985) para la región centro-occidental.

Para la sección 68°W se propusieron dos modelos diferentes, variando la profundidad de la lámina de subducción de la Placa Caribe por debajo de Suramérica. Estos dos modelos corresponden con una lámina de subducción somera y un modelo con lámina de subducción intermedia. No se considera para este perfil el modelo de subducción profunda, debido a que la geometría de la lámina de subducción propuesta en el trabajo de Van Der Hilst (1992), muestra que para la zona del meridiano 68°W, ésta subduce oblicuamente y no en dirección N-S, y por otra parte esta lámina, también denominada “slab de Maracaibo”, alcanza su máxima profundización mucho más al occidente de la zona en evaluación.

El modelo presentado correspondiente a la subducción somera (Figura 4.19), tiene su base en el estudio de Silver et al. (1975), quien fue el primero en advertir la presencia de una lámina de subducción somera al norte de Venezuela. De la misma manera, Bosch y Rodríguez (1992) y Ughi et al., (2004) también tienen conclusiones similares al respecto, y manejan la figura de una lámina de subducción bastante somera de unos 40 Km de longitud, que inicia a unos 340 Km al norte de

Barquisimeto, profundizando a tan sólo 13 Km (Rodríguez y Sousa, 2003). La Figura 4.19 muestra que el modelo correspondiente mantiene características similares a las otras propuestas en cuanto a la disposición general de las estructuras y la única variable es el comportamiento de la lámina de subducción (“slab”) en profundidad, donde se presenta con un ángulo de buzamiento muy bajo (por debajo de los 20 grados), pero llegando a alcanzar unos 22 Km de profundidad.

El modelo de subducción intermedia (Figura 4.20), por otra parte, corresponde según Rodríguez y Sousa (2003) con una lámina de aproximadamente 100 Km de longitud, la cual se extiende desde el norte de Barquisimeto (a unos 340 Km), hasta unos 20 Km de la ciudad de Coro y exhibe un ángulo de buzamiento menor a 20°. Asimismo, como se había comentado previamente, el trabajo presentado por Van Der Hilst (1994) indica que para las cercanías del meridiano 68°W, la lámina de subducción no presenta profundidades muy grandes. Los resultados obtenidos con este modelo muestran que el mejor ajuste de la curva de gravedad obtenido es el correspondiente a la Figura 4.19, donde se presenta la lámina subduciendo con un ángulo de buzamiento muy pequeño (por debajo de los 20 grados), como lo afirman Ladd et al. (1990), Van Der Hilst (1994) y Bezada (2005), pero subduciendo hasta una profundidad máxima de 33 Km aproximadamente, lo cual difiere de los autores anteriormente nombrados, quienes proponen profundidades máximas mayores.

Finalmente, para el perfil 68°W, los resultados conllevan a afirmar que el modelo de subducción somera muestra el mejor ajuste entre la respuesta gravimétrica observada y la calculada.

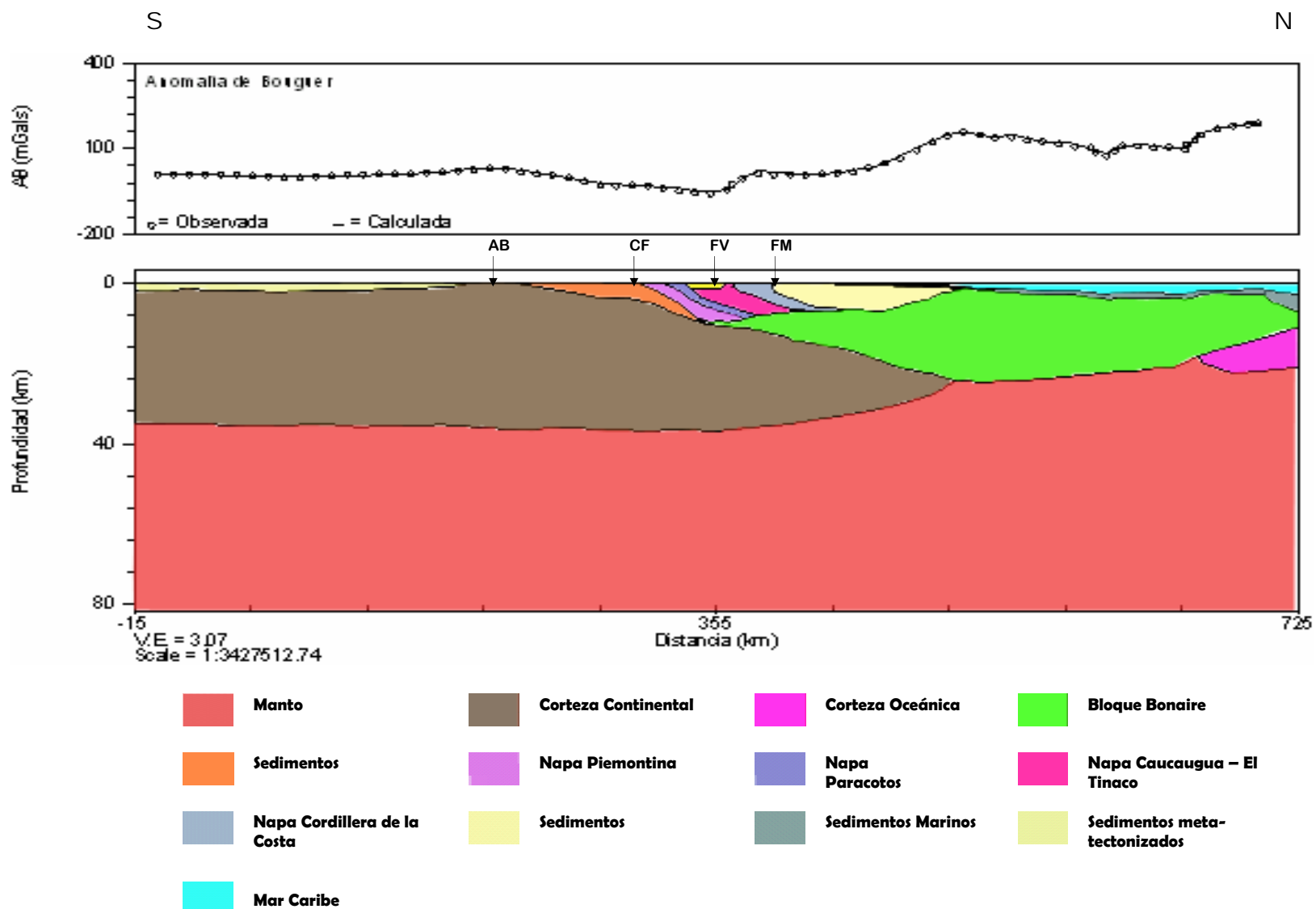


Figura 4.19 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 68°W. AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FV = Falla de la Victoria, FM = Falla de Morón – San Sebastián.

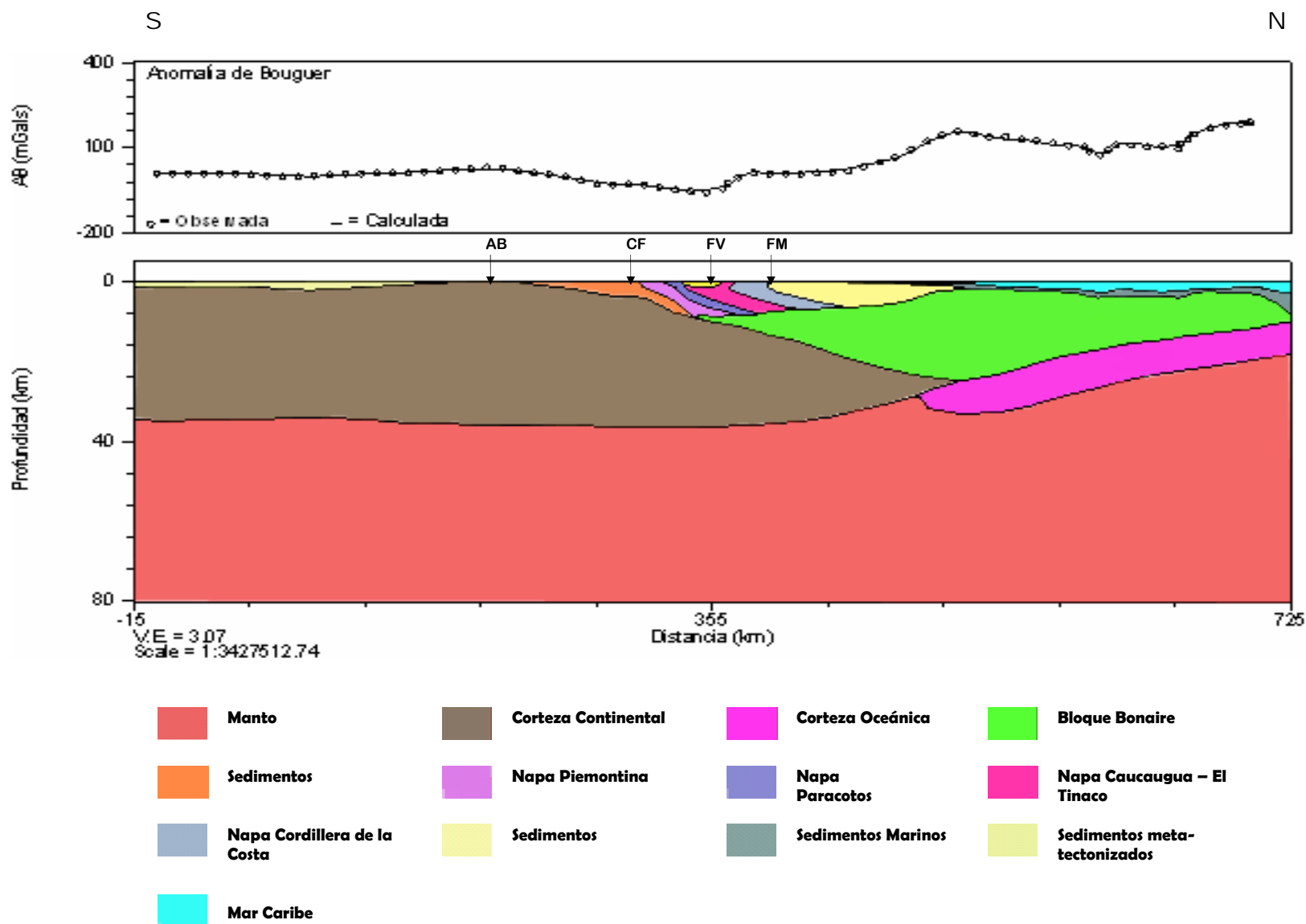


Figura 4.20 Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción intermedia propuesto para el perfil 68°W. AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FV = Falla de la Victoria, FM = Falla de Morón – San Sebastián.

4.7.2 SECCIÓN DE LA CORTEZA EN EL PERFIL 69°W

Uno de los aspectos más resaltantes para este perfil es el comportamiento de la Discontinuidad de Mohorovicic apreciándose una disminución en su profundidad en dirección S-N, desde unos 36 Km al sur del perfil hasta unos 15 Km en la parte más septentrional del modelo, nuevamente concordante con las propuestas de profundidad de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004), Bezada (2005) y Schmitz et al. (2005). Por tanto, la corteza continental, de aproximadamente unos 35 Km de espesor promedio, disminuye su espesor en dirección S-N hasta el contacto con el Bloque Bonaire (Silver et al., 1975). La disminución del tope del basamento representa, además, la flexión litosférica de la corteza en dicha zona a causa de cargas suprayacentes más al norte.

Se localizan al sur sobre basamento continental, los sedimentos de edad reciente correspondientes a la cuenca Barinas – Apure. Igualmente, se aprecia el Corrimiento Frontal con las mismas características que las descritas para el perfil 68°W. Seguidamente, se observan una serie de cuerpos meta-ígneos relacionados con la Asociación Metamórfica de la Costa (Jurásico Superior y Cretácico Inferior) y las Napas de Lara (Cretácico – Eoceno). Estos cuerpos Mesozoicos, pertenecientes al Cretácico Inferior – Cretácico Superior, se encuentran emplazados sobre la columna de sedimentos meta-tectonizados característica de las Napas de Lara, descritos además por Bosch y Rodríguez (1992) y Rodríguez y Sousa (2003). De igual forma, se consideró la presencia del Graben de Aroa, del Terciario Superior – Cuaternario, cual está limitado por la Falla de Boconó y la Falla de San Sebastián – Morón.

La corteza de transición o Bloque Bonaire (Silver et al., 1975) tiene una geometría similar a la de un prisma invertido y presenta la forma característica irregular de altos y bajos, descrita para este perfil por Bosch y Rodríguez (1992).

De igual forma, también se muestra la Cuenca de Falcón, con la forma particular detallada por Boesi y Goddard (1991), rellena por sedimentos de edades

que están comprendidas entre el Eoceno Superior hasta el Cuaternario (Audemard, 1997).

Siguiendo el mismo patrón empleado para el perfil 68°W, la geometría del Prisma de Acreción del Cinturón Deformado del Caribe Sur y la Cuenca de Venezuela, así como la profundidad del cuerpo de agua y espesor de sedimentos marinos del modelo fueron controlados a partir del perfil presentado por Gorney et al. (2004), de la sección geológica planteada por Bellizia (1985) para la región centro-occidental y del mapa de topografía y batimetría generado.

Fueron igualmente propuestos tres modelos diferentes basados en la profundización de la lámina de subducción, a un nivel somero (Figura 4.21) e intermedio (Figura 4.22) y, a diferencia del perfil anterior, se contempla la existencia de una lámina de subducción profundizando a más de 140 Km por debajo de Suramérica (Figura 4.23), hecho que tiene sustento en el trabajo de Van Der Hilst (1994), ya mencionado varias veces con anterioridad en esta investigación.

Los resultados muestran que para este perfil, los modelos de subducción somera e intermedia muestran el menor error entre la respuesta gravimétrica observada y la calculada y de éstos, el de subducción somera es el que presenta el menor error de ajuste, siendo estos resultados similares a los que fueron obtenidos por Rodríguez y Sousa (2003) en la región noroccidental.

Por otra parte, el modelo correspondiente a la lámina de subducción profunda, muestra un gran desajuste en la zona de máxima profundización del “slab”. Esto puede interpretarse como un posible exceso de material de menor densidad que el circundante, (debido al contraste entre la densidad del manto y la de la lámina subducida), que hace que la curva calculada decaiga y no ajuste apropiadamente a la observada (Figura 125), hecho que parece indicar la no presencia de una lámina de subducción a tal profundidad. Sin embargo, para corroborar de nuevo este hecho, se modificaron las densidades de los cuerpos y estructuras del modelo de tal forma que

la curva ajustara (Figura 126), elevando la densidad del manto de 3.055 gr/cc a 3.120 gr/cc, la densidad del Bloque Bonaire de 2.850 gr/cc a 2.855 gr/cc y la densidad de la lámina de subducción de 2.950 gr/cc a 3.120 gr/cc. De todos los cambios realizados, esta última condición (aumento de densidad de la corteza oceánica subducida), entra en contradicción con las densidades consideradas por Bosch y Rodríguez (1992), Bezada (2005), Rodríguez y Sousa (2003) y Ughi et al., (2004) para los modelos de subducción presentados en la región central y noroccidental de Venezuela. Lo cual finalmente conlleva a poner en tela de juicio la prolongación de la lámina de subducción tantos kilómetros por debajo de Suramérica.

A pesar de los resultados de estas primeras observaciones, este hecho pretende ser evaluado posteriormente con el modelo de flexión para los perfiles planteados.

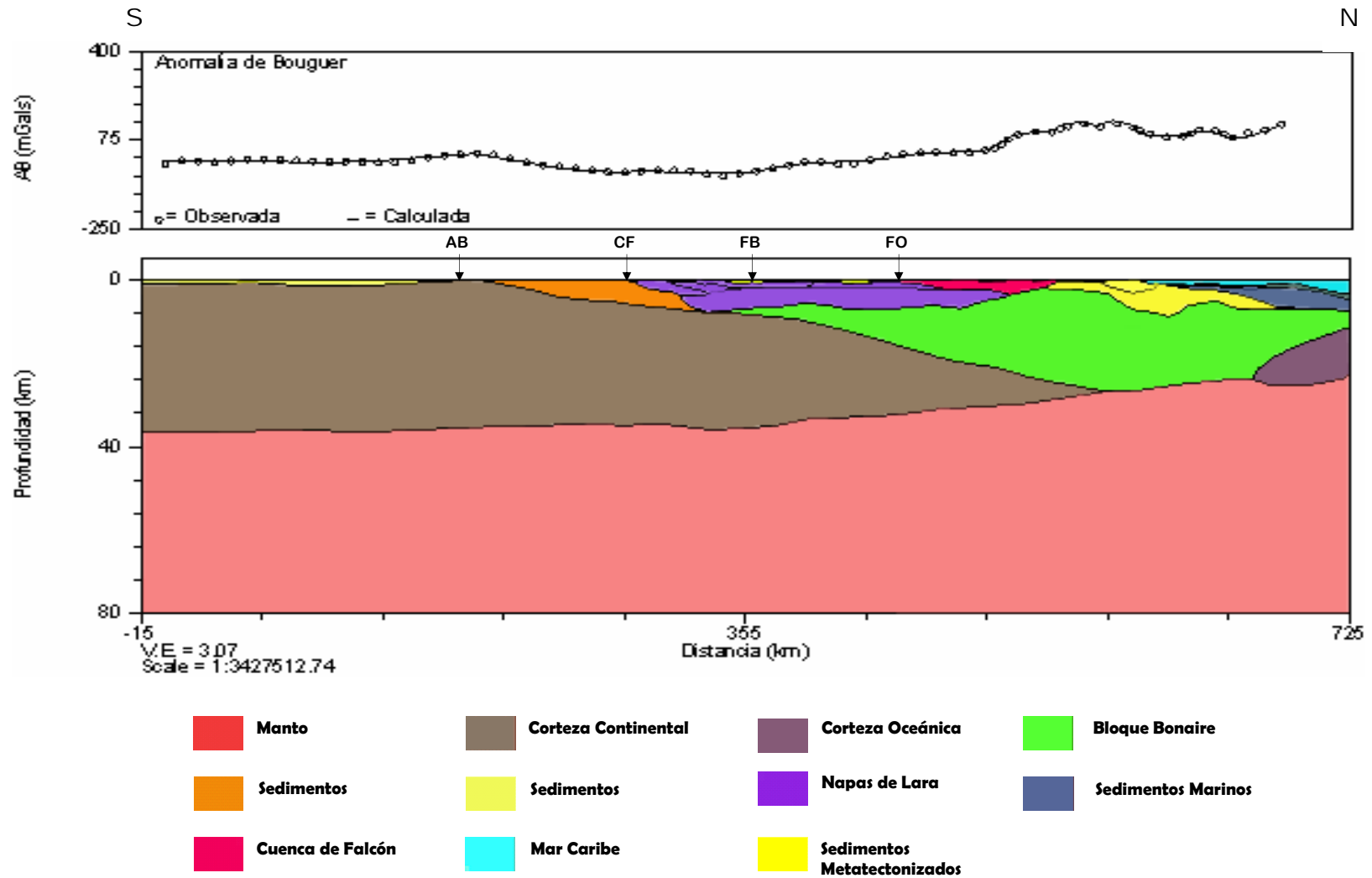


Figura 4.21. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción somera propuesto para el perfil 69°W.
 AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FB = Falla de Boconó, FO = Falla de Oca.

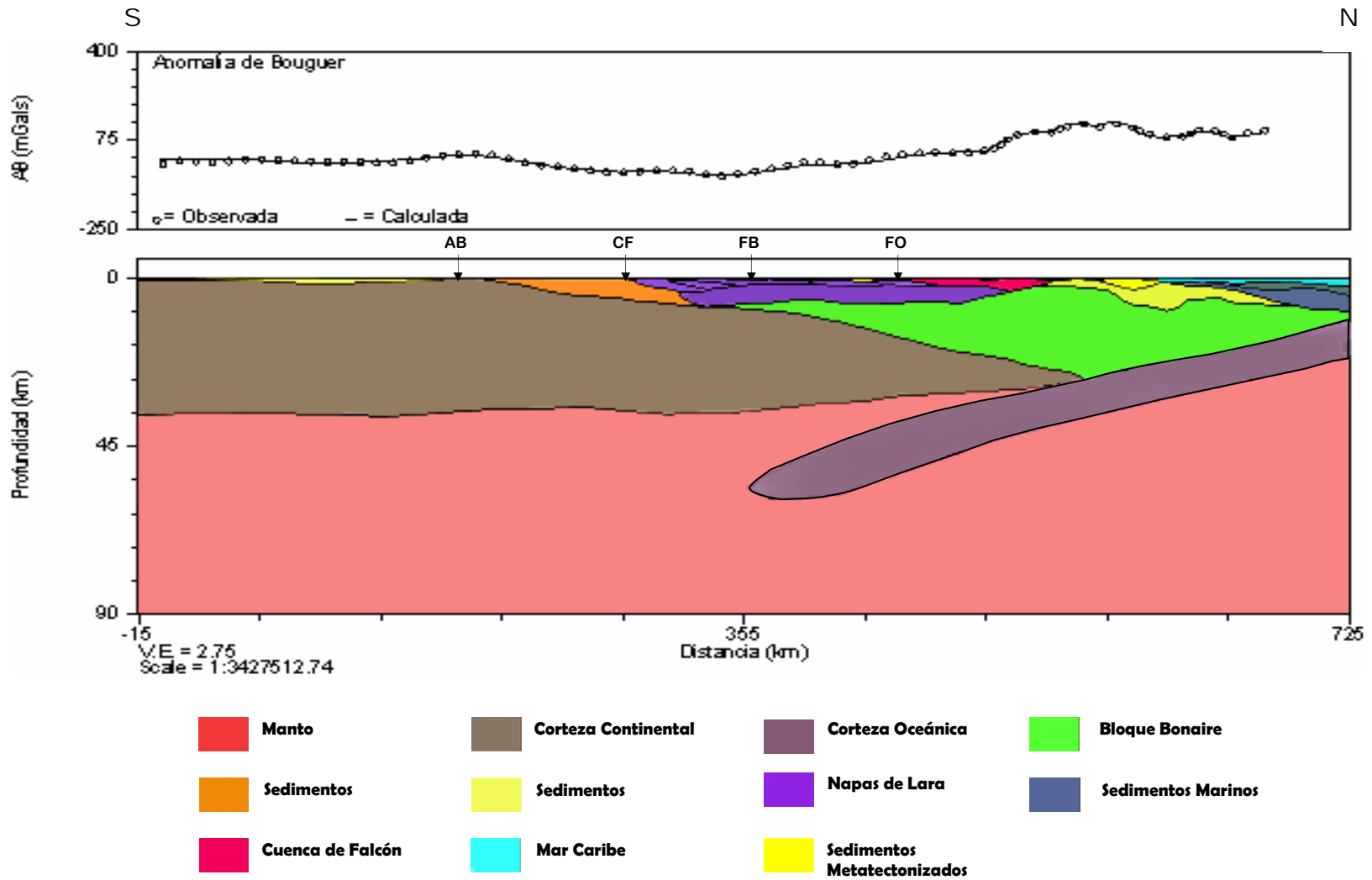


Figura 4.22. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción intermedia propuesto para el perfil 69°W. AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FB = Falla de Boconó, FO = Falla de Oca.

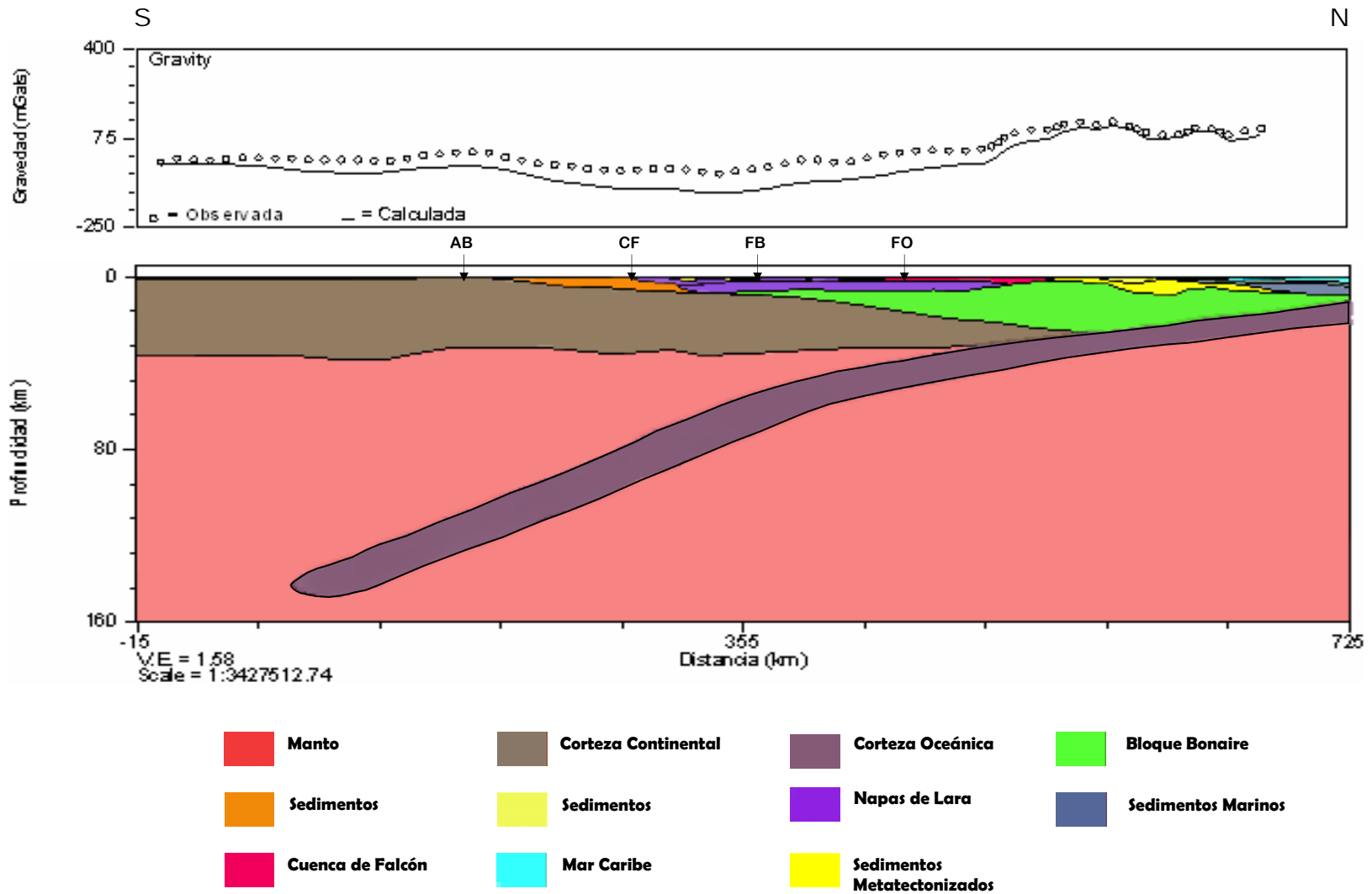


Figura 4.23. Modelo gravimétrico bidimensional con lámina de subducción profunda propuesto para el perfil 69°W.
 AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FB = Falla de Boconó, FO = Falla de Oca.

CAPÍTULO V

5.1 FLEXIÓN DE LA LITOSFERA CONTINENTAL

Los sedimentos que se han acumulado a lo largo de millones de años en las cuencas sedimentarias representan una carga para la litosfera, la cual subsecuentemente responde a este hecho a través de la flexión. Las cuencas antepaís y fosas oceánicas son ejemplos de depocentros generados por la deflexión de la litosfera como consecuencia de la aplicación de cargas y sistemas de fuerzas asociados.

Las zonas de colisión han sido objeto de numerosos estudios de flexión continental y los resultados muestran que los perfiles de Anomalía de Bouguer a través de los cinturones montañosos y cuencas antepaís sugieren una gran diversidad en la configuración de los sistemas de fuerzas que flexan la litosfera continental.

De igual forma, la corteza continental responde de forma muy diferente a la litosfera oceánica elástica en todas las escalas de deformación. Los continentes se caracterizan por acumular esfuerzos por largos periodos de tiempo geológico, mientras que la litosfera oceánica se muestra relativamente intacta debido a su corta historia geológica que se remonta a tan solo 180 Ma. Este hecho es también notorio por la presencia de límites de placa bien definidos en los océanos y contrariamente, de extensos y difusos límites sobre zonas continentales.

Las anomalías de gravedad también tienen una expresión asociada a la flexión de la litosfera continental, siendo las anomalías de Bouguer las que han sido empleadas ampliamente para estudiar y caracterizar la flexión resultante debido a colisiones continentales. Entre estas investigaciones resaltan las realizadas por Karner y Watts (1983) y Lyon –Caen y Molnar (1989).

Dado que el estudio de flexión particular en esta región se realizará tomando en cuenta el modelo de placa rota, es necesario llevar la ecuación (3.2) al dominio espectral, aplicando la Transformada de Fourier con la finalidad de encontrar la

expresión particular para el caso de placa discontinua. Al resolver la ecuación (3.2) se obtiene:

$$w(k) = \frac{\Delta\rho_1}{\Delta\rho_2} \phi(k)H(k) \quad (5.1)$$

donde $W(k)$ es la deflexión de la placa, $H(k)$ es la carga topográfica y $\phi_c(k)$ es:

$$\phi_c(k) = \left[1 + \frac{16\pi^4 Dk^4}{\Delta\rho_2 g} \right]^{-1} \quad (5.2)$$

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

$$\lambda = \sqrt[4]{\frac{4D}{\Delta\rho_2 g}} \quad (5.3)$$

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_o y la fuerza de cizalla P_o (Hetényi, 1946). Este momento de torsión y la fuerza de cizalla se obtienen de las ecuaciones:

$$Q = -D \left(\frac{d^3 w}{dx^3} \right) \quad (5.4)$$

$$M = -D \left(\frac{d^2 w}{dx^2} \right) \quad (5.5)$$

Del mismo modo, P_o y M_o vienen dados por:

$$P_o = 4 \left[\lambda M(x_o) + Q(x_o) \right] \quad (5.6)$$

$$M_o = -2 \left[2M(x_o) - \frac{Q(x_o)}{\alpha} \right] \quad (5.7)$$

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

$$W(x) = \frac{P_o}{2\Delta\rho_2 g \lambda} e^{(-x/\lambda)[\cos(x/\lambda)+\sin(x/\lambda)]} + \frac{M_o}{\Delta\rho_2 g \lambda^2} e^{(-x/\lambda)\sin(x/\lambda)} \quad (5.8)$$

Con estas fuerzas (P_o) y momentos (M_o) actuando sobre la placa continua, la deflexión de la misma se corresponderá al de una placa rota, cuyo extremo se ubica en $x = x_o$. 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 la ecuación definida por Parker (1972):

$$G_c(k) = 2\pi\gamma \sum_{n=1}^4 \frac{k^{(n-1)}}{n!} (\Delta\rho_1 H_1^n(k) + \Delta\rho_3 H_2^n(k) e^{-kd_2}) \quad (5.9)$$

$$G_{basam}(k) = -2\pi G \Delta\rho_2 e^{-kd_1} \sum_{n=1}^4 \frac{k^{(n-1)}}{n!} Y_b^n(k) \quad (5.10)$$

$$G_{Manto}(k) = -2\pi G \Delta\rho_3 e^{[-k(d_2+d_3)]} \sum_{n=1}^4 \frac{k^{n-1}}{n!} Y_b^n(k) \quad (5.11)$$

donde d_o , d_1 y d_2 son las alturas y profundidades promedios de la topografía, carga superficial y basamento, respectivamente. $G_{carga}(k)$ es el efecto gravitatorio de la carga, $G_{basam}(k)$ es la respuesta gravimétrica del basamento, $G_{Manto}(k)$ la respuesta de la Discontinuidad de Mohorovicic. 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 expresión:

$$G_{total}(k) = G_{carga}(k) + G_{basam}(k) + G_{Manto}(k) \quad (5.12)$$

Por último, empleando la ecuación siguiente es posible determinar la masa total de las cargas que producen la flexión de la litosfera:

$$M = \Delta\rho * \int \Delta h(x) dx \quad (5.13)$$

donde $\Delta\rho$ es el contraste de densidades de la carga y $\Delta h(x)$ representa la topografía.

5.2 MODELADO FLEXURAL Y ESQUEMAS DE CARGA

El proceso de flexión de la litosfera responde a la acción gravitatoria de cargas de tipo superficial y subsuperficial; y se consideran éstas últimas como cargas primarias, mientras que las cargas de superficie son cargas secundarias y tienen un efecto limitado (Karner, 1982).

En estudios de flexión previos, como los realizados por Ughi (2002) y Reyes (2002), se realizaron una serie de pruebas referentes a la variación del espesor elástico y la densidad de las cargas y de los sedimentos, obteniendo para todos los casos resultados muy significativos (Figura 5.1 y 5.2).

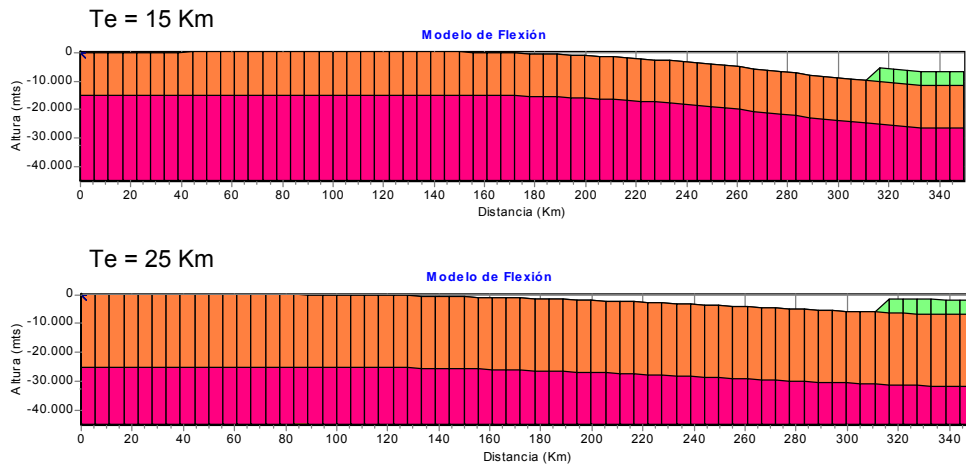


Figura 5.1. Modelo de flexión para una densidad $\rho_l = 2,7$ g/cc y espesor elástico de 15 y 25 Km. (Tomado de Ughi, 2002)

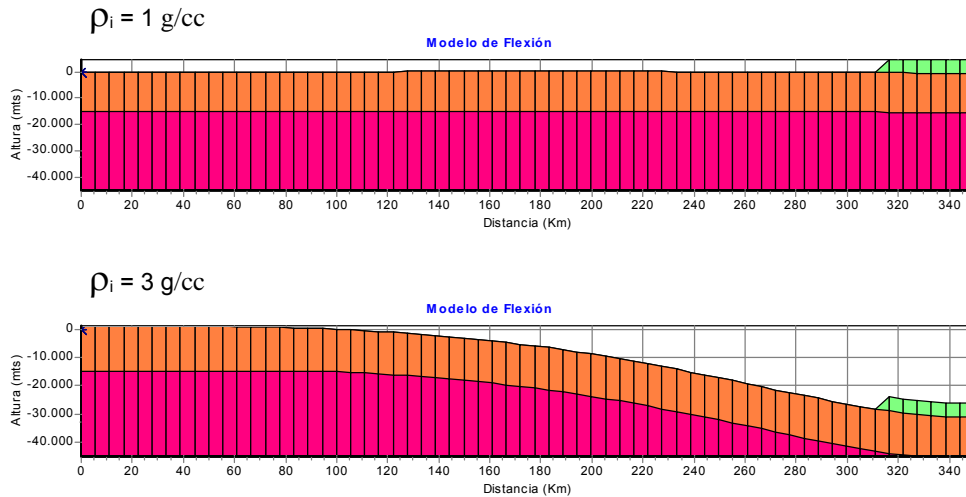


Figura 5.2. Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 Km y densidad $\rho_l = 1 \text{ g/cc}$ y 3 g/cc .
(Tomado de Ughi, 2002)

Uno de los aspectos más resaltantes de estas pruebas es que la flexión de la placa responde a variaciones del espesor elástico, para lo cual se observa una relación inversa entre la deflexión y el espesor. Esto quiere decir que para placas con gran espesor elástico se produce poca deflexión, y para placas con espesor reducido la deflexión observada es mayor. Este hecho sustenta el modelo de placa elástica, dado que a medida que se aumenta el espesor elástico de la placa se produce también un aumento sustancial de la rigidez.

El modelado flexural representa la última etapa del proyecto y permitió concebir varios modelos, los cuales fueron construidos a partir de los modelos gravimétricos obtenidos con anterioridad. Este proceso se realizó empleando el programa de modelado flexural basado en la transformada rápida de Fourier, y cuya finalidad principal es asociar la flexión a la anomalía gravimétrica observada. Este programa fue desarrollado originalmente por Karner (1985) y modificado posteriormente por Reyes (2002) y Ughi (2002) bajo el nombre de *GRAFLEX.EXE*.

Este algoritmo ha sido implementado en estudios realizados por Karner y Watts (1983), Rodríguez (2000) y Ughi et al., (2004), para el cálculo de la deflexión de la

corteza, su profundidad y espesor, el límite de placa y la presencia de posibles cargas intracorticales, también conocidas como “escondidas”.

El diagrama de flujo del programa se muestra a continuación (Figura 5.3), y comprende varias etapas:

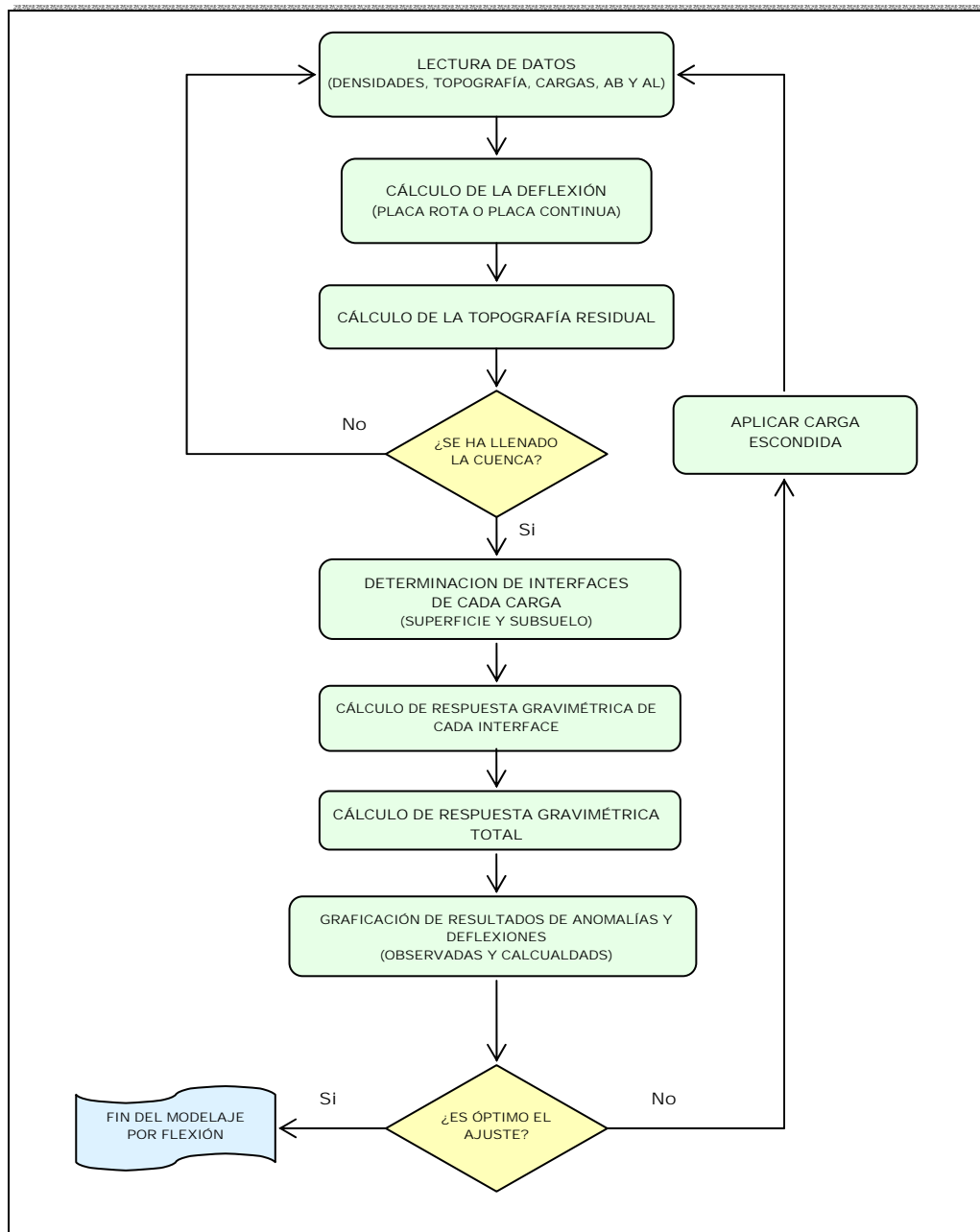


Figura 5.3. Diagrama de Flujo del programa de flexión de placas.
Tomado de Ughi (2002).

La primera parte del programa corresponde a la lectura de los datos de entrada (densidades, anomalía de Aire Libre y Bouguer, topografía y cargas consideradas), con lo cual el programa calcula la deflexión en respuesta a las cargas topográficas y sin tomar en cuenta los sedimentos, para el caso de una placa rota o continua según sea el caso. Posteriormente, realiza el cálculo del efecto de la topografía residual y procede al llenado de la cuenca con los sedimentos, hasta el punto en el que el aporte a la deflexión se vuelve intrascendente. De manera subsiguiente se definen las interfaces consideradas en el modelo y se calcula la respuesta gravimétrica. El paso siguiente es comprobar el ajuste de las anomalías gravimétricas observadas con las calculadas por el algoritmo. En caso de que el ajuste sea óptimo, se puede finalizar con la etapa de modelado; en caso contrario, el programa permite considerar la presencia de una carga intracortical para lograr un mejor ajuste.

5.3 MODELADO POR FLEXIÓN EN LA ZONA NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA

Para la región Noroccidental de Venezuela se adoptará entonces el modelo de placa rota, y el modelado de flexión de placas se realizó en su primera fase a partir de los efectos causados por las cargas impuestas sobre la corteza litosférica entre los meridianos 68°W y 69°W. Estas cargas superficiales (obtenidas a partir de la topografía presente en la zona), vienen dadas por el complejo de corrimientos del norte de Venezuela, el Paleoarco metatectónico y metavolcánico de Bonaire, así como parte de la corteza oceánica de la Placa Caribe.

El perfil abarca todas estas estructuras mencionadas anteriormente, dado que se pretende evaluar la Falla de San Sebastián y el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS) como posibles límites entre Caribe y Suramérica en la región a través del estudio de flexión. Se consideraron solamente estos límites en vista que ya estudios de flexión previos en la región central (Ughi et al., 2004) reportan que el Cinturón Deformado del Caribe Sur es el límite más plausible entre las dos placas.

Igualmente, es importante destacar que en todas las fases del modelado flexural se consideraron como parámetros los valores de densidad para las estructuras del modelo, profundidad y densidad de Mohorovicic, así como la longitud de la sección (asociado al límite de placa). En otras palabras, no fueron modificados durante el proceso, ya que estos valores fueron obtenidos a partir del modelado gravimétrico bidimensional realizado previamente y descrito en el Capítulo IV.

Otro de los aspectos importantes es el relacionado con el espesor elástico. En la región central los autores que realizaron estudios de flexión recientes (Ughi et al. 2004 y Jácome et al., 2005), obtienen que el espesor elástico que mejor se ajusta a las características geológicas de la zona es de 25 Km. Por lo tanto, se consideró un espesor elástico de 25 Km como punto de partida para el modelo de flexión y se realizaron solamente pruebas para 15 y 35 Km, de forma de corroborar la información obtenida de la bibliografía.

De esta manera, estando todas las variables controladas y conociendo los parámetros necesarios para el empleo del programa flexural, solo queda evaluar si la topografía reinante en la zona es suficiente para generar la deflexión estimada o por el contrario es necesario la consideración de una carga intracortical.

Todos los parámetros de entrada considerados así como sus valores son mostrados en la tabla 5.1:

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

Parámetro	Valor
Densidad del manto (ρ_m)	3.10 g/cm ³
Densidad de la corteza (ρ_b)	2.75 g/cm ³
Densidad de la carga (ρ_l)	2.60 – 2.75 g/cm ³
Densidad del material desplazado (ρ_d)	2.30 g/cm ³
Densidad de los sedimentos (ρ_s)	2.40 g/cm ³
Módulo de Young	1x10 ² dinas/cm ²
Relación de Poisson	0.25
Espesor elástico	15 Km
	25 Km
	35 Km

5.3.1 EFECTO DE LA TOPOGRAFÍA, SEDIMENTOS Y CARGAS SUPRACORTICALES

La primera etapa del modelado consistió en hacer el estudio flexural tomando en consideración solamente los efectos topográficos y supracorticales, para evaluar si la aplicación de estas cargas es suficiente para generar las anomalías gravimétricas observadas en la región. Para realizar este análisis se consideraron las cargas superficiales correspondientes para cada perfil y variando la longitud de cada uno según el límite propuesto.

De la observación directa del mapa de topografía y batimetría (figura 4.13) es posible notar que para el meridiano 68°W , las mayores alturas están cerca de los 1100 metros entre los 10 y $10,5^{\circ}\text{N}$, correspondiendo a la Cordillera de la Costa y las Napas de la Región Central. Igualmente, disminuyen hacia la Cuenca de Venezuela hasta alcanzar profundidades abisales de cerca de 5000 metros.

Para 69°W , el comportamiento de la topografía en general es muy similar, cotas muy bajas hacia el Sur y en los Llanos Venezolanos, con un aumento progresivo hacia el norte hasta cerca de los 1400 metros de altura, justo sobre la Serranía del Interior Occidental. Luego, se produce un descenso de las cotas en sentido norte hasta la zona del Alto de Curazao, donde las cotas somerizan para luego profundizar nuevamente hasta valores cercanos a los 4500 metros sobre la Cuenca de Venezuela.

Partiendo entonces de estas premisas, se realizó la primera parte del estudio de flexión, la cual consistió en evaluar el efecto generado por las cargas de tipo superficial (topográficas y supracorticales), es decir, sin considerar por el momento algún tipo de efecto por cargas intracorteza. Se presentan entonces primeramente 12 modelos de flexión, cuya descripción detallada en cuanto a 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
68°W	Cinturón Deformado del Caribe Sur	15 Km
		25 Km
		35 Km
	Falla de San Sebastián	15 Km
		25 Km
		35 Km
69°W	Cinturón Deformado del Caribe Sur	15 Km
		25 Km
		25 Km
	Falla de San Sebastián	15 Km
		25 Km
		25 Km

Uno de los aspectos más notorios durante el modelado es que efectivamente la flexión es una medida inversa del espesor elástico, produciéndose la máxima deflexión con un espesor elástico $T_e = 15$ Km y la mínima con un $T_e = 35$ Km para todos los modelos presentados.

Los resultados obtenidos para el límite correspondiente a la Falla de San Sebastián para 68°W y 69°W se muestran a continuación (Figuras 5.4, 5.5, 5.6, 5.7, 5.8 y 5.9). Estos perfiles tienen una longitud aproximada de 370 Km, y se observa que al considerar únicamente el efecto flexural de la topografía, la carga superficial asociada a la Cordillera de la Costa y Serranía del Interior Occidental parece no ser suficiente para desarrollar el grado de flexión apropiado que ajuste las curvas de anomalías gravimétricas observadas con las calculadas por el programa. Esto ocurre igualmente aún cuando la topografía resultante del modelo presentado tiene cotas superiores a los valores reales observados para la región noroccidental.

Por otra parte, los modelos de espesor elástico igual a 15 Km, muestran la mayor deflexión, siendo ligeramente mayor para el caso del meridiano 68°W. Para $T_e=25$ Km y $T_e=35$ Km, el grado de flexión es bastante menor que para el caso anterior, produciéndose la menor deflexión para el modelo con mayor espesor elástico. Por otra parte, se observa que los modelos asociados a cada espesor elástico

presentan características similares. Otro aspecto importante es la deflexión pronunciada de los modelos con espesor elástico de 15 Km no permiten un ajuste adecuado del nodo de flexión, lo que conlleva a concluir que espesores elásticos inferiores a 25 Km no son apropiados para reproducir las características del área considerada. Por último, en ninguno de los modelos se aprecia la cupla gravimétrica característica de zonas de flexión litosférica, por lo que se consideró como condición necesaria la presencia de cargas intracorticales para intentar obtener un mejor ajuste con las anomalías de gravedad observadas.

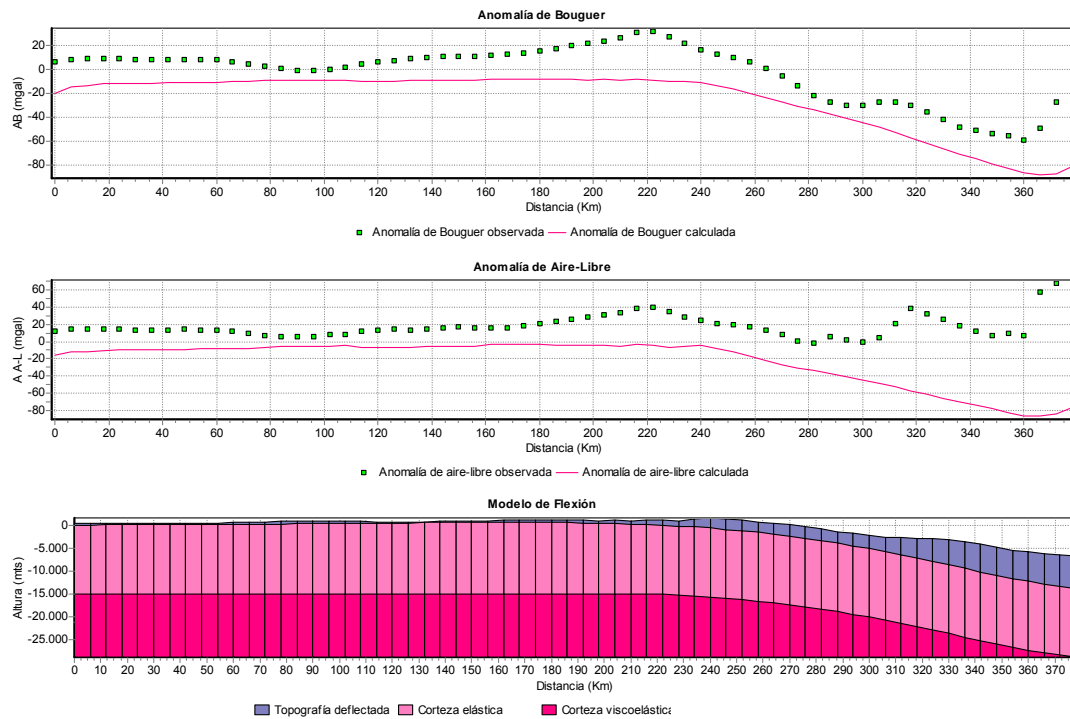


Figura 5.4. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 68°W.

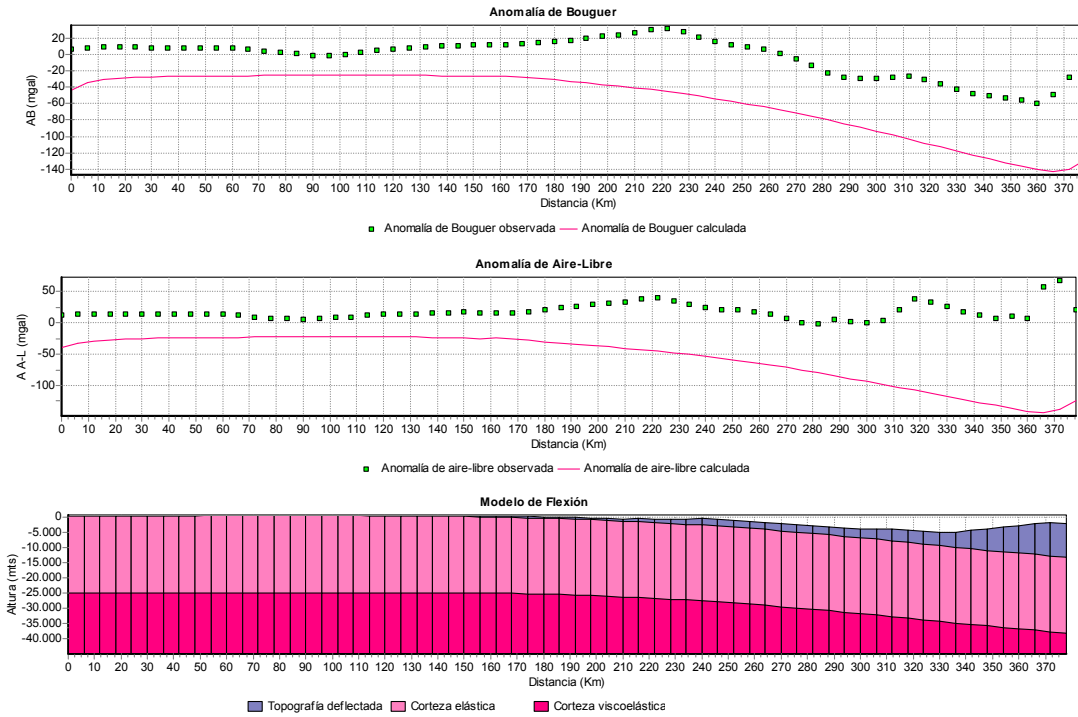


Figura 5.5. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 68°W.

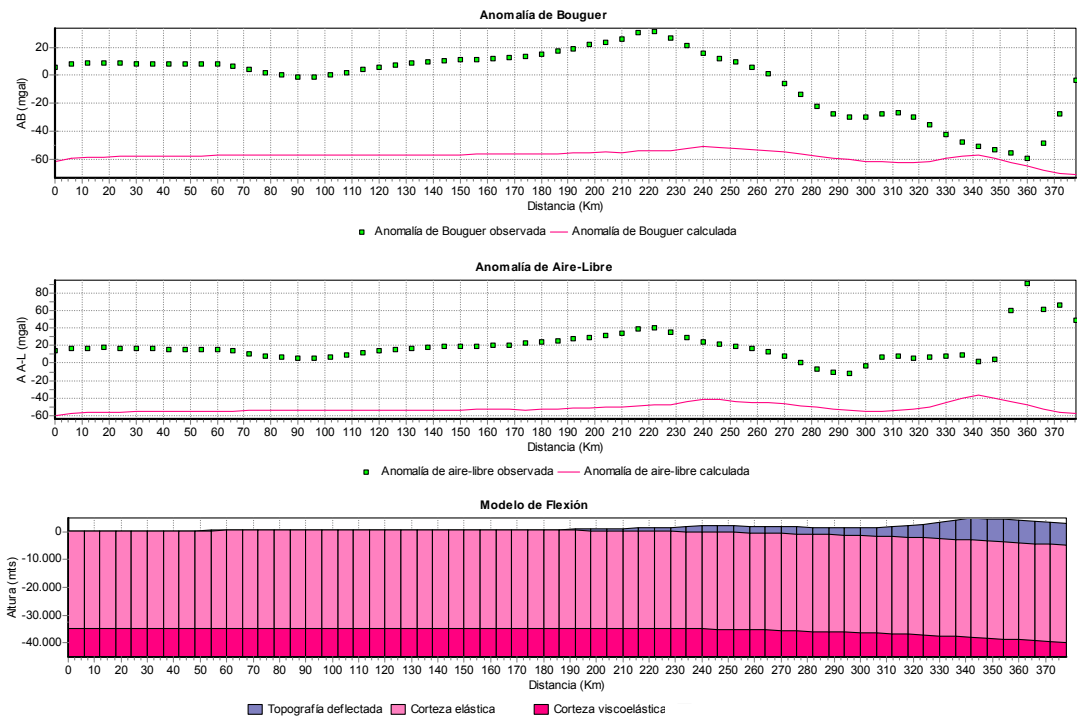


Figura 5.6. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 68°W.

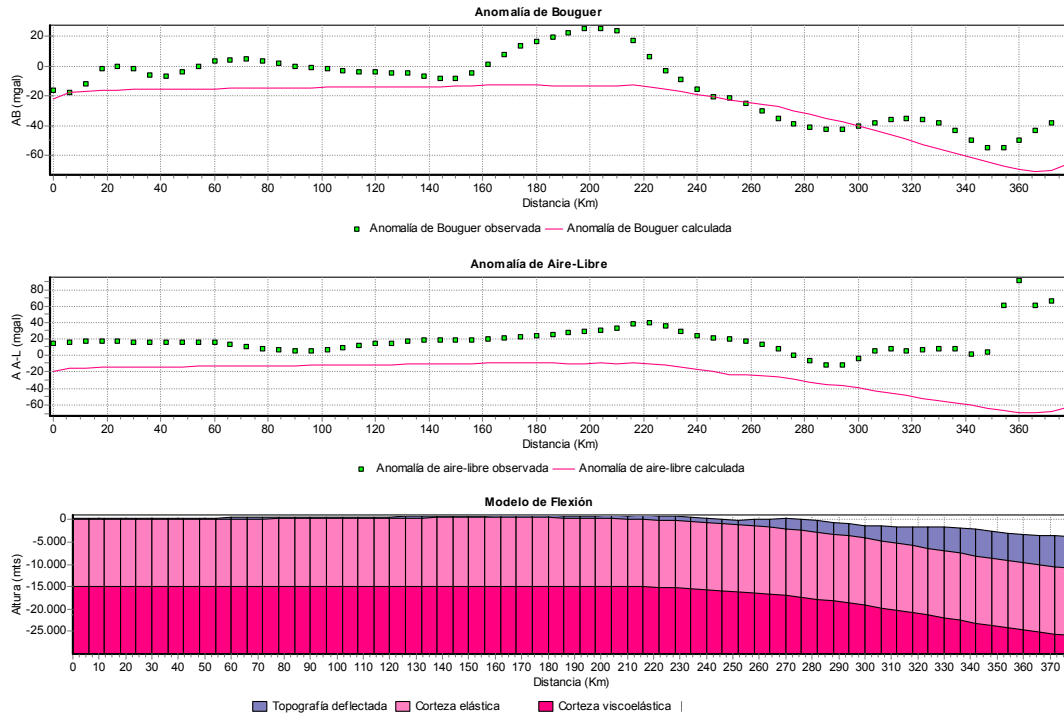


Figura 5.7. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil $69^\circ W$.

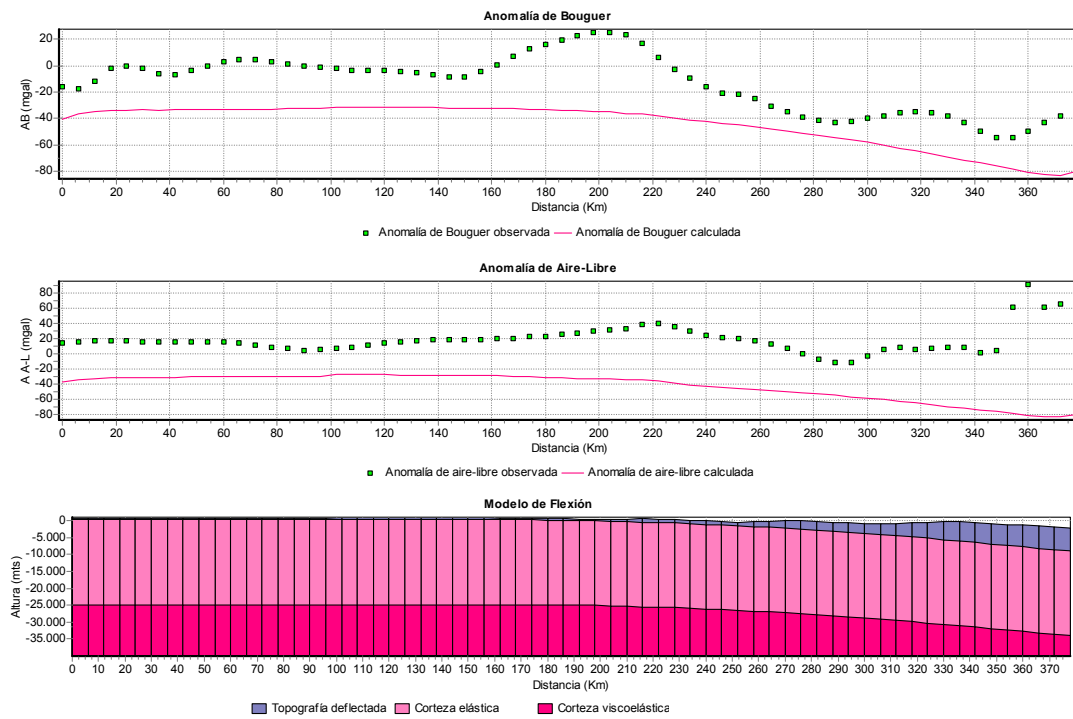


Figura 5.8. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil $69^\circ W$.

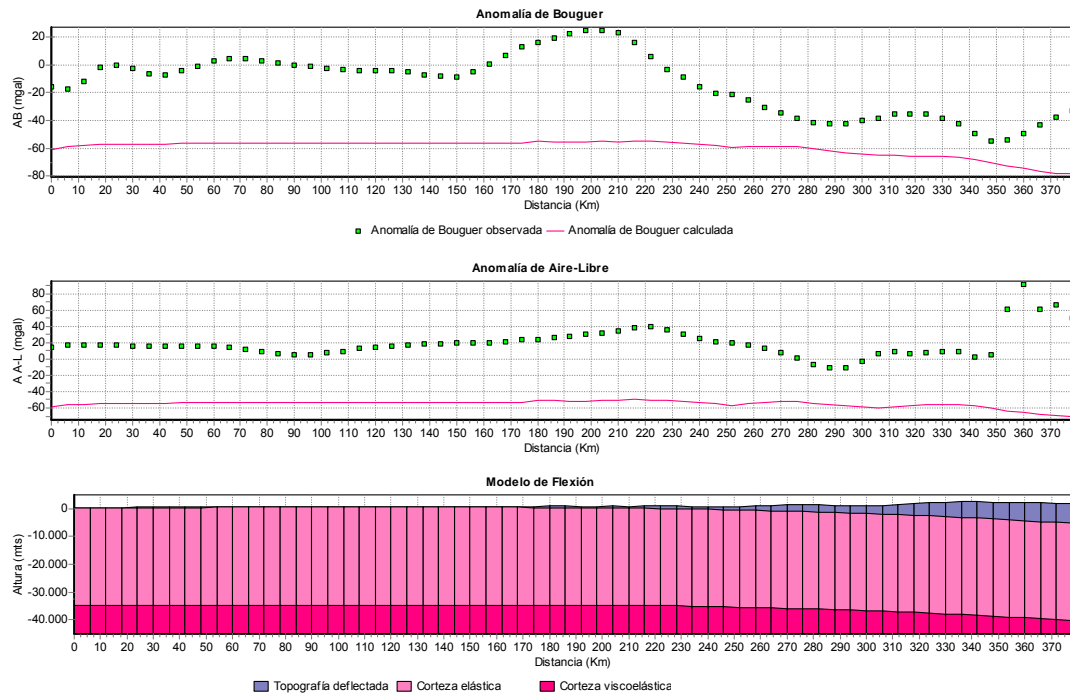


Figura 5.9. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Falla de San Sebasti. Perfil $69^\circ W$.

Los modelos cuyo límite asociado es el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), comprenden desde la figura 5.10 hasta la 5.15, tienen una longitud aproximada de 700 Km y se obtuvieron nuevamente comportamientos flexurales parecidos para ambos meridianos ($68^\circ W$ y $69^\circ W$). En primer lugar, la carga superficial dominante corresponde no sólo a la topografía presente (positiva) y cargas superficiales, sino que también abarca batimetría con profundidades de más de 3000 m, y que corresponden a parte de la Cuenca de Venezuela. La carga supracortical está representada no sólo por la topografía, sino que comprende al Bloque Bonaire (corteza de transición que se encuentra entre la litosfera continental de Suramérica) y alguna porción de corteza oceánica Caribe.

Observando los modelos, se aprecia que a pesar de que la carga aplicada es en apariencia muy grande, resulta insuficiente para reproducir las anomalías de gravedad y de la misma forma que para los perfiles anteriores, no reproducen la cupla gravimétrica esperada. Igualmente, fue notorio que al variar los espesores elásticos,

se logró reproducir la profundidad aproximada de la Cuenca de Venezuela, al menos para un $T_e = 15$ Km. Sin embargo, para los otros dos espesores evaluados (25 y 35 Km) la respuesta flexural de la placa es mucho menor, aún cuando el modelo muestra una carga resultante de más de 10 Km de espesor para ambos perfiles.

Igualmente, los perfiles muestran un mejor ajuste con la anomalía de Aire Libre, y la deflexión observada es mayor para este límite, puesto que la carga considerada es más grande en cuanto a extensión y densidad. Al igual que para los modelos correspondientes a la Falla de San Sebastián, el espesor elástico guarda una relación inversa con la deflexión, notándose que los perfiles cuyo espesor elástico es 15 Km tienen la mayor deflexión, y los que tienen un $T_e=35$ Km presentan una deflexión mucho menor.

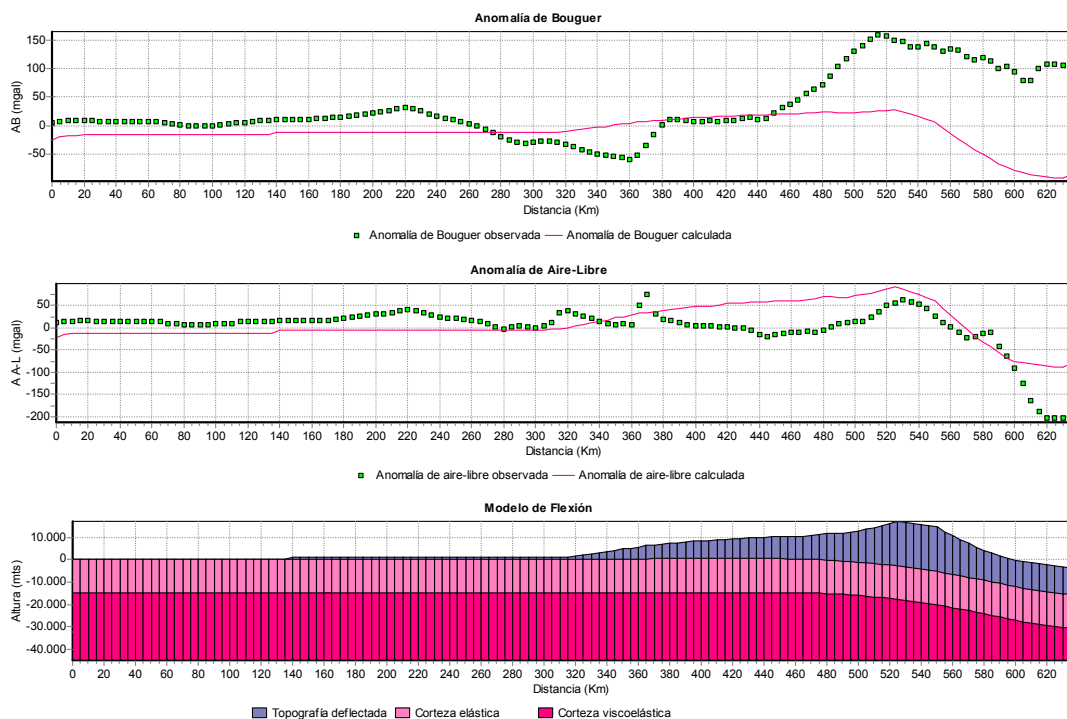


Figura 5.10. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 68°W

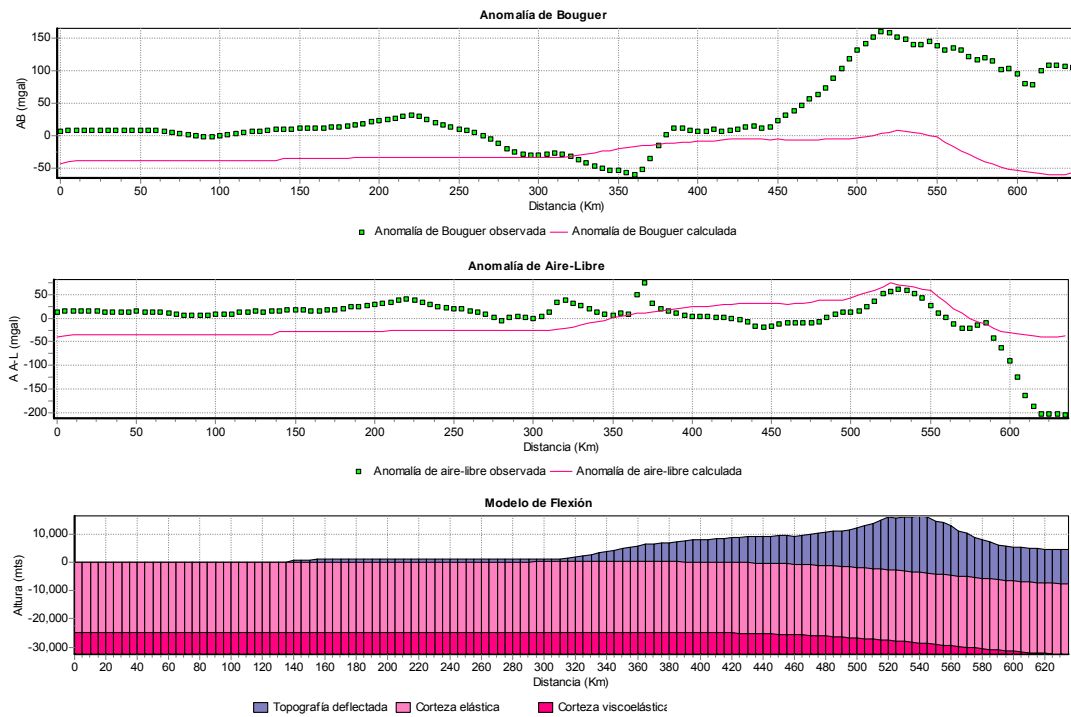


Figura 5.11. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 68°W

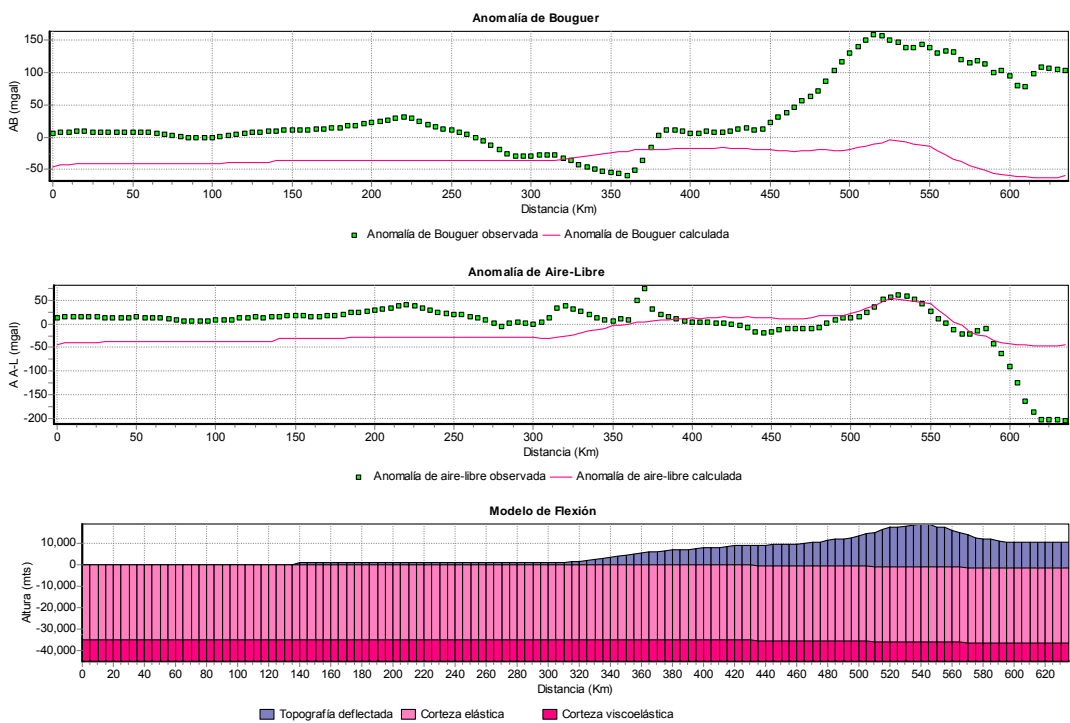


Figura 5.12. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 68°W

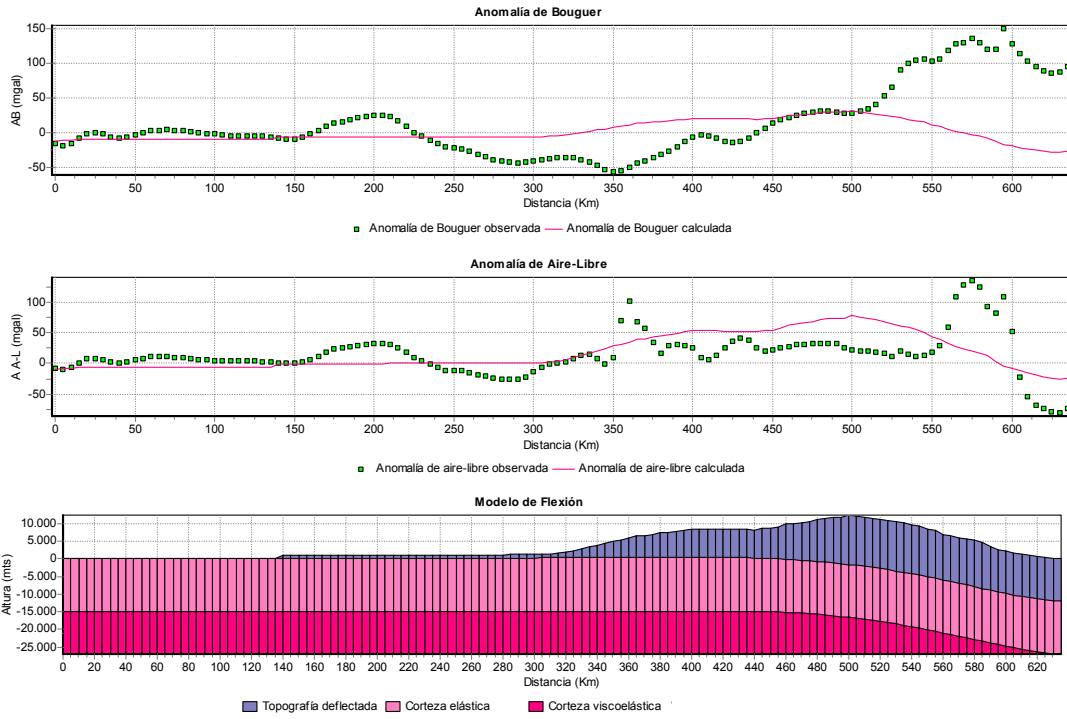


Figura 5.13. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 69°W.

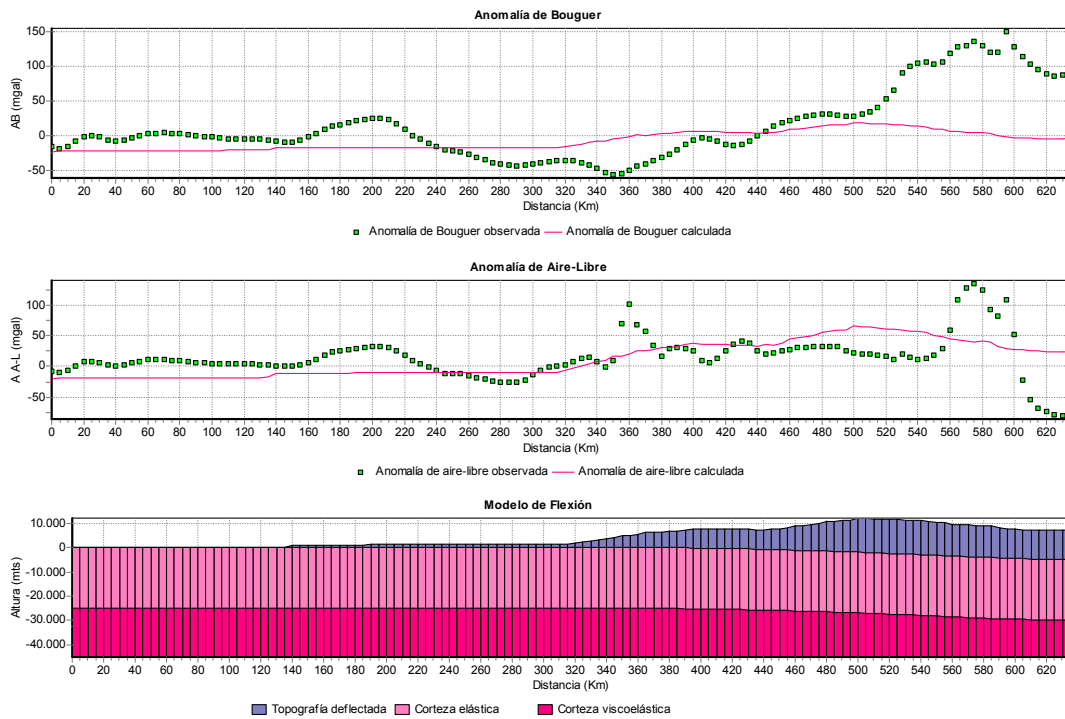


Figura 5.14. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 69°W

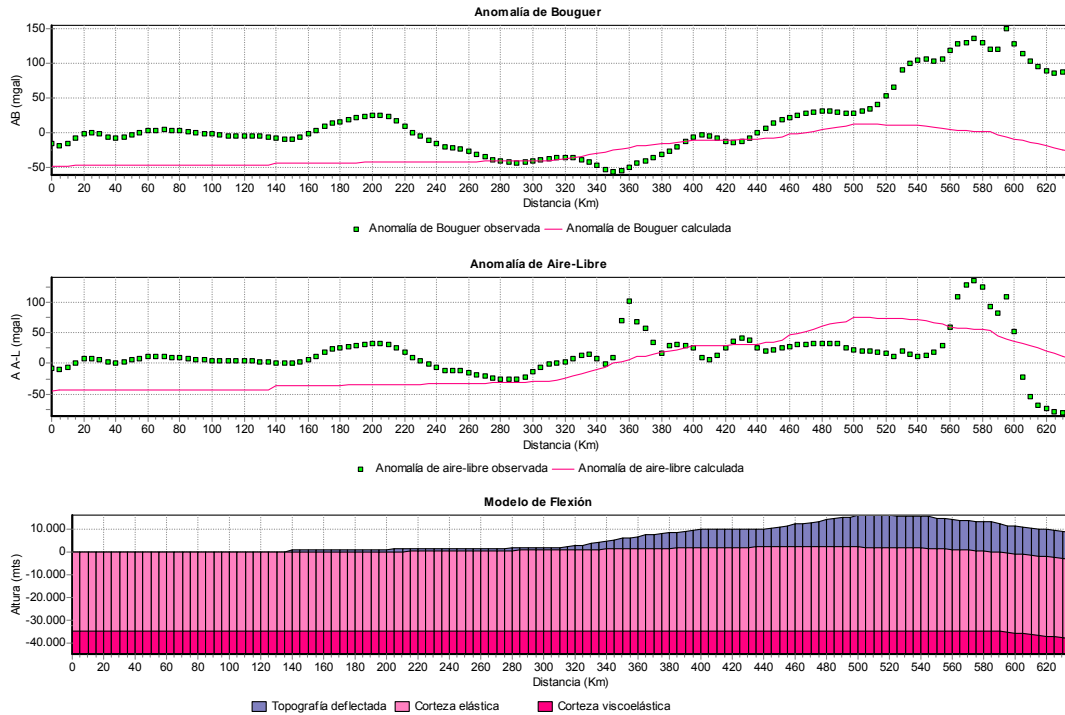


Figura 5.15. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 69°W.

Dadas todas estas circunstancias, se reafirma la necesidad de la existencia de cargas intracorticales que contribuyan a generar un mejor ajuste entre las anomalías observadas y las calculadas, al aumentar la densidad de la carga total.

5.3.2 ESTIMACIÓN Y EFECTOS DE CARGAS INTRACORTICALES

El campo gravimétrico es un indicador sensible de la magnitud y la forma en la cual los rasgos topográficos en la tierra son compensados en profundidad. De igual manera, la caracterización de las anomalías de gravedad a lo largo de cinturones montañosos está dominada por la presencia o ausencia de cargas en el subsuelo. (Karner y Watts, 1983).

A partir del proceso de modelado por flexión realizado preliminarmente se demostró que considerando las cargas supracorticales no son suficientes para generar ajustar las anomalías de gravedad y fue necesario entonces tomar en cuenta el efecto

producido por cargas intracorteza. Conceptualmente, este proceso consiste en la sustitución de corteza continental por material cuya densidad es igual a la del manto y está basado en procesos termales que originan un adelgazamiento cortical y que ocurren entre la base de la corteza y el manto. Estos procesos son característicos de márgenes continentales activos y en zonas de convergencia donde la corteza oceánica al subducir por debajo de la continental se funde a una determinada profundidad.

Es conocido además que durante el Triásico – Jurásico el rifting de Pangea desarrolló una serie de semi – grabens orientados en dirección NE en el Oeste de Venezuela, los cuales luego fueron invertidos durante el episodio compresional de levantamiento de los Andes merideños, los cuales son evidencia clara de adelgazamiento por aumento del gradiente de temperatura en la base de la corteza (Audemard, 1991; Audemard y Audemard, 2002).

Para esta fase, se mantienen los límites propuestos para el apartado anterior y es notorio que la Falla de San Sebastián se encuentra a una distancia cercana a las cargas supracorticales. Todo lo contrario ocurre para el caso del Cinturón Deformado del Caribe Sur, donde el límite se encuentra demasiado alejado de las cargas supracorticales lo que se traduce posiblemente en un desajuste de la topografía con la curva de Anomalía de Aire Libre; sin embargo, la consideración de cargas intracorticales debería mejorar sustancialmente el ajuste entre las curvas de gravedad observada y calculada.

De esta manera se realizaron pruebas para espesores elásticos de 15, 25 y 35 Km, y a partir de éstas se seleccionó un espesor elástico de 25 Km puesto que reportó el mejor ajuste tanto a nivel de la deflexión como en la respuesta gravimétrica. Los resultados completos correspondientes a estas pruebas se encuentran en el apéndice A.

5.4 RESULTADO DEL MODELAJE POR FLEXIÓN DE PLACAS

El modelado por flexión en la región Noroccidental de Venezuela, para los meridianos 68°W y 69°W, muestra resultados análogos a los obtenidos por Rodríguez (1986) y Ughi et al., (2004) para la región Oriental y Central de Venezuela, respectivamente. Luego del proceso de análisis flexural, por medio de la aplicación de cargas supra e intracorticales, se proponen los modelos de flexión correspondientes a la región en estudio.

5.4.1 LIMITE I: FALLA DE SAN SEBASTIÁN

Los modelos para este límite correspondientes a los perfiles 68°W y 69°W se muestran en las figuras 5.16 y 5.17 respectivamente. A primera vista se observa que la flexión controla la forma de la anomalía de Bouguer y la topografía hasta cierto punto la anomalía de Aire Libre, dado que al final del perfil no se muestra buena correspondencia de las curvas de Aire Libre calculadas con las observadas. Sin embargo, si se observa un ajuste considerable para las anomalías de Bouguer, debido a que éstas son sensibles a los efectos producidos por los cuerpos en el subsuelo. No se observa para ninguno de los dos perfiles la cupla gravimétrica.

Por otro lado, se aprecia un ligero adelgazamiento en la zona central de ambos modelos, que permite ajustar la anomalía de Bouguer. Asimismo, dado que la carga supracortical no es lo suficientemente grande en comparación con la carga existente, el adelgazamiento de la corteza por introducción de cargas en el subsuelo aporta la mayor contribución a la deflexión y al ajuste de las anomalías de gravedad (lo cual parece ser certero puesto que la anomalía de Aire Libre no presenta una buena correlación entre los datos observados y los calculados). En forma general, el modelo muestra que la corteza se adelgaza en dirección norte justo hasta la mitad del perfil y luego en la otra mitad a medida que se avanza al norte, se produce un ensanchamiento de la corteza elástica hasta llegar a los 30 Km aproximadamente.

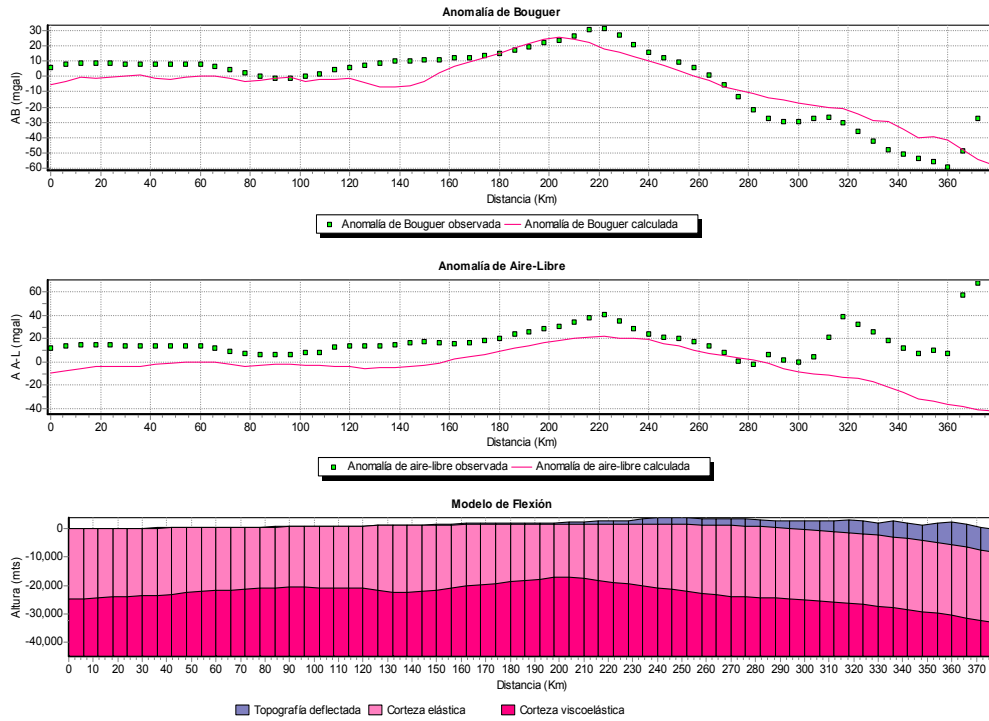


Figura 5.16. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 68°W.

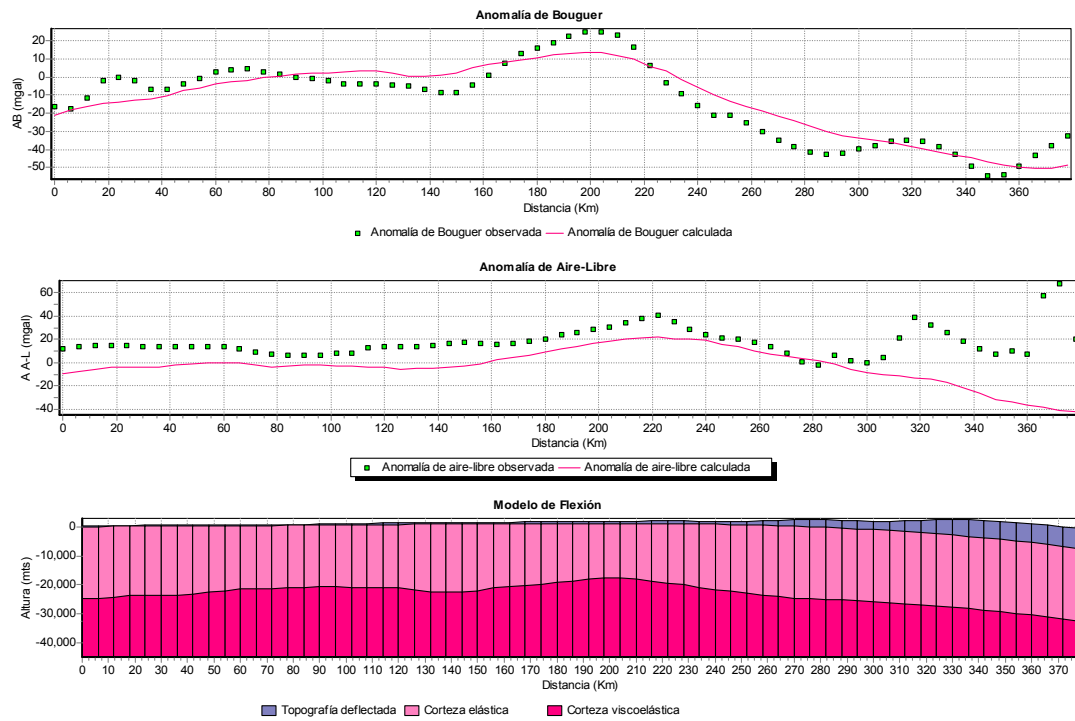


Figura 5.17. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 69°W.

5.4.2 LIMITE II: CINTURÓN DEFORMADO DEL CARIBE SUR

Para este segundo límite considerado, se observa primeramente que ambos perfiles (68°W y 69°W) son muy parecidos en lo relativo a la tendencia del adelgazamiento cortical planteado (figuras 5.18 y 5.19). Nuevamente, pareciera que la flexión controla la forma de la anomalía de Bouguer y no se muestra buena correspondencia de las curvas de Aire Libre calculadas con las observadas. Los modelos presentados representan el mejor ajuste respecto a la correlación entre las curvas gravimétricas calculadas y observadas y en cuanto a la deflexión generada, la cual debe reproducir las profundidades abisales existentes en el norte de Venezuela asociadas a la Cuenca de Venezuela.

Se observan en los modelos dos adelgazamientos corticales asociado a cargas intracorteza, el primero se ubica hacia el norte del perfil y el segundo se aprecia hacia el sur, contribuyendo considerablemente al aumento de la anomalía de gravedad en dirección norte.

Para estos modelos se obtiene un mejor ajuste de la deflexión y de las anomalías de Bouguer de forma razonable. Igualmente, reproducen 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.

Todos estos indicios apoyan la hipótesis de que el Cinturón Deformado del Caribe Sur parece ser el límite de placa más probable entre la Placa Suramericana y la Placa Caribe. Ambos modelos guardan coherencia con los propuestos por Ughi et al, (2004) para la región central, los cuales muestran un espesor elástico de 25 Km, y señalan al Cinturón Deformado del Caribe Sur como límite de placa.

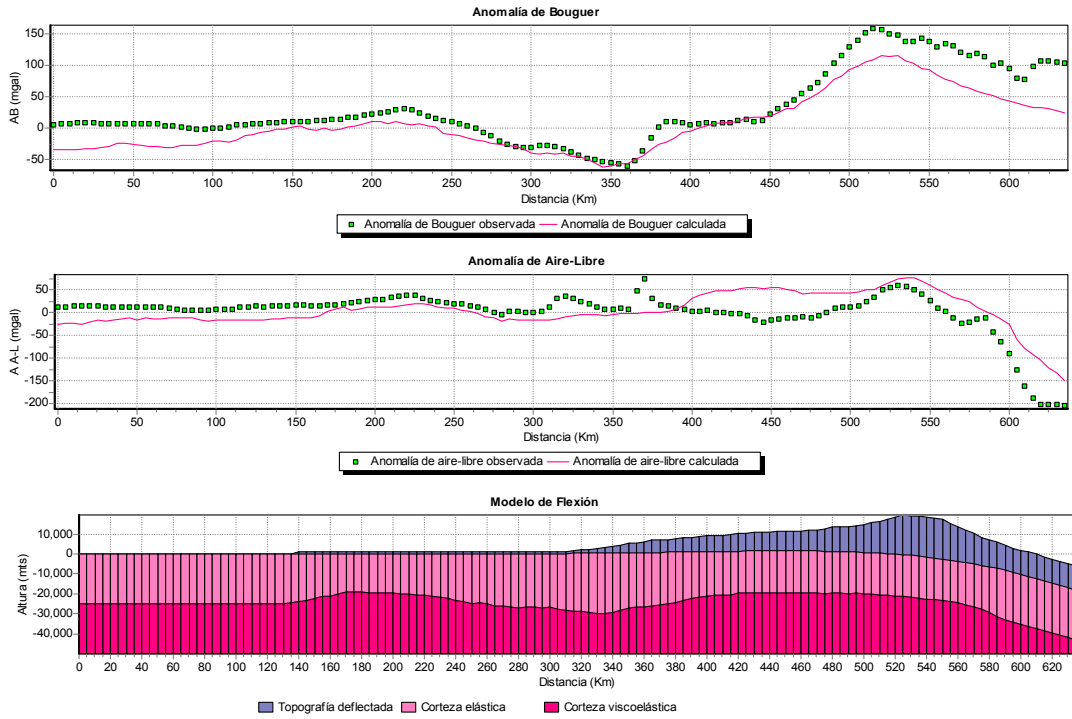


Figura 5.18. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 68°W.

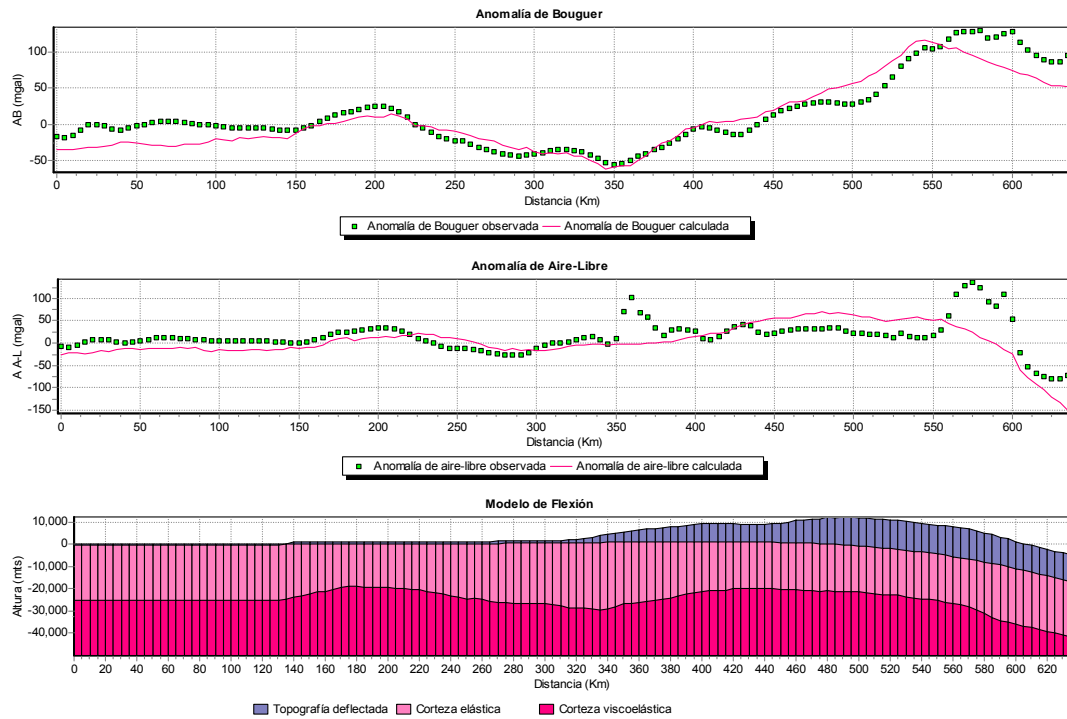


Figura 5.19 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 69°W.

5.5 IMPLICACIONES GEODINÁMICAS DE LOS MODELOS

Como se ha descrito en los puntos anteriores, los modelos de flexión presentados para la región noroccidental han sido el resultado del estudio exhaustivo del comportamiento mecánico y elástico de la Placa Suramericana. Se comenzó evaluando la respuesta flexural solamente debido a los efectos supracorticales, para dos límites propuestos en particular: Falla de San Sebastián y Cinturón Deformado del Caribe Sur. Asimismo, se consideró conveniente realizar pruebas para espesores elásticos de 15, 25 y 35 Km. Luego de esta primera etapa, la deflexión generada no permite un buen ajuste entre las anomalías calculadas y las observadas, y por lo tanto es necesaria la consideración de cargas intracorteza para evaluar si esta correspondencia entre las curvas gravimétricas mejora.

A partir de estos segundos resultados se obtiene que el espesor elástico que describe mejor las características de la región es 25 Km, dado que reporta un mejor ajuste con las curvas de gravedad y además, la deflexión generada reproduce satisfactoriamente las profundidades batimétricas típicas de la Cuenca de Venezuela al norte (para el caso de los modelos correspondientes al Cinturón Deformado del Caribe Sur).

Entonces se presentan dos modelos de flexión para la región noroccidental de Venezuela. El primero, cuyo límite de placa asociado es la Falla de San Sebastián, muestra una correlación aceptable de la deflexión con la curva de la Anomalía de Bouguer a grandes rasgos; sin embargo, a pesar de que el límite está muy cercano a las cargas impuestas, no se produce un ajuste adecuado para estas cargas. Es decir, que es necesario un incremento en la carga para generar una mejor correspondencia con la anomalía de Aire – Libre, pero al considerar esto, automáticamente se producirá un desajuste o un aumento del error entre para la anomalía de Bouguer. Además, no se observa la cupla gravimétrica característica. Dado entonces que las cargas impuestas (supracorticales e intracorticales) son insuficientes para producir la

deflexión presente en esa zona, permite suponer que la Falla de San Sebastián no es el límite de placa entre Suramérica y el Caribe.

Por otro lado, para los modelos correspondientes al Cinturón Deformado del Caribe Sur, se observa que la carga impuesta sobre la litosfera y en el interior de la misma permite un ajuste razonablemente bueno para la anomalía de Bouguer y la deflexión generada reproduce las condiciones batimétricas al norte del perfil. Por último, efectivamente, existe la presencia de la cupla descrita por Karner y Watts (1983).

Desde el punto de vista geodinámico, todas estas evidencias indican que existió el desarrollo de una cuenca antepaís debido a procesos de obducción y cargas impuestas, así como posibles procesos termales que generaron adelgazamientos corticales en la región debido a sustitución de material en el subsuelo.

A partir del modelo propuesto que corresponde al Cinturón Deformado del Caribe Sur (tanto el gravimétrico como el de flexión), se observó que la corteza ostenta un engrosamiento por debajo de la cadena de montañas de la Cordillera de la Costa y progresivamente disminuye en dirección norte. Asimismo, el adelgazamiento cortical observado al norte y al sur del perfil a partir del modelo de flexión, puede tener relación con los procesos de rifting que ocurrieron durante el Triásico – Jurásico, hecho que generó como es conocido un conjunto de grabens, los cuales luego del levantamiento de los Andes fueron invertidos.

Finalmente, se sugiere a partir de los resultados obtenidos que la Falla de Morón es la zona de sutura de la Placa Suramericana con el Bloque Bonaire (corteza de transición), lo cual tiene correspondencia con lo planteado por otros autores como Bosch y Rodríguez (1992) y Ughi et al., (2004).

5.6 ESPESOR ELÁSTICO Y EDAD DE LA PLACA SURAMERICANA EN VENEZUELA NOROCCIDENTAL

La rigidez flexural de la litosfera (y su espesor elástico equivalente T_e) es una función de la edad de la placa para el momento en que se produce la carga. Karner y Watts (1983), a través de su estudio de flexión, concluyeron que existe un comportamiento mecánico análogo entre la litosfera continental y la oceánica. Es conocido además, que la estimación de las edades de la litosfera oceánica está asociada al análisis de anomalías magnéticas del piso oceánico; mientras que, por otro lado, para el caso continental, los estudios de datación radiométrica son los indicadores de la edad en continentes.

De igual manera, la estimación de la carga de la placa se realizó a partir de un 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 (Figura 5.20).

Del estudio flexural hecho en los apartados anteriores, se seleccionó para la región noroccidental un espesor elástico de 25 Km. De igual forma, los demás parámetros necesarios para calcular la rigidez flexural a partir de la fórmula 3.8 (módulo de Young y relación de Poisson), son especificados en la tabla siguiente:

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

Parámetro	Valor
Espesor elástico	25 Km
Módulo de Young	1×10^{12} dyn/cm ²
Relación de Poisson	0.25

La rigidez flexural se calculó de la siguiente manera:

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12(1-\nu^2)} = \frac{1 \times 10^{12} \cdot (2500000)^3}{12(1-0.25^2)} = 30.12$$

Una vez obtenida la rigidez flexural se empleó el gráfico log-log para determinar la edad de la placa para el momento de la carga, determinándose que la edad para el evento de carga es de aproximadamente unos 80 m. a., lo cual en edad geológica corresponde al Cretácico Tardío y comienzos del Cenozoico (Paleoceno).

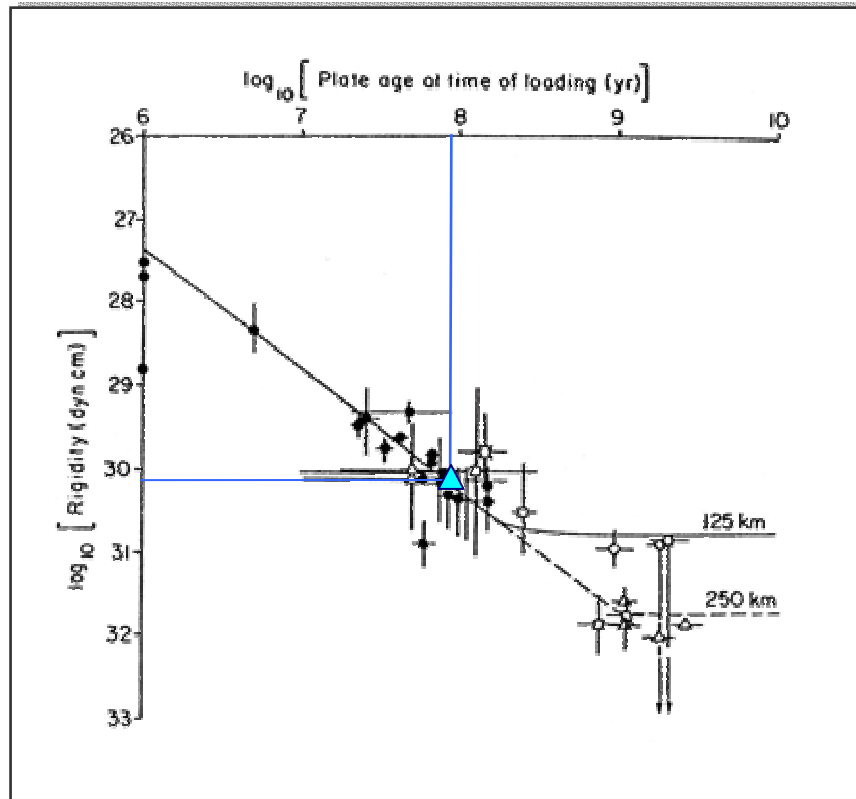


Figura 5.20. Edad de la carga de la placa contra Rigidez efectiva de la placa litosférica, donde se indica la edad correspondiente al momento de la carga de la zona noroccidental de la Placa Suramericana a partir del modelado por flexión. (Tomado de Karner y Watts, 1983).

La edad de carga de la placa Suramericana concuerda con las edades de emplazamiento diacrónico de las napas en el Norte de Venezuela al final del Cretácico y comienzos del Paleoceno.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

A partir del estudio de gravimetría y posterior análisis de flexión en la región noroccidental de Venezuela se puede concluir lo siguiente:

- En base al ajuste entre las anomalías gravimétricas observadas y calculadas en el modelo de flexión, se plantea al Cinturón Deformado del Caribe Sur se como límite de placa más probable entre la Placa Caribe y Suramérica.
- La respuesta flexural litosférica en la zona en estudio corresponde a la aplicación de cargas de tipo supracorticales e intracorticales, obteniéndose que el espesor elástico que mejor se ajusta a las características del área corresponde a 25 Km.
- Las cargas impuestas sobre la corteza reproducen de manera satisfactoria la cupla gravimétrica, donde el mínimo está asociado a la profundización del basamento y el máximo positivo corresponde a las cargas impuestas sobre la corteza al norte del perfil, lo cual concuerda con las descripciones hechas por Karner y Watts (1983) para zonas de cinturones orogénicos.
- Se observan en los modelos dos adelgazamientos corticales por aumento del gradiente de temperatura en la base de la corteza asociados a cargas intracorteza, el primero se ubica hacia el norte del perfil y el segundo se aprecia hacia el sur, contribuyendo considerablemente al aumento de la anomalía de gravedad en dirección norte, los cuales se relacionan con los eventos de rifting durante el Triásico – Jurásico.
- La Falla de San Sebastián se postula como posible sutura entre el Bloque de transición y la Placa Suramericana.
- La edad del evento de carga para la región noroccidental de Venezuela es aproximadamente 80 m.a. correspondiendo con los eventos de emplazamientos diacrónicos ocurridos a finales del Cretácico y durante el Paleoceno.

- A partir del modelado bidimensional gravimétrico, y en lo relacionado a la prolongación de la lámina de subducción por debajo de Suramérica, se concluye que el modelo de subducción somera es el que presenta el menor error de ajuste, siendo estos resultados similares a los que fueron obtenidos por Rodríguez y Sousa (2003) en la región noroccidental.
- 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 35 Km. Posteriormente, disminuye en dirección Norte hasta casi 15 Km costa afuera, lo cual es concordante con las propuestas de profundidad de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al., (2004) y con las de Schmitz et al., (2005) y Bezada (2005).

RECOMENDACIONES

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

Igualmente, para la región noroccidental (Maracaibo y Falcón), se plantea emplear el modelo de flexión de doble ruptura (dos límites), dado que este modelo podría ajustarse mejor a las condiciones geológicas del área, caracterizada por la presencia del Bloque Triangular de Maracaibo.

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.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- AUDEMARD, F.A., 1993. Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón). Tesis doctoral, Universidad de Montpellier II. 369 p.
- AUDEMARD, F.A., 1995. Evolution Geodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux Ápports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Venezuela. XIV Caribbean geological Conference, Port of Spain, Trinidad.
- AUDEMARD, F.A., 1997. Tectónica Activa de la Región Septentrional de la Cuenca Invertida de Falcón, Venezuela Occidental. Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geología. 1:93-100.
- AUDEMARD, F.A., Y GIRALDO, C., 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. E.; I. AZPIRITXAGA; P. BAUMANN; A. ISEA; M. LATREILLE (1985) Marco geológico del Terciario de la Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano, 6(1-2): 70-108.
- AUDEMARD, F.E., 1991. Tectonics of Western of Venezuela. PhD Thesis, Rice University, Texas, 245 pp.
- AUDEMARD, F.E., Y AUDEMARD, F.A, 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. Tectonophysics, 345: 299-327.
- AIRY, G. (1855) On the Computation of the effect of the attraction of Mountain Masses as disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Station of Geodetic Surveys. Philos. Trans. R. Soc. London, 145: 101 – 104.

- BACHMANN, R. (2001). The Caribbean plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg.
- BARRELL, J. (1914) The Strength of the Earth's Crust, Part VIII. Physical Conditions Controlling the Nature of the Lithosphere and Asthenosphere. *Journal of Geology*, 22: 425– 43.
- BEAUMONT, C. (1981) Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 65: 291 – 329.
- BECK C.M. Y FURRER M. (1977) Sobre la existencia de calizas del Neocomiense en el Noreste del Estado Guárico, Venezuela septentrional. Implicaciones paleogeográficas. V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Nov. 1977.
- BECK C.M (1985) Las Napas de Aragua-Cadena Caribe central y la historia Mesozoica-Cenozoica del margen Sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas. *Symposio Geodynamique des Caraibes*, Paris (1985). Ed. Technip, pp 541-552.
- BECK, C.M. (1986) Caribbean colliding, Andean drifting and the Mesozoic – Cenozoic geodynamic evolution of the Caribbean. *Sociedad Venezolana de Geología*, Memoria VI Congreso Geológico Venezolano 10: 163–182.
- BELLIZZIA, A. (1972) Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe ¿es una cordillera alóctona?. *Memorias de la VI, Conferencia Geológica del Caribe*, Margarita, Venezuela (1971), 247 – 258.
- BELLIZZIA, A. (1985) Sistema montañoso del Caribe – una Cordillera alóctona en la parte Norte de América del Sur. *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 10: 6657 – 6836.

- BELLIZZIA, A. Y G. DENGO. (1986). The caribbean mountain system, northern South America; a summary. GSA Decade Amer. Geol. GNA Vol H (The Caribbean Region): 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). Trabajo Especial de Grado no publicado, Ingeniería Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- BOESI, T. Y D. GODDARD (1991) A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcon Basin, northwestern Venezuela
- BOSCH, M. E I. RODRÍGUEZ (1992) North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates: Journal of South American Earth Sciences, 6: 133 – 143.
- BOTT, M. (1991) Sublithospheric loading and plate-boundary forces. Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering, 337: 83-92.
- BOUYSSSE P. (1988) Opening of the Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean Plate during the Mesozoic and Early Paleogene. Tectonophysics, 149: 121-143.
- BOWEN, J. M (1972) Estratigrafía del precretáceo en la parte norte de la Sierra de Perija. IV Congreso Geológico Venezolano, 2 (5): 729-760.
- BRADLEY, D.C. Y W. KIDD (1991) Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. Geological Society of America Bulletin 103 (11): 1416-1438.
- BRUNET, M. (1986) The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. Tectonophysics, 129: 343-354.

- 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; J. PINDELL (1984) Caribbean plate tectonics and plate motion. *Geological Society of America, Memoria* 162:31-64.
- CHACÍN, L.; M. JÁCOME Y C. IZARRA, C. (2005) Geodynamic modelling of the Mérida Andes and the Barinas – Apure Basin: western Venezuela, *Tectonophysics*, accepted for publication.
- DALLMUS, K. F. 1963. The geology and oil accumulations of the Eastern Venezuela Basins. *Tulsa Geologic Society Digest*, 31: 103–128.
- DICKINSON, W. (1974) Plate tectonics and sedimentation. En: *Tectonics and Sedimentation* (Editado por: Dickinson, W.). Special Publication of the Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Tulsa, Oklahoma, 22: 1 – 27.
- DIEBOLD, J.; P. STOFFA; P. BUHL Y M. TRUCHAN (1981) Venezuelan basin crustal structure. *Journal of Geophysical Research*, 86: 7901 – 7923.
- DON KISER G. Y I. BASS (1985) La reorientación del Arco del Baúl y su Importancia Económica. VI Congreso Geológico Venezolano, 5122 – 5135.
- DONNELLY, T. (1975) The geological evolution of the Caribbean and the Gulf of Mexico. *The Oceans Basins and Margins*, 3: 663 – 689.
- DONNELLY, T. (1994). The Caribbean Sea Floor: in Donovan, K. and Jackson. T.A. (eds): *Caribbean Geology, and Introduction*, 41-64.
- DOUGAN, T. W. (1972) Origen y metamorfismo de las gneises de Imataca y Los Indios, rocas precámbricas de la región de Los Indios - El Pilar, Estado Bolívar, Venezuela. *Boletín Geológico, Publicación Especial*, 5 (3): 1337-1548.

- DUNCAN, R Y HARGRAVES, R., (1984) Plate Tectonics of the Caribbean region in mantle reference frame: *Memory of the Geological Society of America*, 162, 81–93.
- EDGAR, N.T., J.I. EWING Y J. HENNION (1971). Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 55, 833-870.
- ERLICH, R.; S. PALMER-KOLEMAN Y M. LORENTE (1999) Geochemical characterization of oceanographic and climatic changes recorded in upper Albian to lower Maastrichtian strata, western Venezuela. *Cretaceous Research*, 20 (5): 547-581.
- FEO – CODECIDO, G. (1972) Breves Ideas sobre la Estructura de la Falla de Oca, Venezuela. *Memorias, VI Conferencia Geológica del Caribe*, Caracas, 184 – 190.
- FEO – CODECIDO, G.; S. FOSTER; N. ABOUD Y E. DI GIACOMO (1984) Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins. En: *The Caribbean – South America Plate Bondary and Regional Tectonics* (Editado por: Bonini, W.; R. Hargraves y R. Shagam). *Geological Society of America, Memoir* 162, 175 – 187.
- FOLINSBEE, R., (1972) *The Gravity Field and Plate Boundaries in Venezuela*. PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Cambridge, MA, 160 pp.
- GARCÍA, D. (1998) *Desarrollo de Modelos Numéricos de Flexión Litosférica: Aplicación a Fosas Oceánicas y Cuencas de Antepaís*: Tesis Doctoral, Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, Barcelona.

- GARCÍA, D., M. FERNÁNDEZ Y M. TORNÉ (1997). Numerical modeling of foreland basin formation: a program relating thrusting, flexure, sediment geometry and lithosphere rheology. *Computers & Geosciences*, 23 (9), 993-1003
- GIRALDO, C.M. (1998) Neotectónica y sismotectónica de la región de el Tocuyo-San Felipe (Venezuela centro-occidental). VI Congreso Geológico Venezolano, 6(3-4), p. 2415-2451.
- GIUNTA, G., 1993. Los márgenes mesozoicos de la Placa Caribe: problemáticas sobre nucleación y evolución. VI Congreso Colombiano de Geología, 3: 729–747.
- GIUNTA, G., L. BECCALUVA; M. COLTORTI Y F. SIENA (1998) Tectonomagmatic significance of the peri-caribbean ophiolitic units and geodynamic implications. *Proceeding of 15th CGC, IGCP Project 364, Jamaica.*
- GIUNTA G.; L. BECCALUVA; M. COLTORTI B; F. SIENA Y C. VACCARO. (2002) The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. *Lithos* 63: 19– 40.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C (1952) Introducción al estudio de la geología de Venezuela. *Boletín de Geología (Caracas)*, 1 (2): 195-216.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. ITURRALDE Y C. PICARD (1980) *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*; Ediciones Foninves, Caracas. V.1, 407p. y V.2, 624p.
- GORNEY, D., MANN, P., ESCALONA, A. Y BOLIVAR GROUP, (2004), Chronology of tectonic events in western Venezuela based on integration of Bolivar MCS data with wells and onland geology, AGU annual meeting, San Francisco, California, CD-ROM.

- GHOSH, N., S.A. HALL Y J.F. CASEY, 1984, Sea floor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin IN: the Caribbean-South American Plate Boundary, GSA Memoir 162: 65-80.
- GUEDEZ, R. (2005) Estudio cortical en el área Centro-Norte y Noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción. Trabajo Especial de Grado no publicado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- GUÉDEZ, R., M. SCHMITZ, J. CAVADA Y J. SÁNCHEZ (2003) Determinación del espesor cortical y velocidades sísmicas en el área Centro-Norte y Noroccidental de Venezuela. VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Barquisimeto.
- HAMILTON R., F. R. BROOKE, S. D. PEACOCK, S. BOWATER Y C. BULL, (1956) British North Greenland Expedition, 1952-54: Scientific results. Geographical Journal., 122: 203.
- HETÉNYI, M. (1946) Beams on elastic foundation. University of Michigan Press, Ann Arbor.
- HURLEY, P. M., H. W. FAIRBAIRN, W. GAUDETTE, H. E., MENDOZA, V., MARTÍN BELLIZZIA, C., Y A. ESPEJO (1977) Progress report on age dating in the north en Guayana Shield: Boletín Geológico, Publicación Especial 7 (4): 3035-3044.
- JÁCOME, M., F.E AUDEMARD Y V. GRATEROL (1995) A seismic, gravimetric and geologic interpretation of a transandean profile across the Venezuelan Andes. I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 15– 18.
- JÁCOME, M.I., N. KUSZNIR; F. AUDEMARD Y S. FLINT (2003) The Formation of the Maturín Foreland Basin, Eastern Venezuela: Thrust Sheet Loading or Subduction Dynamic Topography, Tectonics, 22 (5): 1-17.

- 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., 2003. A simple synthesis of Caribbean Geology. AAPG International Conference. Barcelona, Spain.
- JORDAN, T. (1975) The present – day motion of the Caribbean Plate. *Journal of Geophysical Research*, 80: 4433 – 4439.
- JORDAN, T.E., 1981, Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 65, p. 2506–2520.
- KARNER, G. (1982) Spectral Representation of Isostatic Models. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 7: 55 – 62.
- KARNER, G. Y WATTS, A. (1983) Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges: *Journal of Geophysical Research*, 88: 10.449 – 10.477.
- KELLOGG, J. N. (1984) Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. *Geological Society of America, Memoria* 162: 239-261.
- KELLOGG, J Y BONINI, E. (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.
- KERR A. Y TARNEY J. (2005) Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33: 269-272.

- LADD, J. Y J. WATKINS (1980) Seismic stratigraphy of the Western Venezuela Basin. *Marine Geology*, 35: 21 – 41.
- LADD, J.; M. TRUCHAN; M. TALWANI; P. STOFFA; P. BUHL; R. MAUFFRET Y G. WESTBROOK (1984) Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean. En: *The Caribbean South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (Editado por: Bonini, W.; R. Hargraves y R. Shagam). Geological Society of America, Memoir 162, 153 – 159.
- LADD J.W., T. HOLCOMBE, G. WESTBROOK Y N. EDGAR (1990) Caribbean marine geology: Active margins of the plate boundary. *En* Dengo, G. y Case J. E., eds., *The Geology of North America*, v. H: The Caribbean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America. 261-290.
- LUGO, J., Y P. MANN (1995) Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela, in *Petroleum Basins of South America*, editado por A. Tankard, R. Suarez, y H. Welsink, AAPG Memoria 62: 699-725
- LYON-CAEN, H. Y MOLNAR, P., (1983) Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 8: 8171-8191.
- LYON-CAEN, H. Y MOLNAR, P, (1985) Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga basin. *Tectonics*, 4: 513-538.
- MACELLARI, C. E (1995) Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern caribbean Pull-Apart Basin, Venezuela and Colombia. *Petroleum Basins of South America (AAPG)* 62: 757-780.

- MANN P., A. ESCALONA Y M. CASTILLO, (2006) Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela, The America Association of Petroleum Geologists Bulletin, 90: 445-478
- MARESCH, W. (1974) Plate Tectonics Origin of the Caribbean Mountain System of Northern South America: Discussion and Proposal. Bulletin of the Geological Society of America, 85: 669 – 682.
- MARQUART, G., (1987) On modelling the deflection of an elastic lithosphere: Thin plate versus numerical modelling. University of Uppsala, Dept. of Geodesy. report No. 30.
- MARTÍN BELLIZIA, C. (1987) Paleotectónica del Escudo de Guayana. Boletín de Geología Publicación Especial, N° 6; Memoria de la Novena conferencia geológica Inter-Guayanas p. 251-305.
- MARTÍNEZ, A., 1976. Cronología del Petróleo Venezolano. Foninves, Ed. Ciencia y Petróleo, Caracas, 349.
- MENDOZA , V. (1977) Evolución tectónica del Escudo de Guayana. En: Memoria II Congreso Geológico Latinoamericano, Caracas, 1973, Venezuela, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología, Publicación Especial, 3 (7): 2237 – 2270.
- MCCANN, W. Y W. PENNINGTON (1990) Seismicity, large earthquakes and the margin of the Caribbean plate. En: The Geology of North America: The Caribbean region (Editado por: Dengo, G. y J. Case). Geologic Society of America. H: 291-306.
- MCNUTT, M. Y H. MENARD (1982) Constraints on yield strength in the oceanic lithosphere derived from observations of flexure. Geophysical Journal of the Royal Astronomic Society, 71: 363-394.

- MENARD, HW, 1967. Sea-floor spreading, topography, and the second layer. *Science*, 157: 923-924.
- MENÉNDEZ, V. (1966) Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. *Boletín de Geología, Caracas*, 8 (15): 116 – 139.
- MESCHEDE, M. Y W. FRISCH (1998) A Plate Tectonic Model for the Mesozoic and Cenozoic History of the Caribbean Plate: *Tectonophysics*, 296: 269-291.
- MOLNAR, P., Y L.R. SYKES (1969) Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Bulletin of the Geological Society of America*. 80: 1639-1684.
- MUESSIG K (1978) The central Falcon igneous suite, Venezuela; alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 57(2): 261-266.
- MUESSIG K (1984) Structure and cenozoic tectonics of the Falcon basin, Venezuela and adjacent areas. *GSA Memoir* 162: 217-230.
- NAVARRO, E.; M. OSTOS Y F. YORIS (1969) Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de parte norte-central de Venezuela durante el Jurásico Medio-Paleogeno. *Acta Científica Venezolana* 39 (5-6):427-436.
- NAVARRO, E.; M. OSTOS Y F. YORIS (1988). Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte Norte-Central de Venezuela durante el Jurásico Medio-Paleogeno. *Acta Científica Venezolana*, 39, 427–436.
- 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.

- OSTOS, M (1990), Evolución Tectónica del Margen Sur-Central del Caribe basados en Datos Geoquímicos. UCV, Geos (30): 1-294.
- OSTOS M, F. YORIS Y H. AVÉ LALLEMANT (2005) Overview of the southeast Caribbean–South American plate boundary zone. Special Paper 394: Caribbean–South American plate interactions, Venezuela. 394 (0): 53–89.
- PARASNIS D. (1970). “Principios de Geofísica Aplicada”. Editorial Paraninfo, Madrid; 208 p.
- PARKER, P. (1972) The rapid calculation of potential anomalies. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 31: 447 – 455.
- PENNINGTON, W. (1981) Subduction of the eastern Panama Basin and Seismotectonics of northwestern South America. Journal of Geophysical Research, 86: 10753 – 10770.
- PÉREZ O. Y Y. AGGARWAL (1981) Present – day tectonics of southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. Journal of Geophysical Research, 86: 10791 – 10805.
- PÉREZ O., 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. Interciencia, 26 (2): 69-74.
- 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. Y J. DEWEY (1982) Permo-triassic Reconstruction of Western Pangea and the Evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region. *Tectonics*, 2: 179-211.
- PINDELL, J.; S. CANDE; W. PITMAN; D. ROWLEY; J. DEWEY; J. LEBREQUE Y W. HAXBY (1988) A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121 – 138.
- PINDELL J. Y S. BARRET (1990) Geological Evolution of the Caribbean Region; a platetectonic perspective. En Dengo, G. y Case, J. E. (eds), *The Geology of North America*, v. H: The Caribbean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- PINDELL, J.L., Y TABBUTT, K.D. (1995) Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems, en Tankard, A.J., Suarez S., R., y Welsink, H.J., *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoria 62*: 101-12.
- PINDELL, J.; R. HIGGS; J.F. DEWEY (1998) Cenozoic palinspatic reconstruction, paleogeographic evolution and hidrocarbon setting of the northern margin of South America. *SEPM Special Publication*, N° 58, pp 45-85.
- PINDELL J. Y L. KENNAN (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. [En red]. Disponible en: <http://tectonicanalysis.com/site/download/papercarib01.pdf>. [Consulta: 2006, agosto 28].
- 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.
- PRICE, R., (1973) Large-scale gravitational flow of supra-crustal rocks, southern Canadian Rockies. In: De Jong, K.A. & Scholten, R.A. (eds.), *Gravity and Tectonics*, 491-502.

- PREIM, H. (1973) Provisional isotope geochronological framework for some major events in the geologic column of Suriname. *Geol. Mijnb. Dienst. Sur.*, Med. 22: 9-16.
- 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.
- QUINLAN, G.M. Y C. BEAUMONT (1984) Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21 (9): 973-996.
- REYES, J. (2002) Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 66° 00' W: Trabajo Especial de Grado no publicado, Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- ROD, E. (1956) Earthquakes of Venezuela related to strike-slip faults?. *AAPG Bulletin*, 40 (10): 2509-2512.
- ROD, E.; C. JEFERSON; E. OSTEN; R. MULLER (1986) The determination of the Boconó Fault. *Boletín Informativo - Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 1(3): 67-100.
- 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, I. (2000) Gravity anomalies and the Eastern Venezuela Basin evolution. Ph.D. Thesis, University of Durham, 200 p.

- RODRÍGUEZ Y SOUSA (2003). Estudio geológico – estructural y geofísico de la sección Cabo San Román – Barquisimeto. Estados Falcón y Lara: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- ROSENCRANTZ, E. (1990) Structure and tectonics of the Yucatan basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, 9 (5): 1037-1059.
- ROYDEN, L. (1988) Flexural behaviour of the continental lithosphere in Italy: constraints imposed by gravity and deflection data. *Journal of Geophysical Research*, 93: 7747-7766.
- ROYDEN, L. Y G. KARNER (1984) Flexure of the continental lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: Evidence for an insufficient topographic load. *American Association of Petroleum Geologist. Bull.*, 68: 704-712.
- SCHMITZ, M., M. BEZADA, J. AVILA, E. VIEIRA, M. YÁNEZ, A. LEVANDER, C. ZELT, M. MAGNANI, V. ROCABADO, R. OLLARVES, G. GIL, J. SÁNCHEZ, V. CANO, M. JÁCOME (2005) Crustal thickness variations in northern Venezuela from deep seismic observations. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. Universitat de Barcelona.
- SCHUBERT, C. (1980) Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes Merideños. *Acta Científica Venezolana*, 31(2), p. 98-111.
- SCHUBERT, C. (1980) Basin formation along the Bocono-Moron-El Pilar fault system, Venezuela. *Journal of Geophysical Research. B*, 89(7): 5711-5718.
- SCHUBERT, C. Y F.F. KRAUSE, (1980) Fallamiento a lo largo de la costa norte-central de Venezuela: zona de falla de Morón. *Memoria III Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica.*, 155-184.

- SCHWANS, P (1988) Depositional response of Pigeon Creek Formation, Utah, to initial fold-thrust belt deformation in a differentially subsiding foreland basin, en Schmidt, C.J., and Perry, W.J., Jr., eds., Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt: Geological Society of America Memoir, 171:531-556.
- SILVER, E.A., J.E. CASE, Y H.J. MACGILLAVRY (1975) Geophysical study of the Venezuelen Borderland. Geological Society of America Bulletin, 86: 213-266.
- SINCLAIR H. D Y P. ALLEN (1992) Vertical versus horizontal motions in the alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. Basin research, 4 (3): 215-232.
- SKERLEC, G.M. Y R.B. HARGRAVES (1980) Tectonic significance of paleomagnetic data from the Northern Venezuela. J. Geophys. Res. 85, 5303– 5315.
- 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. F. (1982) Evolución geochynamique du Domaine Caribe, Andes et Chaîne Caraibe sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela). Memoria presentada para la obtención del grado de Doctor de ciencias; Universite de Bretagne Occidentale, Francia.
- STEPHAN, J. F. (1985) Andes et Chaîne sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela). Evolución geodynamique. Symposium geodynamique des Caraibes (Ed.: A. Mascle), Paris, 503-529 p.
- TABOADA, A., L.A. RIVERA, A. FUENZALIDA, A. CISTERNAS, H. PHILIP, H. BIJWAARD, J. OLAYA, C. RIVERA (2000). Geodynamic of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics, 19 (5): 787– 813.

- TALUKDAR, S. C. Y G.P. COLVEE (1974) Geología y Estratigrafía del área meseta de El Viejo-Cerro Danto, Territorio Federal Amazonas. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos, 9 (2): 21-41.
- TURCOTTE, D., D. MCADOO Y J. CALDWELL (1978) An elastic-perfectly plastic analysis of the bending of the lithosphere at a trench. Tectonophysics, 47: 193-205.
- TURCOTTE, D. Y S. SCHUBERT, (1982) Geodynamics: application of continuum physics to geological problem. Jhon Wiley, N.Y., 450 pp.
- TURCOTTE, D. Y G. SCHUBERT (2002). Geodynamics (2da Edición). Cambridge University Press. Los Angeles, USA.
- UGHI, A. (2002). Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 67° 00' W: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- UGHI, A., J. REYES E I. RODRÍGUEZ (2004) Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la Región Central de Venezuela. Ponencia presentada en el XII Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela.
- 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.
- VAN DER BEEK, P. Y S. CLOETINGH (1992). Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic cordilleras (SE Spain). Tectonophysics, 203: 325-344.
- VAN DER HILST, R. Y P. MANN (1994) Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*: 22: 451-454.

- VIEIRA, E. (2005) Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe-Suramericana, Región Central de Venezuela (Estados Aragua y Guárico). Trabajo Especial de Grado no publicado, Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- VOICU, G.; M. BARDOUX Y R. STEVENSON (2001). Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: A Review. *Ore Geology Reviews* 18. pp 211-236.
- WARSI W. Y P. MOLNAR (1977) Gravity anomalies and plate tectonics in the Himalaya. In: *Himalaya: Sciences de la Terre*. pp 463-473. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris
- WATTS, A., G. KARNER Y M. STECKLER (1982) Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 30
- WEC (1997) Evaluación de Pozos. Schlumberger, Caracas, Venezuela, 378 p.5, 249-281.
- WHEELER C. (1963) Oligocene and Lower Miocene stratigraphy of western and northwestern Falcón Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin* 47 (1): 35-68.
- YORIS, F. G., (1985). Revisión de la estratigrafía del Cretáceo inferior al sur y este de la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. En: Espejo, A.; J. H. Ríos y N. P. Bellizzia, de (Eds.) *VI Cong. Geol. Ven.*, Caracas. 2: 1343-1393.
- YORIS, F. G., (1988). Localidades tipo para los miembros de la Formación Chimana en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geología*.

YORIS, F. G., (1992) Análisis de secuencias clásticas por métodos petrográficos y estadísticos. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. Facultad de Ingeniería; Departamento de Geología (UCV). 1045 p.

YORIS, F Y M. OSTOS (1997) Geología de Venezuela, en Well Evaluation Conference, Capítulo 1 WEC Venezuela Evaluación de Pozos, Schlumberger, Surencó C.A. pp. 1-44.

APENDICES

APÉNDICE A: Modelos de flexión para espesores elásticos de 15 y 35 Km, para los límites correspondientes a la Falla de San Sebastián y Cinturón Deformado del Caribe Sur, considerando cargas supra e intracorticales.

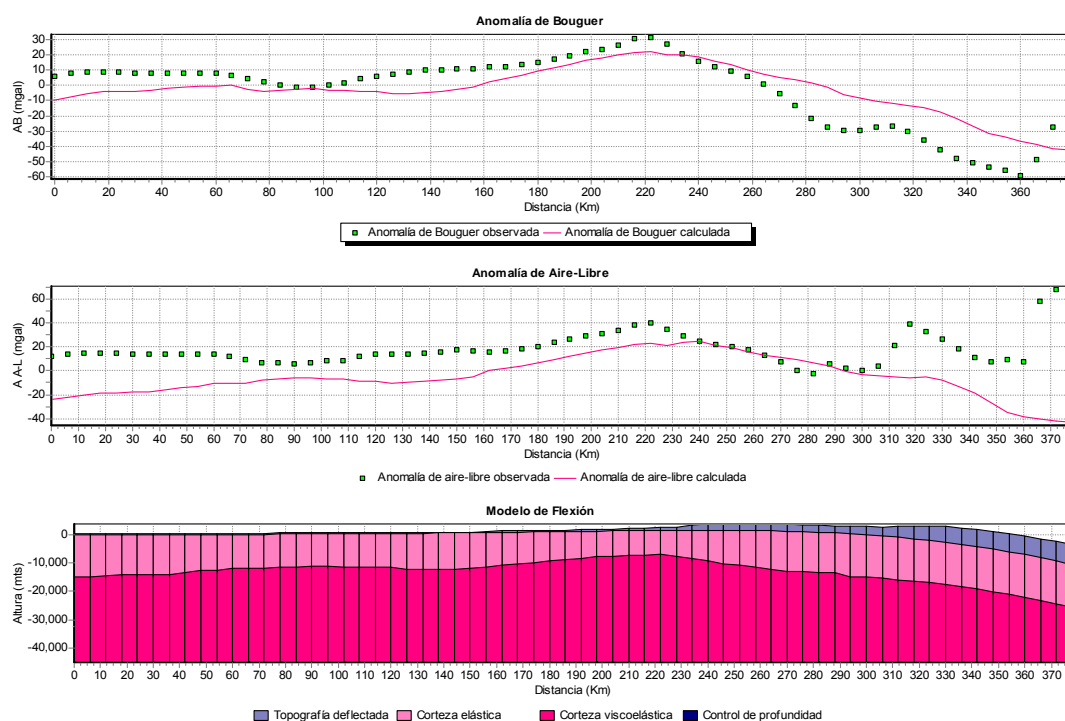


Figura A.1. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 68°W.

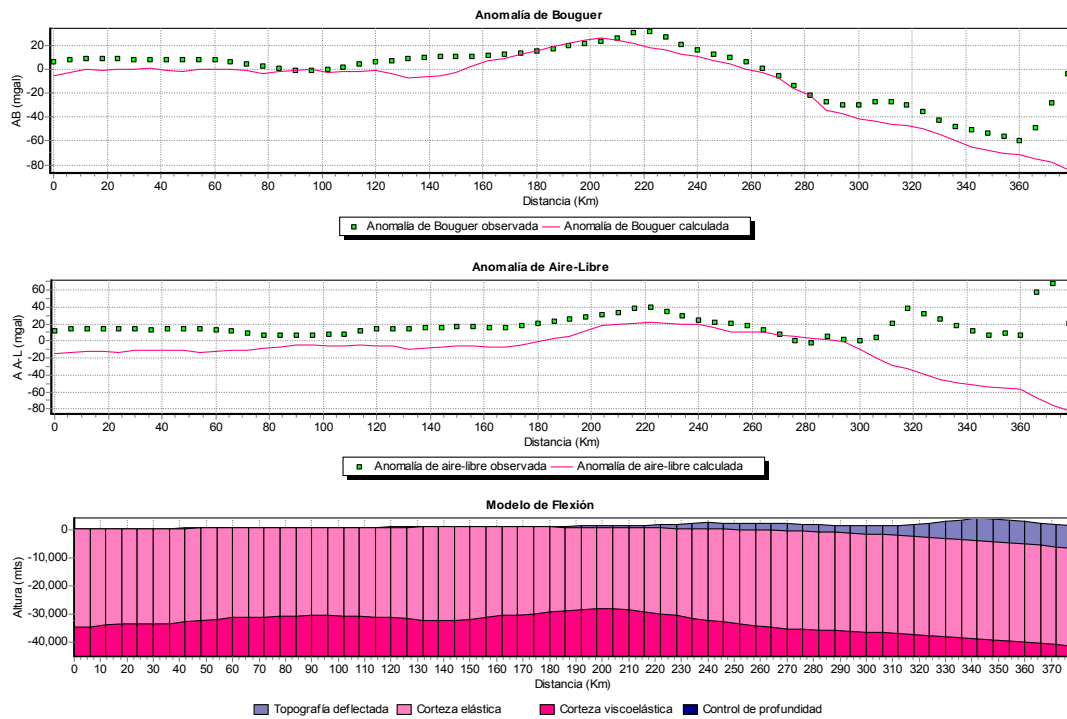


Figura A.2. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 68°W.

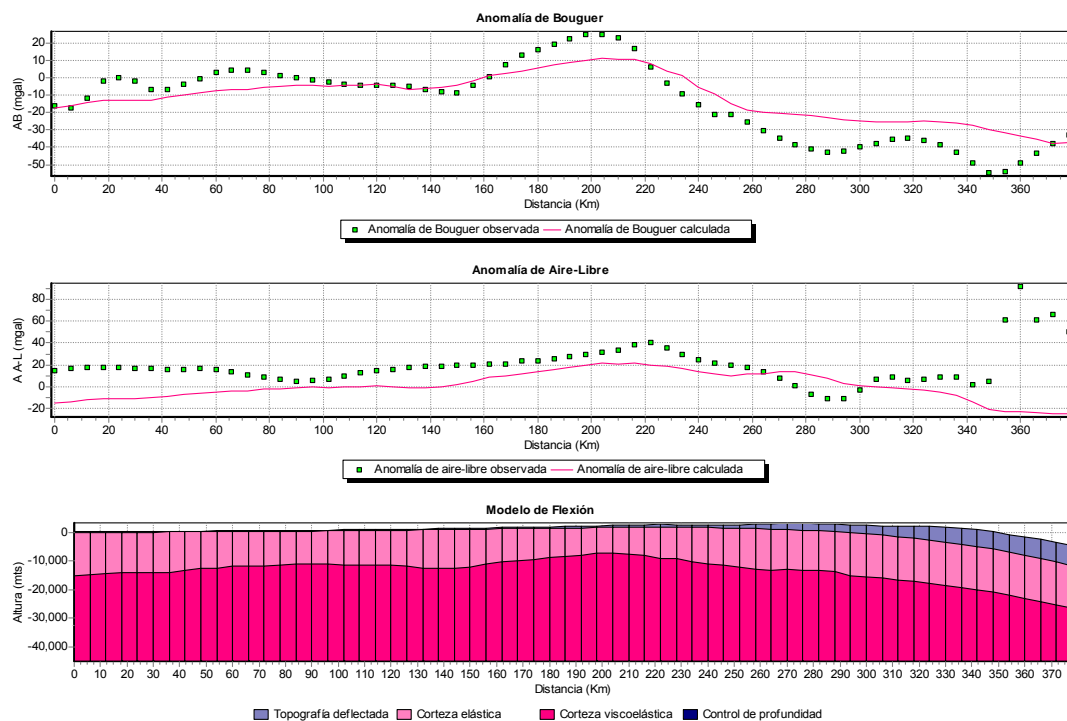


Figura A.3. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 69°W.

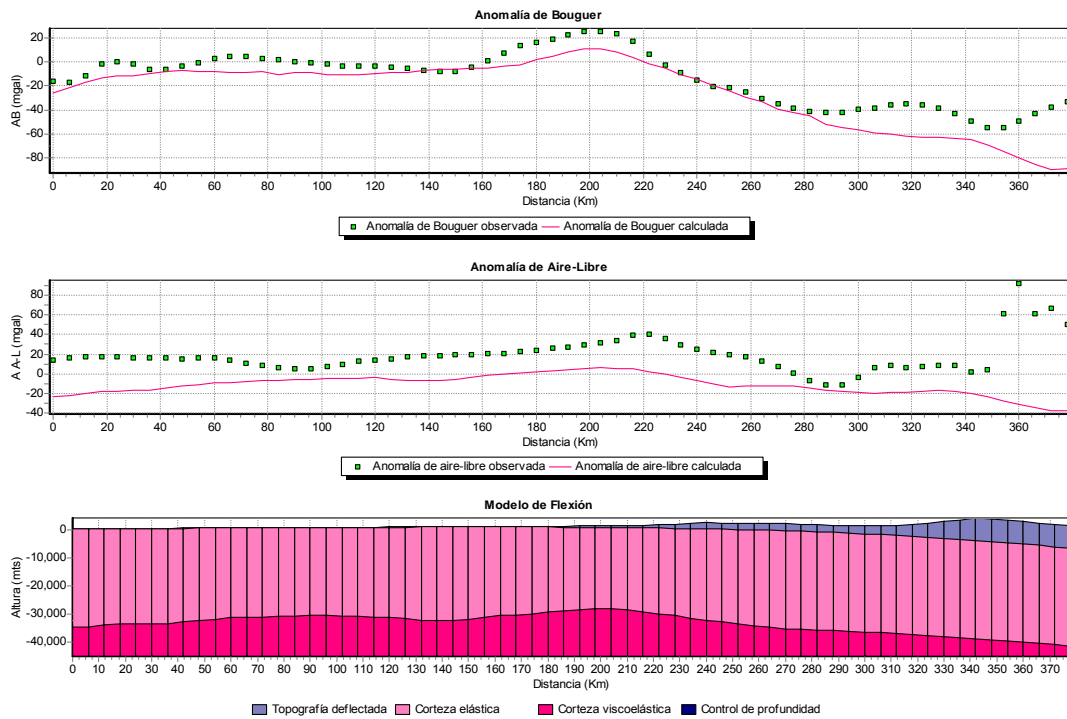


Figura A.5. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Falla de San Sebastián. Perfil 69°W.

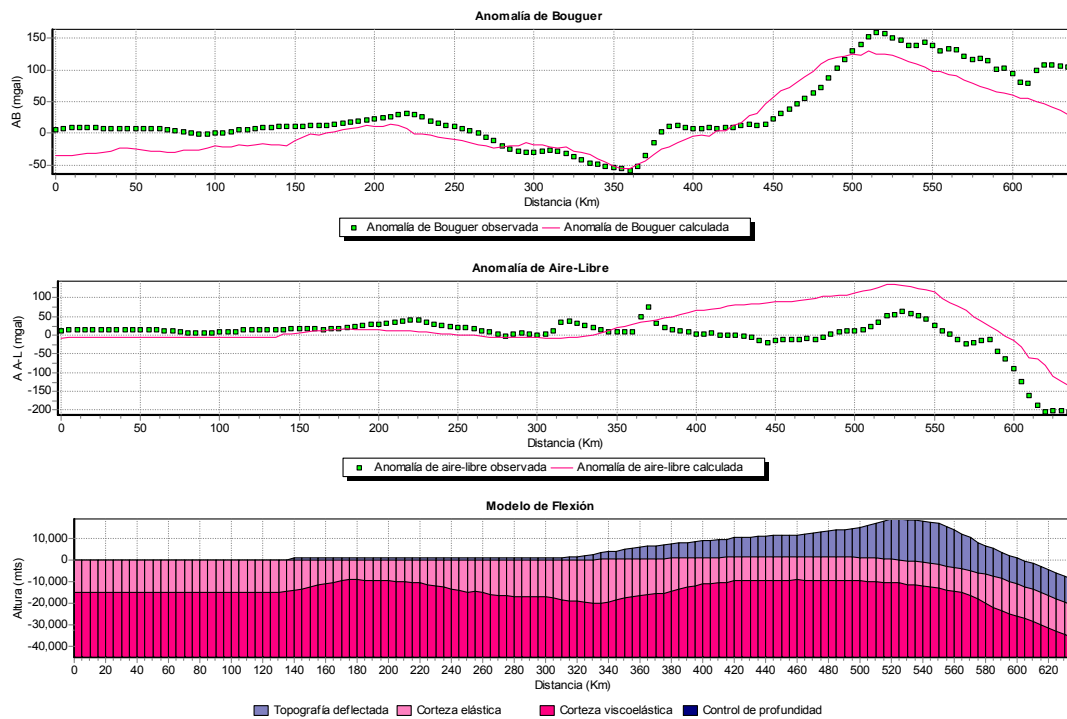


Figura A.5. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil 68°W.

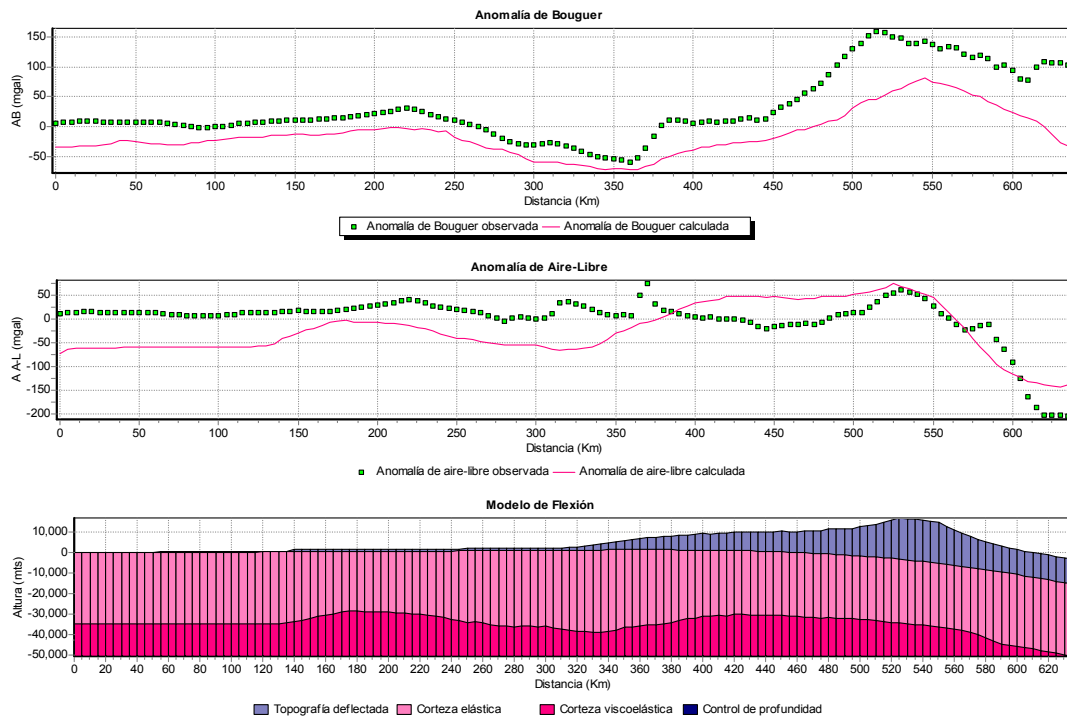


Figura A.6. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e = 35$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $68^\circ W$.

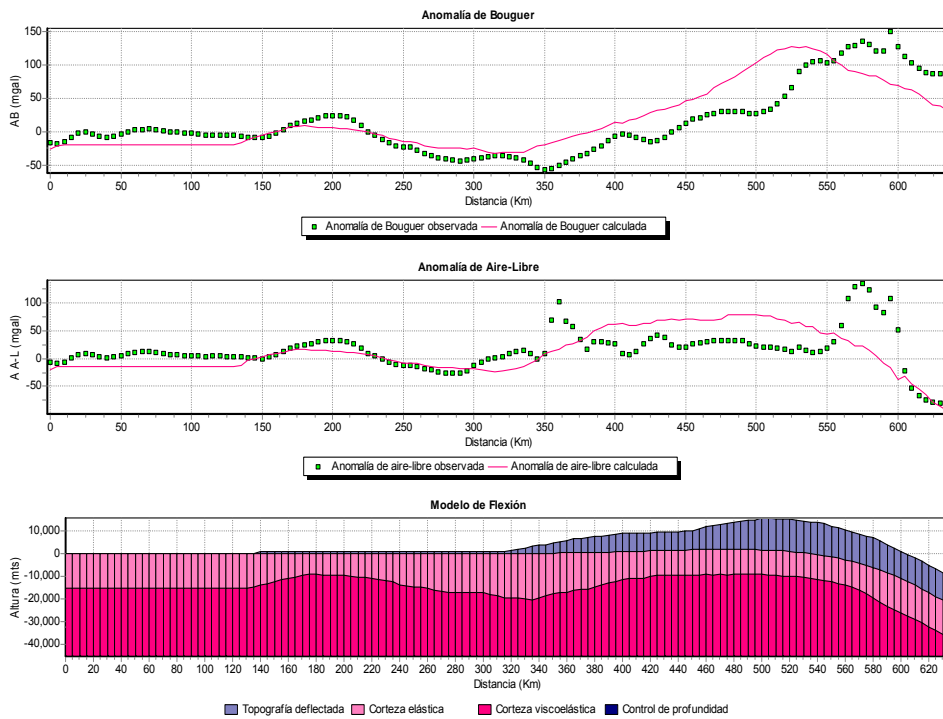


Figura A.7. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e = 15$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $69^\circ W$.

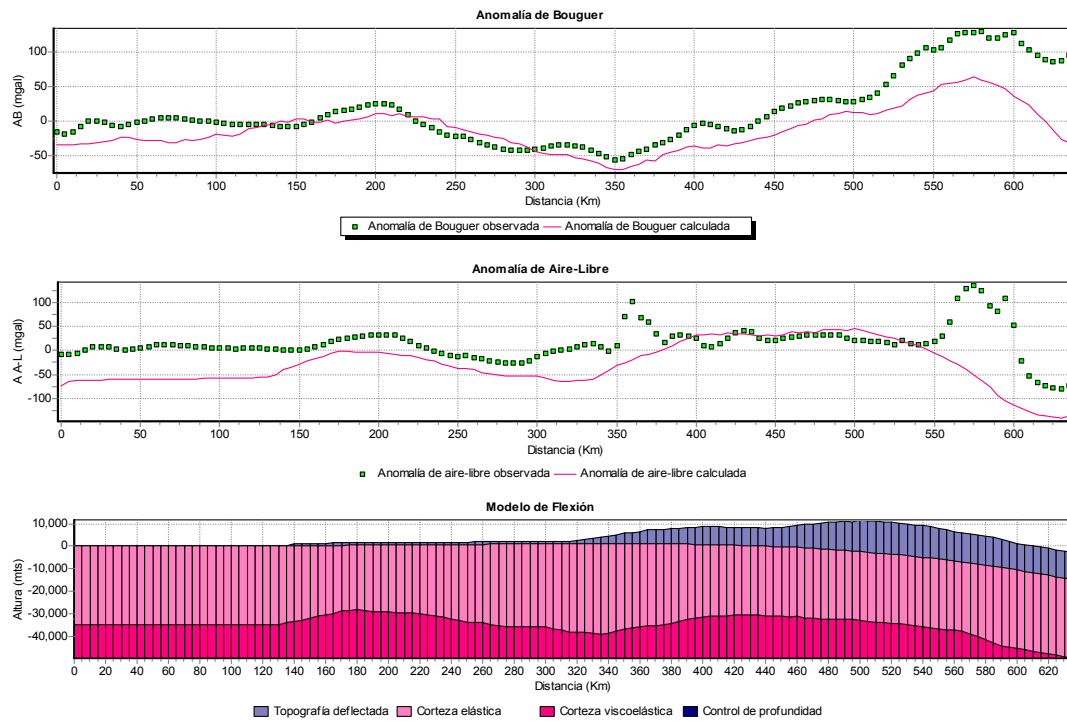


Figura A.8. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e = 35$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil $69^\circ W$.