

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELADO ESTRUCTURAL POR MEDIO DEL ANALISIS DE FLEXION
DE PLACAS EN LA REGION NOR-OCCIDENTAL DE VENEZUELA.**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela

Por el Br. Carlos A. Orellana P.

Para optar al Título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, Julio de 2008

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELADO ESTRUCTURAL POR MEDIO DEL ANALISIS DE FLEXION
DE PLACAS EN LA REGION NOR-OCCIDENTAL DE VENEZUELA.**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Antonio Ughi.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Carlos A. Orellana P.
Para optar al Título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, Junio de 2008

Caracas, Junio de 2008

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 el Bachiller Carlos Orellana, titulado:

“Modelado Estructural por Medio del Análisis de Flexión de Placas en la Región Nor-Occidental de Venezuela.”

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. Michael Schmitz

Jurado

Prof. Inírida Rodríguez

Jurado

Prof. Antonio Ughi

Tutor Académico

DEDICATORIA

A mi Madre

AGRADECIMIENTOS

A Dios por tener siempre un lugar y un momento reservado para mí, y por darme la fuerza para afrontar los buenos y malos momentos por los que he vivido.

A mi madre Margarita, por ser el mayor apoyo en todo momento. Por mostrarme siempre el mejor camino, el del éxito y la responsabilidad. Por enseñarme el valor que tiene la familia y la más perfecta concepción del amor. La adoro sobre todas las cosas. Mamá, gracias por el voto de confianza que me diste y por siempre estar en pie de lucha a mi lado durante este largo periodo.

A mi hermano, Juan Manuel, por ser tan paciente, maduro y confiar en mi, lo cual muchas veces me ha hecho reflexionar y aprender; por estar presente todo este tiempo y ayudarme siempre en lo que está a su alcance.

A mi hermana Caro que de alguna u otra forma también formo parte de ese equipo el cual me apoyo y creyó en mí para lograr alcanzar esta meta que parecía inalcanzable, gracias...

Gracias a toda mi familia, tías, primos que siempre estuvieron pendiente de mi carrera y por tener paciencia y fe en que lo lograría.

A la Universidad Central de Venezuela y mi gente de Control de estudios, por haber sido mi segundo hogar en donde crecí y mejor aun ser mi casa de estudio en donde establecí las bases de una vida profesional.

A mi Tutor, Prof. Antonio Ughi, por tener paciencia en todo este tiempo y sobre todo guiarme por el camino correcto hasta el último día de la entrega de este trabajo.

A mi mejor amigo, Rafucho, por compartir conmigo los momentos más importantes a lo largo de toda la carrera, por dar y recibir consejos el cual nos ayudaron a culminar esta etapa tan difícil y trascendental de nuestras vidas

A mis amigas y compañeros de clase, que sin su ayuda no hubiese sido posible terminar esta carrera, gracias a mi gran Team Xerox, Fati, Elia, Fenlix y el cabo Javier; igualmente a Yaneth por sus grandes “Tips” que fueron de mucha ayuda, a todos mis fabulosos compañeros de campo 2008... “*Pariaguan nunca muere...*” mis panas los viejuchos John, Rannier, Orangel, Piolo, Alexis y Vanesita.

A mi Pichi, por su apoyo incondicional, por animarme una y otra vez las veces que me decaí. Por ser la persona más paciente y expresarme un amor tan inmenso. Tu paso por mi vida ha sido “memorable”...

Carlos A. Orellana P.

**MODELADO ESTRUCTURAL POR MEDIO DEL ANALISIS DE FLEXION
DE PLACAS EN LA REGION NOR-OCCIDENTAL DE VENEZUELA.**

**Tutor Académico: Prof. Antonio Ughi. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2008, 153p.**

Palabras Claves: Flexión, Carga Intracortical, Corteza, Gravimetría, Subducción,
Placa Caribe, Placa Suramericana, Espesor Elástico.

RESUMEN

Se realizó un análisis de flexión en la región noroccidental de Venezuela a fin de conocer la interacción entre la Placa Caribe con la Suramericana y su comportamiento en términos mecánicos y elásticos. Las restricciones para la elaboración del modelo de flexión fueron pautadas por modelos estructurales realizados con datos gravimétricos. Este trabajo tuvo como preámbulo el estudio de la flexión producida por efectos de cargas topográficas y supracorticales, obteniendo como resultado que las mismas son insuficientes para lograr un ajuste apropiado entre las curvas de gravedad observadas y calculadas, posteriormente para el modelado por flexión se consideraron cargas intracorticales, en donde se obtuvo como resultado un ajuste acorde a las anomalías gravimétricas y la reproducción de la cupla gravimétrica descritas en la bibliografía, asociándose a la profundización del basamento y las cargas impuestas sobre la litosfera. Como resultado final se demostró que el espesor elástico que mejor se ajusta para la Placa Suramericana es 25 Km, adicionalmente se ratifica un adelgazamiento cortical hacia el norte; se plantea al Cinturón Deformado del Caribe Sur como el límite más probable entre la Placa Suramericana y la Placa Caribe.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	vi
ÍNDICE GENERAL	vii
LISTA DE FIGURAS	ix
CAPITULO I	1
1.1.- Introducción	2
1.2.- Ubicación del Area de Estudio.....	5
1.3.- Trabajos Previos.....	6
CAPITULO II	14
2.1.- Marco Geologico.....	15
2.2.- Origen y Evolucion de La Placa Caribe.....	18
2.3.- Unidades Geomorfológicas del Caribe	34
2.4.- Marco Tectónico del Área Nor-Occidental de Venezuela.....	36
2.5.- Geología Regional.....	43
CAPITULO III	49
3.1._ Fuente de los Datos Gravimétricos y Topográficos.	50
3.2.- Validación Estadística de los Datos Gravimétricos.....	51

3.3.- Mapa de Anomalías de Bouguer	56
3.4.- Mapas Gravimetricos Regional Y Residual.....	60
3.5 Analisis Espectral	69
3.6.- Deconvolucion de Euler.....	71
3.7.- Modelado Gravimétrico	73
CAPITULO IV	82
4.1- Modelo de flexión de la zona nor-occidental de Venezuela.	83
4.2.- Esquema de cargas	87
4.3.- Metodología para el modelado de flexión.....	89
4.4.- Efecto de las cargas topograficas y supracorticales	92
4.5.- Estimación y efectos de cargas intracorticales.....	107
4.6.- Limite Falla de San Sebastián y Oca-Ancon.....	113
4.7.- Limite Cinturon Deformado del Caribe Sur.....	114
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	116
Conclusiones	117
Recomendaciones	119
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	120
APENDICES.....	131

LISTA DE FIGURAS

Figura N°	Pág.
1.1.- Mapa de Ubicación de la zona de estudio	5
1.2.- Modelado gravimétrico y magnético de la región nor-occidental de Venezuela con “ <i>slab</i> ” de subducción somera.	7
1.3.- Modelado gravimétrico de la región nor-central de Venezuela.	7
1.4.- Modelado gravimétrico de la región nor-central de Venezuela.	8
1.5.- Modelado gravimétrico a partir de perfiles sísmicos en la región nor-central de Venezuela.	8
1.6.- Modelado gravimétrico a partir de perfiles sísmicos en la región nor-occidental de Venezuela. Modelo 1) sin “ <i>slab</i> ” de subducción. Modelo 2) con “ <i>Slab</i> ” de subducción.	9
1.7.- Secciones de densidad a lo largo de los perfiles en la región nor-central de Venezuela.	10
1.8.- Modelos de Profundidad del “ <i>Slab</i> ” de la placa Caribe	11
1.9.- Profundidad del Mohorovicic.	12
1.10.- Modelado gravimétrico de la región nor-occidental de Venezuela	13
2.1 Ubicación geográfica de los límites actuales de la Placa Caribe.	17
2.2.- Reconstrucción Palinspática del Caloviense/Oxfordiense, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.	19

2.3.- Reconstrucción Palinspática del Albiense, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.	21
2.4.- Reconstrucción Palinspática del Santoniense, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.	23
2.5.- Reconstrucción Palinspática del Campaniense, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.	24
2.6.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Cretácico.	25
2.7.- Reconstrucción Palinspática del Paleoceno, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.	26
2.8.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Paleoceno-Eoceno.	27
2.9.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Eoceno Superior.	29
2.10.- Reconstrucción Palinspática del Mioceno Temprano, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.	30
2.11.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Eoceno Superior.	31
2.12.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Plioceno.	32
2.13. Principales unidades geomorfológicas que se observan en la región del Caribe.	36

3.1	Histograma de frecuencias de anomalías de Bouguer	51
3.2	Histograma de frecuencias de anomalías de Bouguer de las poblaciones obtenidas del análisis de conglomerados de K- medias.	52
3.3	Distribución espacial de las poblaciones obtenidas del análisis de conglomerados de K- medias.	54
3.4	Diagrama de cajas y bigotes de anomalías de Bouguer de las poblaciones obtenidas del análisis de conglomerados de K- medias.	55
3.5	Mapa de anomalías de Bouguer	58
3.6	Mapa correspondiente a la Topografía de la región nor-occidental de Venezuela.	59
3.7	Curva de bondad de ajuste de tendencia polinómica de la anomalía de Bouguer.	62
3.8	Mapas de regional (a) residual (b) de grado 3.	63
3.9	Mapas regionales de continuación analítica hacia arriba a 10.000 m. (a) y 20.000 m. (b)	65
3.10	Mapas regionales de continuación analítica hacia arriba a 30.000 m. (a) y 40.000 m. (b)	66
4.11	Mapas de separación residual a 10.000 m. (a) 20.000m. (b)	67
4.12	Mapas de separación residual a 30.000 m. (a) 40.000m. (b)	68
3.13	Espectro de energía promediado radialmente.	70

3.14	Análisis espectral para estimación de profundidades.	70
3.15	Mapa de profundidades estimadas mediante la deconvolución de Euler.	72
3.16	Modelo geológico de la región central de Venezuela.	74
3.17	Mapa de anomalías de Bouguer con los perfiles establecidos para el modelado geológico. Perfil 1 (N65W) y Perfil 2 (N15W).	75
3.18	Mapa geológico georeferenciado al mapa de AB.	76
3.19	Perfil de anomalía de Bouguer con orientación N65W.	77
3.20	Perfil de anomalía de Bouguer con orientación N15W.	77
3.21	Modelo gravimétrico propuesto para el perfil N65W.	80
3.22	Modelo gravimétrico propuesto para el perfil N15.	81
4.1.-	Modelos teóricos simplificados de Placa Rota (a) y Placa Continua (b).	85
4.2	Efecto de las cargas corticales sobre la curva de anomalía gravimétrica.	86
4.4	Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 km. (a) y 25 km. (b) $\rho = 2,7$ g/cm ³ .	87
4.5	Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 km. y $\rho = 2$ g/cm ³ (a), $\rho = 2.5$ g/cm ³ (b) (c) $\rho = 3$ g/cm ³ .	88
4.6	Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e = 15$ Km. Límite falla de Oca-Ancón. Perfil N65W.	93

4.7 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite falla de Oca-Ancón. Perfil N65W.	94
4.8 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite falla de Oca-Ancón. Perfil N65W.	95
4.9. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite falla de San Sebastián. Perfil N15W.	96
4.10 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite falla de San Sebastián. Perfil N15W.	97
4.11 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite falla de San Sebastián. Perfil N15W.	98
4.12 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.	101
4.13 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.	102
4.14 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.	103
4.15 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.	104
4.16 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.	105

4.17 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.	
Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.	106
4.18 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.	109
4.19 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.	110
4.20 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite falla de San Sebastián. Perfil N15W.	111
4.21 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.	
Límite falla Oca-Ancón. Perfil N65W.	112
A.1 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.	132
A.2 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.	133
A.3 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km.	
Límite de San Sebastián. Perfil N15W.	134
A.4 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.	
Límite de San Sebastián. Perfil N15W.	135
A.5 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km.	
Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.	136

A.6 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.

Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.

137

CAPITULO I

1.1.- INTRODUCCIÓN

Buena parte de las estructuras geológicas presentes en el norte de Venezuela son consecuencia de los procesos tectónicos originados por la colisión entre la placa Caribe y la Suramericana, es decir, que estas estructuras se forman en ambientes tectónicamente convergentes.

Este tipo de evento se genera gracias a que la litosfera se comporta como una placa rígida que descansa sobre un fluido y ésta es sometida a fuerzas externas, transmitiendo lateralmente los esfuerzos generados. Este fenómeno, conocido con el nombre de isostasia regional o flexión, se ha utilizado para explicar la deformación de la litosfera en regiones muy diversas: montañas volcánicas marinas, zonas de subducción, cuencas de antepaís, deltas, etc.

Dicha flexión es consecuencia de la aplicación de cargas superficiales y/o cargas internas que se adosan a la placa litosférica durante la formación de la cuenca de antepaís. Por tanto, la evolución de la deflexión y las consiguientes anomalías gravimétricas, expresadas en secuencias de anomalías positivas y negativas o “*cuplas*”, pueden ser un reflejo de los factores mencionados anteriormente.

Estudios de perfiles gravimétricos en la cuenca oriental de Venezuela, realizados por Rodríguez (1986), en la región central realizados por Ughi (2002), Reyes (2002) y Garzón (2007), han obtenido resultados similares a los de Karner y Watts (1983), lo que puede indicar un comportamiento análogo al de Los Alpes, y Los Apalaches, que pudieran asociarse a la presencia de cargas topográficas

superficiales e intracorticales. Para el caso venezolano, la carga superficial puede estar representada por la Serranía del Interior y la Cordillera de la Costa; no obstante una parte de la corteza intracratónica pudiera representar la carga intracortical.

En este mismo sentido, debido a que los estudios realizados en Venezuela son escasos en relación con los procesos de flexión de placas y sus expresiones gravimétricas, existe incertidumbre en cuanto a qué estructuras (cargas supracorticales e intracorticales) son las generadoras de las secuencias positivas y negativas de anomalías gravimétricas “*Cuplas*”.

En vista de lo antes expuesto, este trabajo de investigación tiene la finalidad de correlacionar las anomalías gravimétricas o cuplas como respuesta de las cargas tanto supracorticales como intracorticales, mediante el análisis de flexión de placas a fin de confirmar si existe la asociación entre las cargas y sus expresiones gravimétricas. Es por ello que como objetivos principales se plantean evaluar la interacción intraplaca desde el punto de vista mecánico, en función de la respuesta por flexión como consecuencia de cargas obducidas sobre la placa suramericana; así mismo establecer la ubicación del límite septentrional de la Placa Suramericana y la Placa Caribe a lo largo de la región en estudio.

Adicionalmente, se pretende estimar el espesor elástico en función del comportamiento flexural de la Placa Suramericana. Para esto es esencial generar modelos gravimétricos bidimensionales de la corteza a lo largo de dos perfiles de la región nor-occidental, restringidos con base en datos geológicos y geofísicos. De

igual forma se planea elaborar modelos estructurales en función de la respuesta por flexión de la Placa Suramericana, así como también la existencia o no del “*Slab*” de subducción y su prolongación hacia el sur como consecuencia de la interacción de la placa Caribe y la placa Suramericana. Finalmente, adjunto a los puntos mencionados en este trabajo investigativo, se pretende estimar la profundidad y geometría de la discontinuidad de Mohorovicic.

Por último en Venezuela no son insuficientes los estudios que se tienen acerca del comportamiento flexural litosférico y de los efectos que estos procesos generan en la formación de cadenas montañosas y cuencas de Antepaís. En consecuencia, esta investigación basada en datos geológicos y geofísicos, es de vital importancia en el campo de la geociencias ya que aportará información más precisa sobre la evolución geodinámica y tectónica en la región considerada. Además de contribuir con datos en cuanto a características elásticas y espesores en función de la flexión de la litosfera.

1.2.- UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO.

El siguiente trabajo, 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 está comprendida entre los meridianos 67°W - 71°W y los paralelos $6,5^{\circ}\text{N}$ - $12,5^{\circ}\text{N}$ (Figura 1.1). Asimismo, los perfiles seleccionados poseen una orientación $\text{N}65\text{W}$ para el primer perfil y $\text{N}15\text{W}$ para el segundo, de aproximadamente 650 Km de longitud.

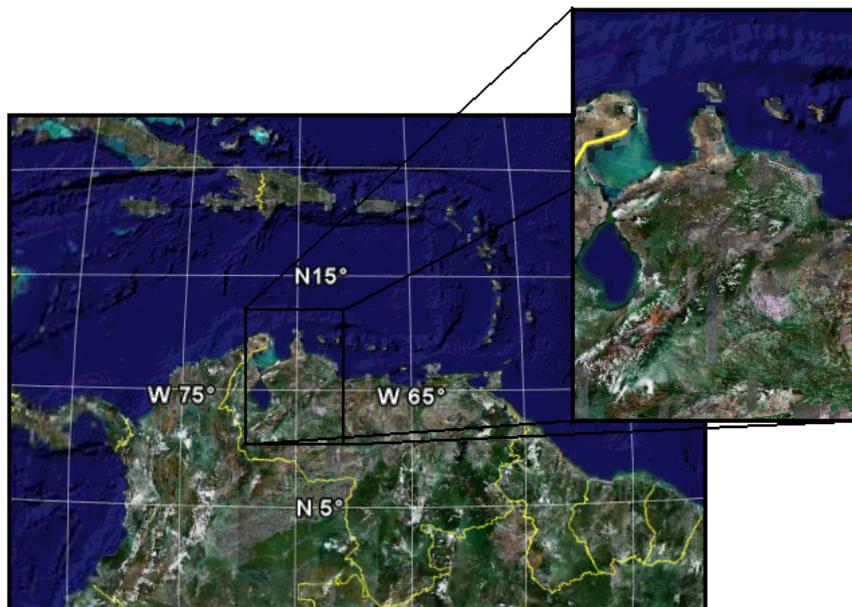


Figura 1.1.- Mapa de Ubicación de la zona de estudio (Tomado de Google Earth)

1.3.- TRABAJOS PREVIOS.

Los estudios geológicos y geofísicos que se han realizado en la región caribeña lo largo del tiempo, han contribuido significativamente con el conocimiento de la evolución geodinámica y tectónica del margen septentrional de Suramérica; la complejidad tectónica de la placa Caribe y su interacción con las placas vecinas la hace una de las regiones más estudiadas en el mundo por los geocientíficos. Es por ello que debemos citar los trabajos previos realizados en cuanto a la geodinámica caribeña y su interacción con la placa Suramericana.

En el 2003, Rodríguez y Sousa realizaron estudios en el noroccidente de Venezuela específicamente en la región de Falcón, a partir de diversos modelos con distintas configuraciones en cuanto a la profundidad de la lámina de subducción (subducción somera y subducción profunda). Estos modelos también contemplan la presencia del Bloque Bonaire, el adelgazamiento cortical hacia el norte, profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic, entre otras características etc. Adicionalmente, demuestran que la lámina de subducción somera es que mejor ajusta la respuesta gravimétrica (Figura 1.2).

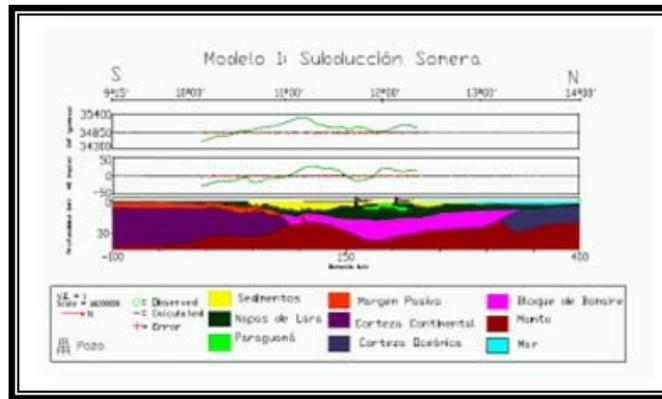


Figura 1.2.- Modelado gravimétrico y magnético de la región nor-occidental de Venezuela con “slab” de subducción somera. (Tomado de Rodríguez y Sousa 2003).

Los resultados obtenidos por Ughi et al. (2004) al centro-norte de Venezuela no han sido concluyentes. Estos presentan dos modelos gravimétricos correspondientes a dos perfiles N-S sobre los meridianos 66°W (Figura 1.3) y 67°W (Figura 1.4) respectivamente y complementándolos con modelos por flexión de placas, logrando el ajuste de la respuesta gravimétrica e isostática sin considerar la presencia de un “slab” de subducción a diferencia de Rodríguez y Sousa (2003).

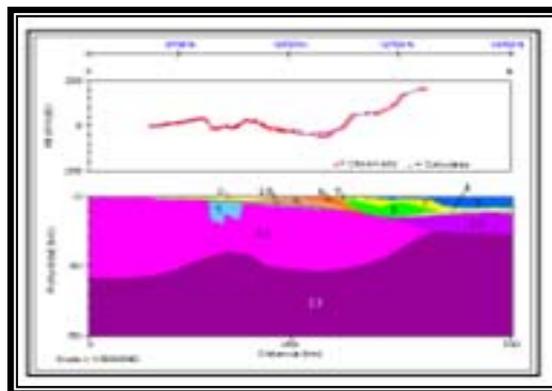


Figura 1.3.- Modelado gravimétrico de la región nor-central de Venezuela.

(Tomado de Ughi et al., 2004).

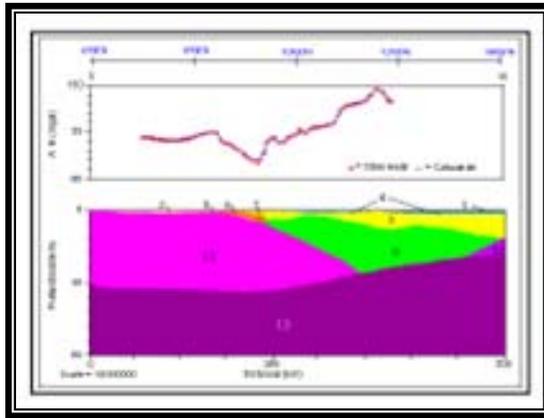


Figura 1.4.- Modelado gravimétrico de la región nor-central de Venezuela.

(Tomado de Ughi et al., 2004).

En la misma región central Vieira (2005) (Figura 1.5) realizó un estudio integrado de gravimetría y sísmica en donde propone dos modelos gravimétricos; nuevamente no se plantea la existencia de algún “*slab*” de subducción sino simplemente señala la flexión de la litosfera por el peso de la Serranía de Interior.

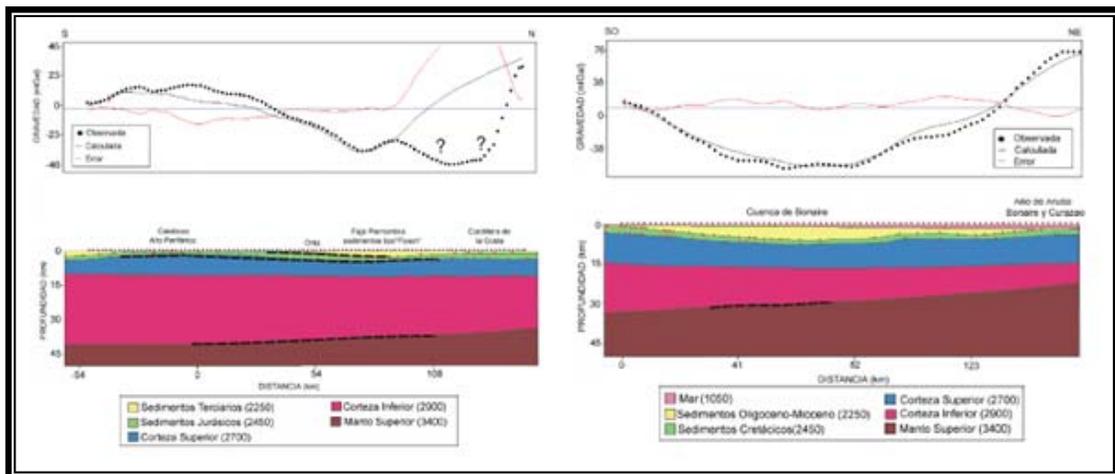


Figura 1.5.- Modelado gravimétrico a partir de perfiles sísmicos en la región nor-central de Venezuela. (Tomado de Viera 2005).

Del mismo modo, Bezada (2005) (Figura 1.6) realiza un estudio sísmico en el occidente de Venezuela que a partir de perfiles sísmicos restringe dos modelos gravimétricos, en donde se aprecia la existencia de la subducción de la placa Caribe por debajo de la Placa Suramericana, ya que en el primer modelo no está contemplado la placa subductada y la respuesta gravimétrica no logra ajustarse a lo propuesto, así mismo para el segundo modelo contempla la subducción de la placa Caribe por debajo de la placa Suramericana, logrando así un mejor ajuste de la respuesta gravimétrica.

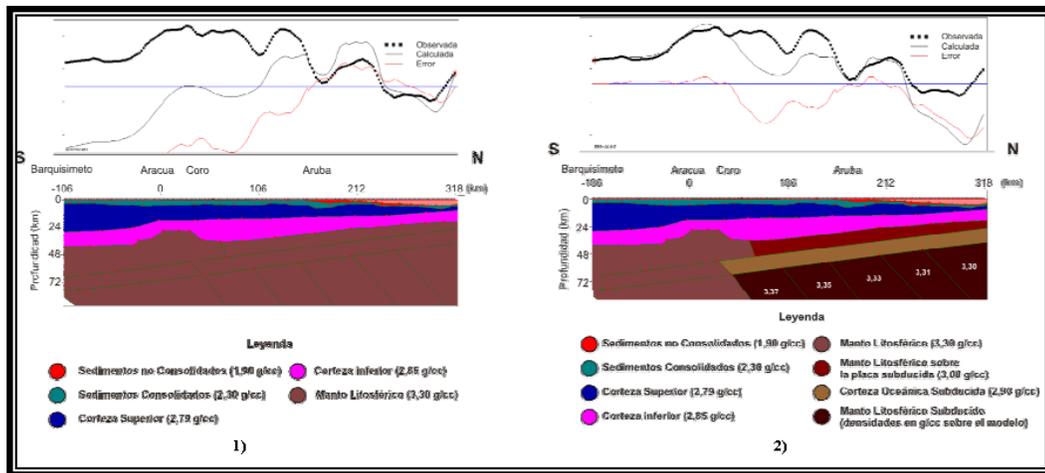


Figura 1.6.- Modelado gravimétrico a partir de perfiles sísmicos en la región nor-occidental de Venezuela. Modelo 1) sin “slab” de subducción. Modelo 2) con “Slab” de subducción.

(Tomado de Bezada 2005).

Según Quijada (2006) a través de un estudio de inversión gravimétrica elabora un modelo con un perfil N-S en el noroccidente de Venezuela, donde se puede observar un 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 asociada a una subducción Figura (1.7).

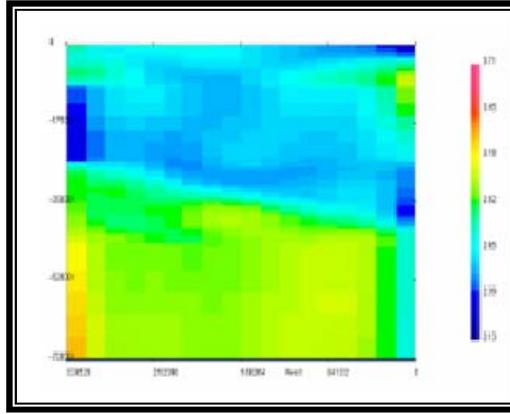


Figura 1.7.- Secciones de densidad a lo largo de los perfiles en la región nor-central de Venezuela.

(Tomado de Quijada 2006).

Merchán (2007) mediante un estudio de inversión geoestadística de datos gravimétricos y magnéticos en esta misma región, muestra unos modelos de seis capas, que incluye la Placa Caribe en subducción, explica satisfactoriamente las anomalías gravimétricas y magnéticas observadas. Además presenta un modelo de ocho capas, el cual describe de manera completa la estructura cortical y permite evaluar el ángulo de subducción del “slab” de la Placa Caribe (Figura 1.8).

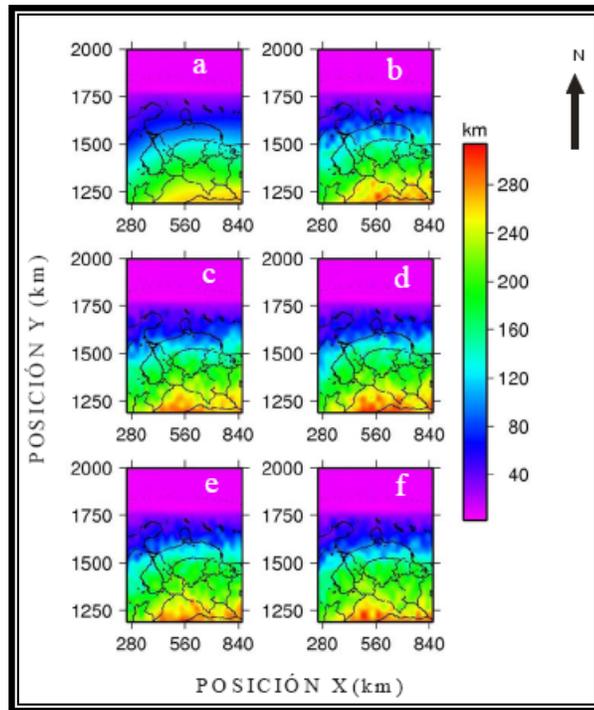


Figura 1.8.- Modelos de Profundidad del “*Slab*” de la placa Caribe (Tomado de Merchán 2007).

Por otra parte, Quinteros (2007) estima por medio del análisis de Funciones Receptoras, los espesores corticales de la región nor-occidental de Venezuela a una profundidad variable de 20 y 42 km. Con una tendencia de disminución con dirección NE; no obstante se pudo identificar la subducción asociada al cinturón de deformación del Caribe (Figura 1.9).

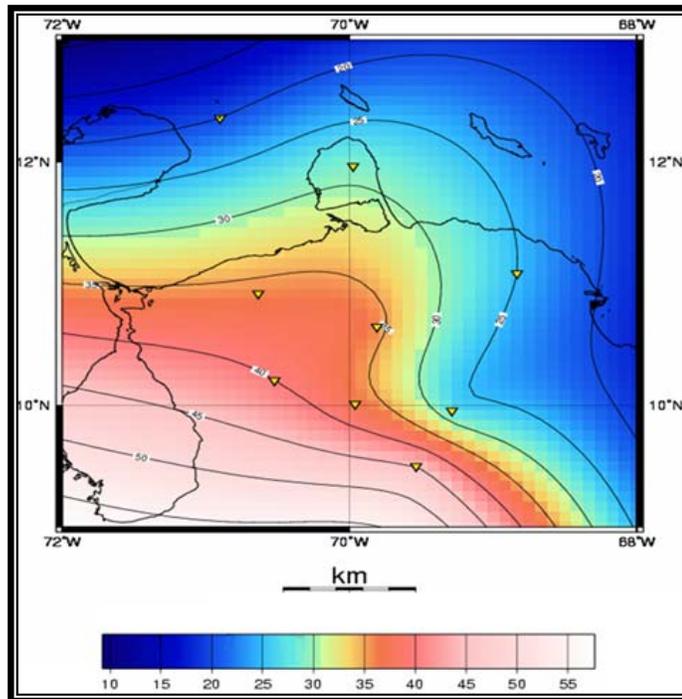


Figura 1.9.- Profundidad del Mohorovicic. (Tomado de Quinteros 2007).

Por último, Garzón (2007) realiza un estudio mediante el análisis de flexión de placa en la región nor-occidental de Venezuela en donde en los modelos gravimétricos exhiben un slab de subducción somera por debajo de la placa suramericana, correspondiendo con los estudios antes expuestos. Adicionalmente, evidenció que las cargas supracorticales son insuficientes para originar la flexión litosférica, teniendo así que tomar en cuenta una inclusión de cargas intracorticales para lograr un mejor ajuste a las anomalías gravimétricas observadas (Figura 1.10).

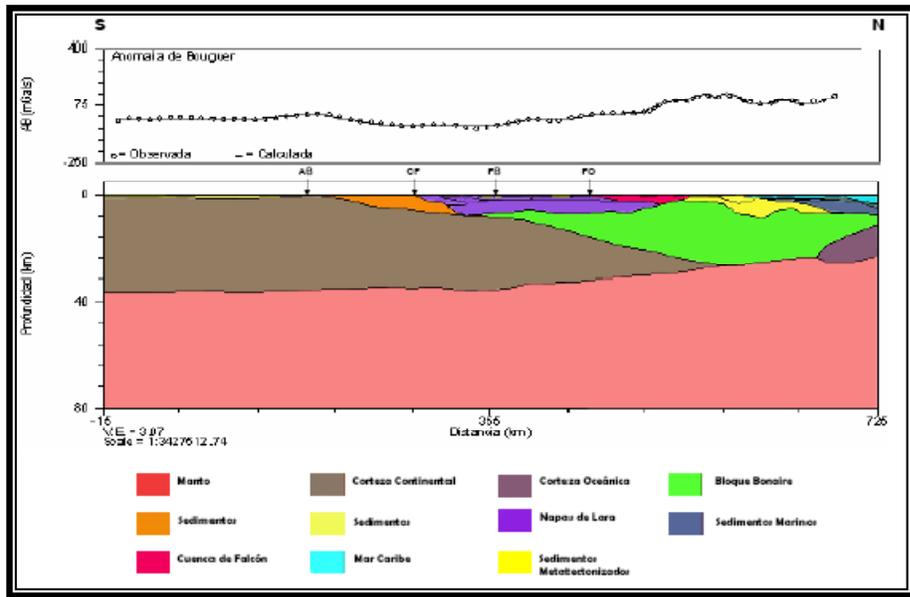


Figura 1.10.- Modelado gravimétrico de la región nor-occidental de Venezuela
(Tomado de Garzón 2007).

CAPITULO II

2.1.- MARCO GEOLOGICO

Entre las placas Sur América, Cocos, Nazca Atlántico y Norte América se encuentra la placa Caribe cuya característica principal es una zona de intensa deformación, además de poseer una diversidad de unidades geomorfológicas como arcos de islas, cuencas sedimentarias crestas oceánicas, etc. Su evolución y origen dentro del marco de la tectónica de placas, junto con la determinación sus límites, ésta ha sido objeto de muchos estudios en las últimas décadas originando grandes controversias; una de ellas es referida al origen del Caribe el cual existen varios modelos propuestos, unos que apoyan la teoría del Pacífico, la cual establece que la placa del Caribe se formó en el punto caliente “*hotspot*” de los Galápagos, y que luego migró hasta posicionarse en donde se encuentra actualmente (Pindell y Barret 1990; Pindell 1994); la otra teoría que se conoce como el modelo alternativo que plantea que el origen del Caribe debió ser en un lugar entre las dos Américas (Meschede y Frisch 1998).

En la actualidad es bien aceptado que la corteza del Caribe es esencialmente oceánica en naturaleza, aunque algunos estudios geofísicos revelan que dicha corteza posee características diferentes a las cortezas oceánicas promedio en el mundo, como por ejemplo, la presencia de un reflector fuerte por debajo de la capa sedimentaria el cual es considerado un “*plateau*” de composición basáltico cuyo origen está relacionado con un evento tipo pluma de manto responsable de un espesor anómalo de la corteza del Caribe que oscila entre 15 y 20 km. (Donnelly,1994).

Otras teorías ubican el origen de este “*plateau*” en el punto caliente de los Galápagos lo que dejaría implícito que debió recorrer al menos 4000 kilómetros para llegar a su suposición actual entre las dos Américas (Pindell y Barrentt, 1990). Se sabe que el grosor de la corteza no es anómalo en todas las áreas del Caribe, de hecho el grosor cortical total hacia el este de la cuenca de Venezuela es bastante semejante al de una corteza oceánica promedio, sin embargo hacia el oeste aumenta rápidamente, observándose espesores de más de 25 kilómetros en el oeste de la cuenca de Colombia (Donnelly, 1994)

Con respecto a las características más resaltantes de la Placa Caribe en la actualidad se tiene que se encuentra limitada al norte con la Placa de América del Norte, al oeste con la Placa de Nazca, al este con la Placa del Atlántico y al sur con la Placa Sudamericana (Molnar y Sykes, 1969). Mattson (1984), propone que el límite norte de la Placa del Caribe se extiende desde Guatemala en el oeste hasta las Antillas Menores en el este. En su camino hacia el este, el límite norte de la Placa Caribe prosigue por la depresión Cayman, donde además está compuesta de varias fallas (Sykes et al., 1982). Sigue hacia la Isla La Española, continua por la depresión de Puerto Rico hasta llegar al cruce entre las placas Caribe, Norteamericana y Atlántica. Con respecto al margen meridional, el fin del límite sur se estima en el punto de triple cruce entre las placas Caribe, Sudamericana y Nazca (Mattson, 1984);

Sin embargo la trayectoria de dicho margen desde ese punto, colindando con

la Placa Sudamericana hacia las Antillas Menores en el este es objeto de aún de debates debido a la complejidad geológica del área (McCann y Pennington, 1990).

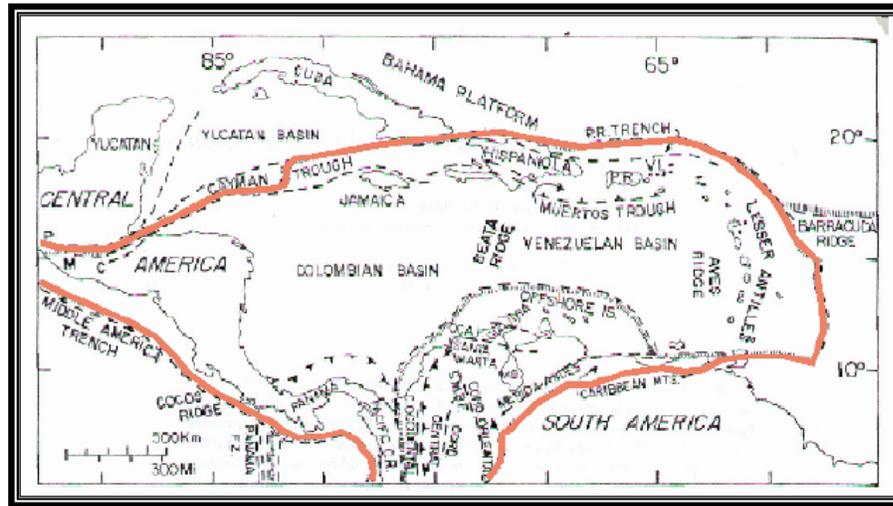


Figura 2.1 Ubicación geográfica de los límites actuales de la Placa Caribe. Las líneas de color marcan el límite aproximado de las placas (Tomado de Mattson, 1984).

2.2.- ORIGEN Y EVOLUCION DE LA PLACA CARIBE

La evolución tectónica del Caribe ha sido objeto de controversias discusiones en los últimos años, dando como resultado propuestas de dos modelos fundamentales: los modelos llamados alternativos que apoyan un origen *“in situ”* y los llamados modelos *Pacíficos*; los alternativos sugieren la formación del Caribe hacia el oeste de su actual localización, no obstante entre Norte y Suramérica; estos últimos proponen un origen de la corteza caribeña en la región del Océano Pacífico, y un movimiento que la lleva a su posición actual entre las dos Américas (Meschede y Frisch, 1998).

La reconstrucción tectónica del modelo alternativo o *“in situ”*, expone que en el Jurasico en una etapa temprana de la ruptura de Pangea los bloques continentales de África, Norte y Suramérica se encuentran muy próximos entre sí; El comienzo del proceso de ruptura entre Norte y Suramérica es indicado por un eje de expansión NE-SW que se extiende hasta el Atlántico central y el océano sur Penínico de los Alpes al este, y hasta el eje de expansión entre la placa de Farallón y la placa de Phoenix (Meschede y Frisch, 1998) .

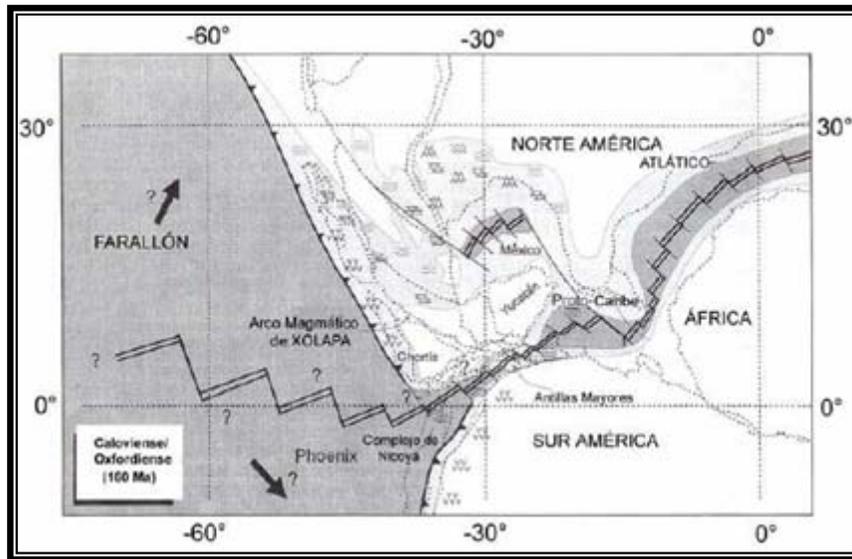


Figura 2.2.- Reconstrucción Palinspática del Caloviense/Oxfordiense, Modelo del Origen “in situ” del Caribe. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

La migración de Norteamérica 1000 km hacia el oeste y 850 km hacia el norte, relativo a Pangea, dio como resultado extensión de la corteza continental a lo largo de la costa norte de Suramérica, y un desplazamiento sinistral NE de los bloques continentales restantes (Maya, Chortis) en la costa de Florida-Bahamas y la costa oriental de Norteamérica (James, 2002). Stephan *et al.* (1990) mantienen que en el Caribe, la apertura oceánica es significativa sólo al final del Oxfordiense. La apertura del Golfo de México comienza en el Jurásico Medio y probablemente termina en el Berriasiense (Meschede y Frisch, 1998). Stephan *et al.* (1990) indican que la apertura del Golfo de México es el resultado de fallamientos rumbo deslizantes y traslaciones a lo largo de los grandes lineamientos en México y Las Bahamas. El complejo de Nicoya se forma en el Jurásico, en una posición ecuatorial, alrededor de 30°-40° al sur del ecuador, en el eje de expansión entre las dos Américas; Estos

complejos ofiolíticos tomaron una posición intra-americana a lo largo de su evolución. Otros complejos ofiolíticos fueron formados durante el Jurásico en Cuba, Hispaniola, Puerto Rico y la isla La Désirade; todos éstos son considerados parte de la placa proto-Caribe (Meschede y Frisch, 1998).

Por otra parte, James (2002), señala que durante el Jurásico también se desarrollaron las cortezas oceánicas de la Cuenca de Yucatán y parte de la Fosa de Cayman; mientras que Meschede y Frisch (1998) mantienen que la Cuenca de Yucatán se formó durante el Cretácico Tardío-Cenozoico Temprano como un sistema de expansión retro-arco o inter-arco, y para Stephan *et al.* (1990) la Fosa de Cayman se formó en el Eoceno.

Para el Cretácico la expansión oceánica en el Atlántico Ecuatorial ocurre sólo durante el Aptiense, separando África de Suramérica (Stephan et al., 1990). La apertura del océano proto-Caribe terminó en el Albiense; En el Cretácico Medio comenzó una actividad de arcos volcánicos en la parte norte y sur de la región de las Antillas Mayores (Meschede y Frisch, 1998), este arco es considerado por Stephan et al. (1990) continuo desde Jamaica, Cuba, Hispaniola, Puerto Rico, las Islas Vírgenes, Antillas Menores/Alto de Aves, hasta Venezuela.

Un proceso de subducción a lo largo de los bordes norte y sur del Caribe se llevó a cabo durante el Aptiense-Albiense, generando como resultado una nueva placa aislada limitada por arcos de isla (Meschede y Frisch, 1998; James, 2002) y

también se produjo una subducción intra-oceánica de las Antillas Mayores hacia el sur-oeste.

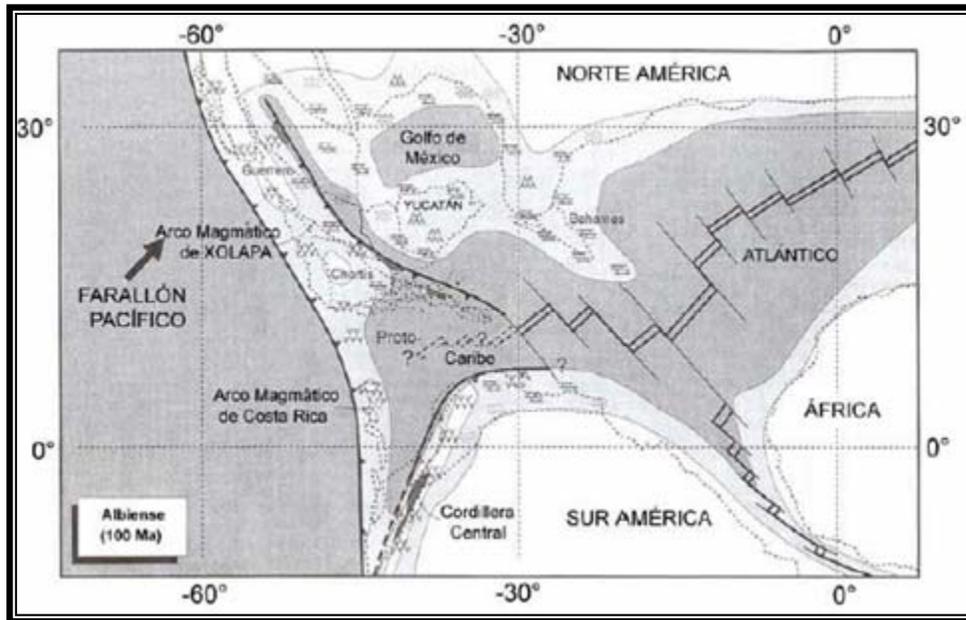


Figura 2.3.- Reconstrucción Palinspática del Albiense, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.

(Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Las secuencias de arcos en el Cretácico Medio y de Bloque Guerrero, el arco volcánico en Guatemala y el arco de las Antillas Mayores, muestran similares evoluciones magmáticas y sedimentarias en tiempo; sin embargo, el arco de Guerrero y el de Guatemala fueron en parte construidos sobre corteza continental, mientras que el arco de las Antillas Mayores tiene principalmente una corteza oceánica. El arco de Costa Rica-Panamá entre el Bloque de Chortis y Suramérica se formó desde una secuencia sedimentaria que contiene material volcánico-clástico, cuya base es del Albiense, representando un estado temprano del arco de isla. Durante el Albiense, Santoniense y probablemente hasta el Campaniense, el “plateau” basáltico engrosó

considerablemente la corteza del Caribe, hecho que ha sido relacionado con el evento de la super pluma en el Cretácico Medio (Meschede y Frisch, 1998). James (2002) propone que este engrosamiento pudo haber sido el resultado de fusión debido a la severa extensión.

James (2002), señala que durante el Cretácico el “*ridge Mid-Atlántico*” se alarga en dirección N-S, por aproximadamente 650 km y se desplazó hacia el oeste unos 1000 km. como consecuencia de la expansión en el océano Atlántico, alrededor del Cretácico Medio, comenzó un movimiento hacia el oeste de Norte y Suramérica. El engrosamiento de la placa del Caribe, junto con el comienzo de la expansión en el océano sur-Atlántico, es considerado el responsable de la culminación de la expansión del piso oceánico en el Caribe (Meschede y Frisch, 1998). Al oeste del Caribe una cizalla sinistral asociada, de dirección NW-SE, causó una extensión intraplaca NE-SW y engrosamiento de placa en el oeste de la Cuenca de Venezuela, Alto de Beata, Cuenca Haitiana y el alto de Aves pudo haberse formado al mismo tiempo.

Posteriormente para el Santoniense el “*plateau*” basáltico ocupa la mayor parte de la placa del Caribe (Meschede y Frisch, 1998). La parte inferior de las ofiolitas del Complejo de Nicoya contiene basaltos de tipo ridge mid-oceánico. La parte superior de las ofiolitas está formada por basaltos con afinidad a arcos de isla y basaltos intraplaca; el basalto de arcos de isla representa estados tempranos del arco volcánico de Centroamérica y los basaltos intraplaca son relacionados al “*plateau*” basáltico en el Caribe.

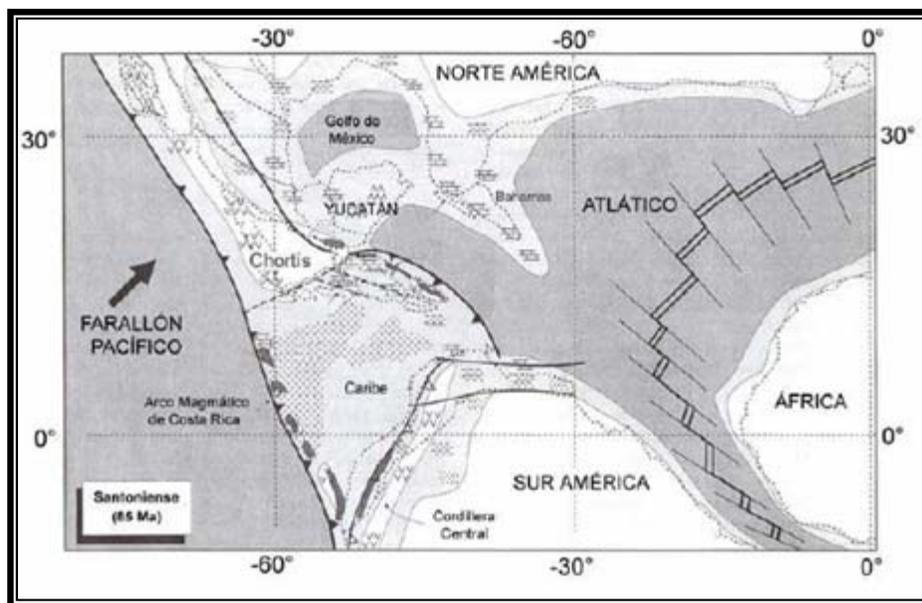


Figura 2.4.- Reconstrucción Palinspática del Santoniense, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.

(Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Según Stephan *et al.* (1990) el magmatismo a lo largo de las Antillas Mayores culmina en el Campaniense, cuando éstas colisionan con los márgenes pasivos de Norteamérica (Cuba, Hispaniola) y Suramérica (Venezuela). La actividad magmática cesa en los límites norte y sur de la placa Caribe y los arcos volcánicos modernos se formaron a lo largo de los límites este y oeste de la misma (Meschede y Frisch, 1998; James, 2002). La zona de subducción hacia el suroeste a lo largo del borde norte de Cuba continúa a lo largo del ridge de Aves, el cual estuvo activo hasta el Cretácico Tardío y Paleógeno. El arco de Cuba se movió relativamente hacia el nor-este con respecto a Norteamérica y cerró un pequeño océano entre Cuba y la plataforma de Bahamas; esta cuenca oceánica es un remanente del océano proto-Caribe no influenciado por el “plateau” basáltico.

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 ligeramente convergente (Meschede y Frisch, 1998).

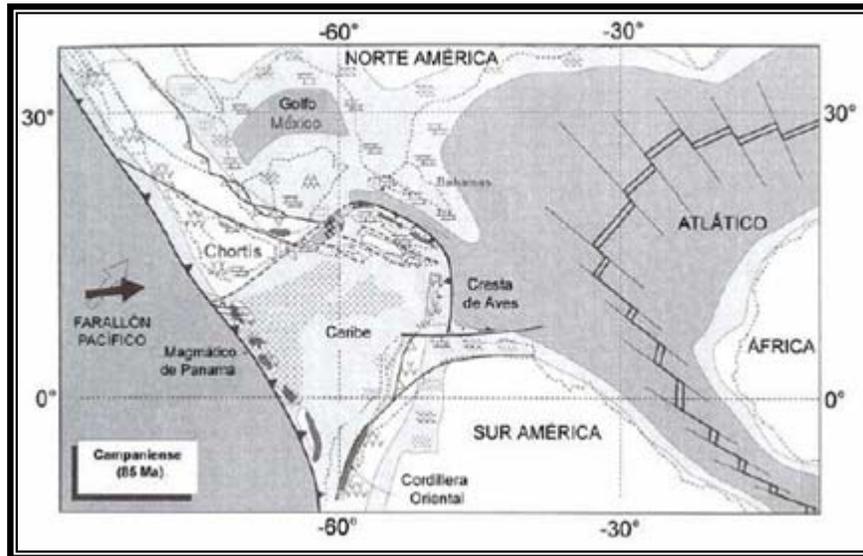


Figura 2.5.- Reconstrucción Palinspática del Campaniense, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.

(Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Ya para finales del Cretácico Superior y a comienzos del Paleoceno Inferior, el llamado por Bouysse (1988) Arco Mesozoico del Caribe, compuesto por las Antillas Mayores, el sistema Aves-Antillas Menores y las Antillas Holandesas y Venezolanas, se desplaza hacia el nor-este, y se halla en colisión con los márgenes pasivos de Yucatán al norte y el continente Suramericano al sur, a nivel de la Península de la Goajira (Audemard, 1995).

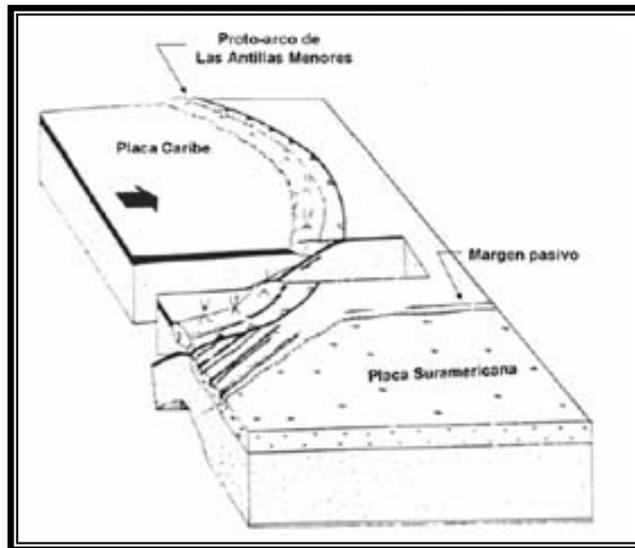


Figura 2.6.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Cretácico. (Tomado de Audemard, 1995)

Durante el Paleoceno el desplazamiento del Caribe hacia el este respecto a Norteamérica rige la evolución desde el Paleoceno Inferior. Luego de un ligero movimiento de rotación en sentido horario, como consecuencia de la colisión del Arco Mesozoico del Caribe con el margen sur-oeste del cratón suramericano, la placa del Caribe avanza hacia el este entre las dos Américas y dicha rotación progresa y es notoria hasta el Eoceno Superior (Audemard, 1995). De acuerdo a Meschede y Frisch (1998) este movimiento relativo comenzó en el Cretácico Tardío; sin embargo James (2002) mantiene que éste fue iniciado en el Oligoceno.

También Meschede y Frisch (1998) proponen que el Bloque de Chortis comenzó su movimiento junto a la placa del Caribe, siendo ahora parte de la misma (originalmente fue parte de la corteza mexicana). Durante el Paleoceno la subducción

bajo el Arco Cubano culmina con la colisión del mismo con la plataforma de Bahamas, convirtiéndose el bloque de Cuba en parte de la placa norteamericana (originalmente se había formado como parte de la placa proto-Caribe).

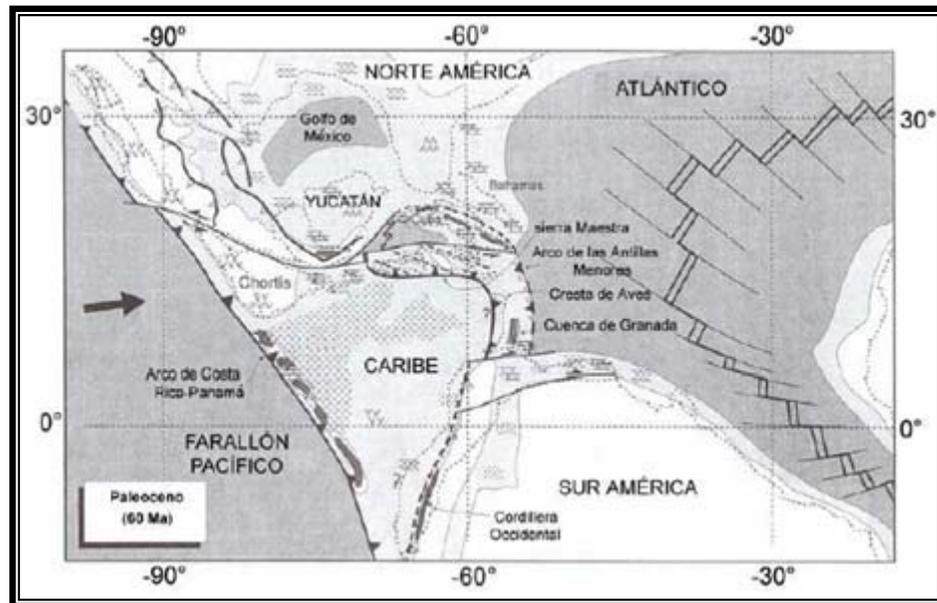


Figura 2.7.- Reconstrucción Palinspática del Paleoceno, Modelo del Origen “in situ” del Caribe.

(Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Según Stephan *et al.* (1990) otro período de magmatismo calco-alcalino ocurre en las Antillas Mayores durante el Paleoceno-Eoceno Temprano, como un evento asociado a una subducción local hacia el norte de corteza oceánica de las cuencas caribeñas. Durante el Paleoceno y Eoceno Inferior, la intensa colisión oblicua entre el Arco Mesozoico del Caribe y el nor-oeste de la placa suramericana retrasa considerablemente el movimiento hacia el este de la placa Caribe. Por consecuencia, la compresión a nivel de la subducción de la placa Atlántica bajo el Arco Mesozoico

del Caribe pierde intensidad, y es compensada por la apertura de la cuenca retroarco de Grenada como se muestra en la figura 2.8. Antes de la apertura se produce estiramiento y luego ruptura tectónica, generándose así corteza oceánica.

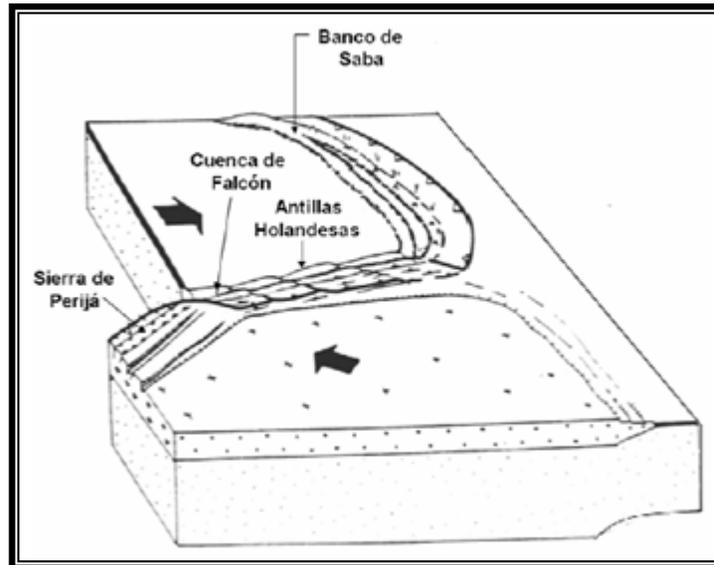


Figura 2.8.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Paleoceno- Eoceno.

(Tomado de Audemard, 1995)

Por otra parte la apertura de la cuenca progresa simétricamente hacia el norte y hacia el sur hasta el límite Oligoceno-Mioceno, llegando respectivamente al Banco de Saba y a la Cuenca de Falcón. La progresiva apertura del piso oceánico es responsable de la forma de luna creciente de la Cuenca de Grenada-Falcón. La formación de la Cuenca de Grenada es responsable de la interrupción del vulcanismo a lo largo del Arco Mesozoico del Caribe en el Paleoceno. El “*ridge*” de Aves representa la parte inactiva del Arco Mesozoico del Caribe (Audemard, 1995).

En el Eoceno comienza la actividad de fallamiento rumbo-deslizante a lo largo del borde norte del Caribe, lo cual es evidenciado por el desarrollo de una cuenca “*pull-apart*”, la Fosa de Cayman, en donde la corteza oceánica aparece desde el Eoceno Medio (Stephan *et al.*, 1990). En este periodo la placa de Farallón cambió su dirección de movimiento de este a nor-este. Para el Eoceno Medio la colisión oblicua del Arco Mesozoico del Caribe avanza hacia el este, hacia el margen pasivo suramericano, y la apertura de la Cuenca de Grenada sigue progresando hacia el norte y sur. Simultáneamente los “*flyschs*” de la cordillera sur-caribeña son plegados y emplazados hacia el sur-este. Una fase de convergencia entre las Américas se inicia a 48 Ma. (Pindell *et al.*, 1988) y es responsable de la aceleración del movimiento hacia el este de la placa Caribe, y por consiguiente la reactivación volcánica en las Antillas Menores; sin embargo, Bouysse (1988) propone que tal reactivación ocurre en el límite Paleoceno-Eoceno.

Durante el Eoceno Superior la colisión entre el arco y el margen pasivo se caracterizó por emplazamientos de importantes complejos. Por su parte, la apertura de la Cuenca de Grenada avanza hacia el sur, al menos hasta la Cuenca de Bonaire, y probablemente más hacia el sur-oeste, a nivel de la región oriental falconiana (Audemard, 1995).

Luego en el Oligoceno el nor-oeste de Suramérica (Bloque Bolívar, ubicado inicialmente a lo largo de la falla de Boconó, junto al Bloque de Bonaire) se movió hacia el norte al mismo tiempo, conducido por expansión del piso oceánico en el

Pacífico. La parte más hacia el norte (Bloque de Bonaire) traspasó el límite (Pindell y Kennan, 2001) de placas Caribe-Suramérica, sufriendo una extensión interna “pull-apart”. Esta extensión (Pindell y Kennan, 2001) de la cadena de islas de Aruba-La Blanquilla (anteriormente un arco de islas obductado) indica que la placa del Caribe se ha desplazado más de 300 km hacia el este respecto a Suramérica. Una migración diacrónica de los frentes de cabalgamientos y cuencas ocurrió a lo largo de la región norte de Venezuela y Trinidad (James, 2002). Por otra parte, en el Oligoceno Tardío comienza la fragmentación de la placa de Farallón (Meschede y Frisch, 1998). Durante el Oligoceno las cuencas de Grenada y de Falcón-Bonaire son muy subsidentes. Las cargas alóctonas emplazadas deforman las cuencas de la cordillera y también el margen pasivo a nivel de la Cuenca de Guárico (Audemard, 1995).

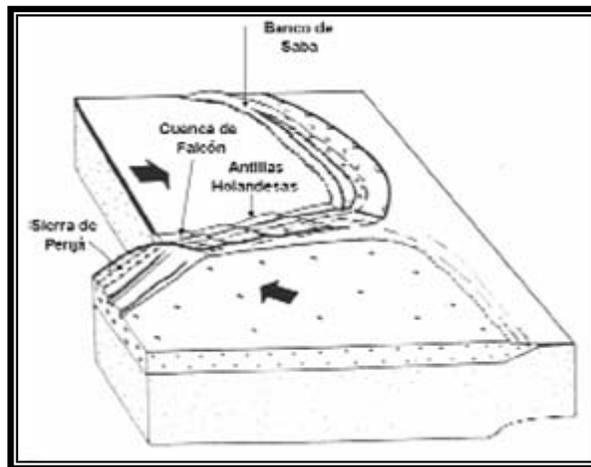


Figura 2.9.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Eoceno Superior. (Tomado de Audemard, 1995)

Ya para el Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano la placa de Farallón se dividió en la placa de Cocos al norte y la placa de Nazca al sur; la primera se mueve

hacia el NE y la segunda hacia el este. Debido al movimiento hacia el oeste de Suramérica, en el Mioceno el arco de Panamá colisionó con la cordillera occidental de Colombia y causó su escape hacia la cuenca de Colombia (Meschede y Frisch, 1998).

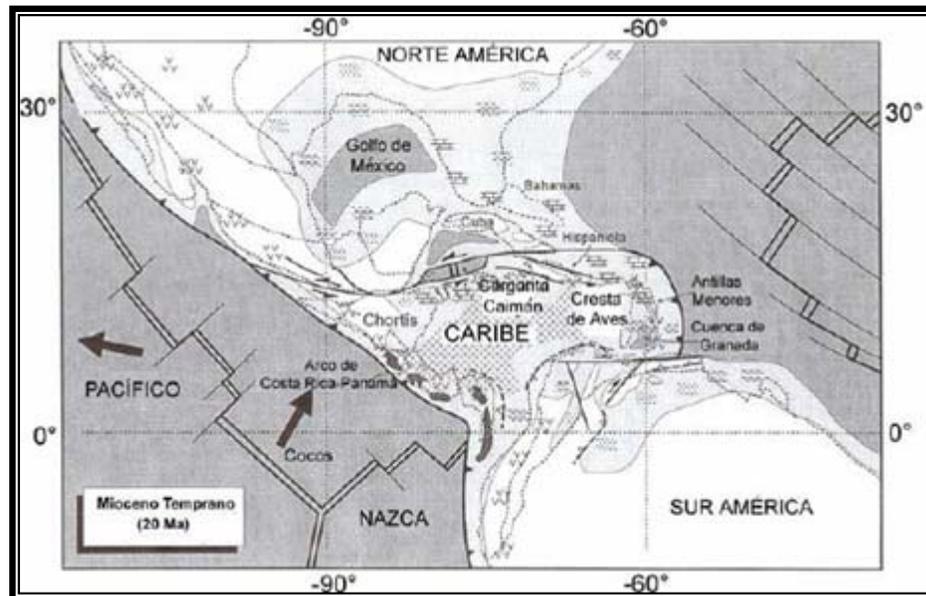


Figura 2.10.- Reconstrucción Palinspática del Mioceno Temprano, Modelo del Origen "in situ" del Caribe. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Durante el límite Mioceno Inferior-Mioceno Medio la carga de las napas caribeñas continúa en la franja norte de Suramérica, a nivel de la Cuenca de Guárico. Un gran sistema rumbo deslizante dextral, que representa el régimen frágil por la apertura del piso oceánico en el Oligoceno, se desarrolla a lo largo del margen sur de la Cuenca de Falcón-Bonaire, y aparece el sistema de fallas de Oca-San Sebastián-El Pilar. En el Mioceno Superior la carga de las napas caribeñas se encuentra a nivel de

la Cuenca de Maturín (Audemard, 1995). Desde el Mioceno Medio Temprano se presenta deformación a lo largo de los límites rumbo-deslizantes norte y sur del Caribe (Stephan *et al.*, 1990).

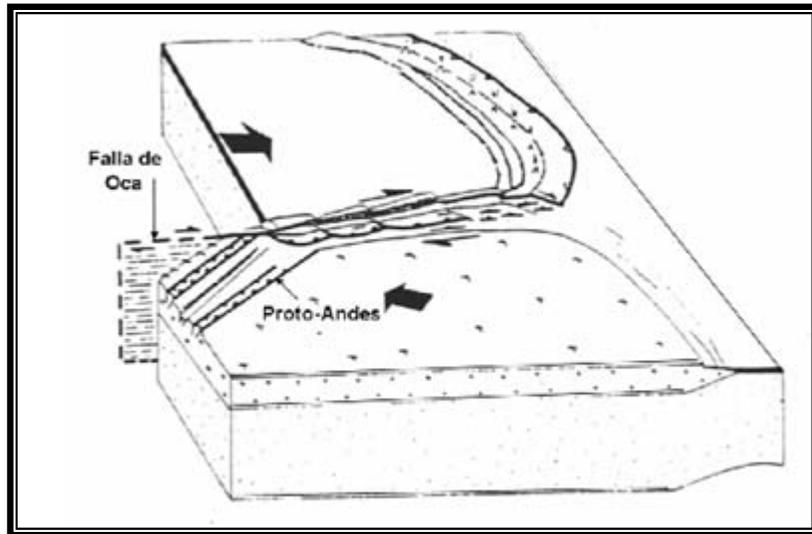


Figura 2.11.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Eoceno Superior.

(Tomado de Audemard, 1995)

En el Plioceno, durante esta etapa se logra la configuración actual de los límites de la placa Caribe. El límite transcurrente dextral de la zona de deformación entre las placas Caribe y Suramérica se desplaza del sistema este-oeste de Oca-San Sebastián-El Pilar hacia el sistema dextral de Boconó-San Sebastián-El Pilar. Se produce expulsión hacia el norte del Bloque de Maracaibo. Se inicia la subducción de la Cuenca de Venezuela (placa Caribe) bajo el margen norte de Venezuela, a nivel de las Antillas Holandesas.

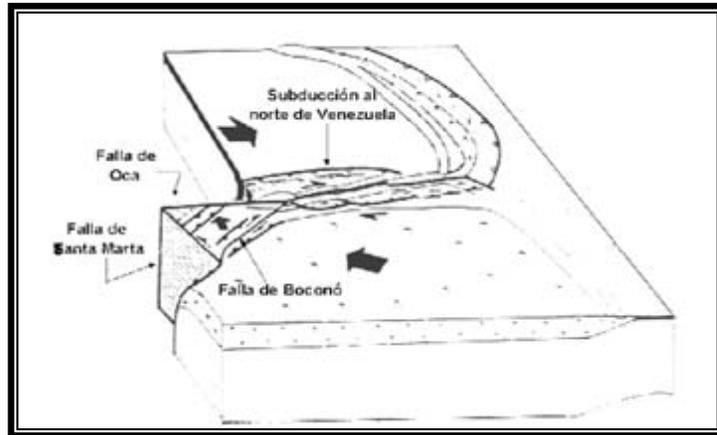


Figura 2.12.- Colisión del Arco Mesozoico del Caribe y Suramérica para el Plioceno. (Tomado de Audemard, 1995)

En otro sentido, cabe destacar como teorías recientes, en el 2002, James propuso una teoría de la evolución del Caribe, con una tonalidad más simple, en donde argumenta contra de las teorías del Pacífico propuestas hasta ahora (Pindell y Dewey, 1982; Bouysse, 1988; Pindell y Barret, 1990; entre otros).

Según esta teoría, en el Triásico-Jurásico 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. A partir del Jurásico al Cretácico Temprano, Norteamérica derivó de Gondwana, dejando a Suramérica unida a África. De este modo, el área entre Norte y Suramérica se extendió a través de fallas normales con tendencia NE, desarrollando la corteza tanto continental como oceánica así como también los fragmentos de corteza continental (Bloque Maya y Chortis) que delimitaron la región occidental del Caribe.

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. Ya para la edad Paleoceno - Eoceno Temprano la convergencia entre la corteza oceánica del Caribe y sus elementos circundantes dando como resultado levantamientos orogénicos y sedimentación tipo “*flysch*” alrededor de los márgenes del Caribe.

A partir del Oligoceno hasta el Neógeno, han ocurrido fallamientos transcurrentes en los límites Norte y Sur de la Placa Caribe, mientras que la subducción y vulcanismo asociado está presente en los márgenes laterales.

2.3.- UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DEL CARIBE

Cuenca de Venezuela:

La cuenca de Venezuela es una de las zonas más estudiadas en el Caribe, está delimitada al norte y al sur por gargantas, la del norte se conoce como la garganta de los muertos y la del sur no tiene un nombre definido, al este se encuentra delimitada por la Cresta de Aves y al oeste por la Cresta de Beata. La profundidad de esta cuenca oscila entre 4 y 5 kilómetros haciéndose ligeramente más somera hacia el centro (Donnelly, 1994).

Cuenca de Colombia:

La cuenca de Colombia ha sido menos estudiada que la de Venezuela, ésta es más angosta y más compleja. Está delimitada al este por la Cresta de Beata al oeste por el Alto de Nicaragua y hacia el suroeste termina contra el cinturón de deformación de Panamá y Costa Rica que da hacia el lado del Caribe.

Cuenca de Yucatán:

Es más pequeña que las cuencas de Venezuela y Colombia. Está delimitada hacia el norte y hacia el este por las Antillas Mayores, hacia el sur por la Garganta Caimán y hacia el oeste por México y Belice.

Cresta de Aves:

Es una zona de alta complejidad tectónica que se eleva por debajo del suelo oceánico en una dirección norte sur. Se encuentra delimitada hacia el este por la cuenca de Granada, hacia el oeste por la cuenca de Venezuela y hacia el sur por una zona de cuenca en la cual las profundidades del agua están cercanas a los 3 kilómetros. El origen de esta cresta es oscuro pero se cree que esta representa dos arcos de islas fósiles (Donnelly, 1994).

Cresta de Beata:

Es una estructura asimétrica acentuada por “*horsts*” y “*grabens*” que se alinean en la cara oeste de la misma. Se encuentra delimitada hacia el este por la cuenca de Venezuela, hacia el oeste por la cuenca de Colombia, hacia el norte por Hispaniola y hacia el sur por el cinturón de deformación del sur del Caribe. El levantamiento, la rotación y la longitud de onda de la topografía de la Cresta de Beata sugiere que descargas horizontales y el correspondiente rebote flexural de la litosfera jugaron un papel importante en su formación (Diebold y Driscoll, 1998).

El Alto de Nicaragua:

Es una porción en la cual el agua se vuelve más somera. La estructura de este hacia su margen norte está representada por extensos bancos de sedimentos carbonaticos recientes. El Alto de Nicaragua está delimitado hacia el norte por la isla de Jamaica y la Garganta Caimán hacia el sur y hacia el este por la cuenca de Colombia y hacia el este por Centro América.

En esta región es posible diferenciar dos grandes unidades geomorfológicas que son: La Cuenca de Maracaibo y el eje andino venezolano. La Cuenca de Maracaibo en su porción septentrional, ocupa una superficie de 52000 km² aproximadamente y constituye una depresión estructural formada por el levantamiento de las tierras altas que le rodean, una cuarta parte está cubierta por las aguas del lago. Los Andes venezolanos conforman una cadena montañosa de 400 km de largo y 100 km de ancho que cubre 30000 km² y se caracteriza por sus montañas escarpadas y picos de entre 4000 y 5000 m.s.n.m. los cuales son los más altos del país (Pico Bolívar, 5007 m). Son comunes las terrazas aluviales formadas por la acción erosiva y sedimentaria de los ríos.

En el área occidental de Venezuela la actividad tectónica se encuentra gobernada principalmente por la falla de Boconó, que recorre los Andes venezolanos, y por el sistema de fallas de Icotea y Pueblo Viejo y las fallas de Oca Ancón y Valera, los cuales son los elementos mayores e importantes en la estructuración de la Cuenca de Maracaibo (Lugo *et al.*, 1992). Esta misma zona se encuentra enmarcada dentro de tres importantes alineamientos estructurales: la falla de Boconó, la falla de Oca y la falla de Santa Marta en Colombia conforman un bloque triangular denominado bloque triangular Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002; Molnar y Sykes, 1969; Soulas, 1985).

La falla de Boconó presenta una tendencia NE-SW con desplazamiento del tipo transcurrente dextral. Corre ligeramente oblicua al eje de los Andes de Mérida y alcanza las costas del Caribe hacia el norte, de este modo se extiende por más de 500

km. entre la depresión del Táchira en la frontera entre Venezuela y Colombia, y la población de Morón en las costas del Caribe venezolano (Audemard y Audemard, 2002). Algunos autores proponen a la falla de Boconó como el límite principal entre las placas Caribe y Suramérica en el marco del cinturón de deformación del borde sur de la placa Caribe, de unos cien kilómetros de ancho (Soulas, 1985).

En el límite norte, en la costa venezolana, la falla de Boconó exhibe un giro de 45° en el sentido de las agujas del reloj que permite la prolongación en sentido este-oeste dentro del sistema de fallas de San Sebastián –El Pilar. Hacia el sur, la falla de Boconó se enlaza con la falla de Guaicaramo en Colombia (Audemard y Audemard, 2002). Otra falla importante en la región es la falla de Valera la cual forma parte de un sistema de fallas que con dirección general noreste se desprende de los Andes y alcanza una longitud de 220 a 240 kilómetros de extensión total, teniendo un desplazamiento netamente sinistral (Soulas, 1985).

La orogénesis de los Andes de Mérida está relacionada con la compleja interacción que existe entre las placas de Nazca, Sudamérica y Caribe. Mientras que la geodinámica en el norte de Venezuela está esencialmente ligada con la interacción entre las placas del Caribe y Sudamérica, por lo tanto el occidente de Venezuela supone un escenario geodinámico más complejo (Audemard, 2000; Audemard y Audemard, 2002); así como también, visualizan a los Andes de Venezuela como un apilamiento de escamas corticales frágiles, generando una cuenca de antepaís somera

en el lado de la fosa tectónica de los Llanos y una flexura fuerte del bloque de Maracaibo en el lado de antearco.

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

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 relación 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.

La Cuenca de Barinas-Apure, posee una extensión de aproximadamente 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).

De este modo, la cuenca se subdivide 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 está cortado por la falla de la Soledad (González de Juana et al., 1980).

Su flanco Sur, exhibe un buzamiento con cierta regularidad, mostrado 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).

El Arco del Baúl, se constituye por cerros con elevaciones 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. 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 del Baúl separa la Subcuenca de Guárico de la Cuenca Barinas-Apure. 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 alcanzó su disposición actual de la mano con el levantamiento principal de los Andes de Mérida.

2.5.- GEOLOGÍA REGIONAL

Las napas de Lara son una serie de rocas alóctonas, con un bajo grado de metamorfismo (formaciones Barquisimeto y Bobare) y sedimentarias (Formación Matatere), provenientes de zonas del noroeste que se desplazaron sobre las rocas autóctonas terciarias y cretácicas del margen pasivo de la Cordillera de los Andes. Entre finales del período Cretácico e inicio del Terciario comienza a emplazarse sobre el margen pasivo del norte de América del Sur, una serie de rocas alóctonas genéticamente iguales a la Cordillera Occidental de Colombia; esta a su vez formada por la colisión de placas oceánicas del Pacífico contra la Cordillera Central durante el Cretácico tardío (Pestman y otros, 1998), sobre las regiones de los actuales estados Falcón y Lara. El tope de estas secuencias conformaría el basamento en el que se depositaría la Cuenca de Falcón. Las Napas de Lara está conformada por el Grupo los Cristales (formaciones Aroa y Mamey), la Formación Bobare, Formación Barquisimeto, Formación Carorita y la Formación Matatere (Matatere I, II y III).

El Grupo los Cristales, de edad Jurásico tardío-Cretácico temprano, es la unidad basal de las Napas de Lara, y está compuesta por la Formación Aroa (inferior) y Formación Mamey (superior). La Formación Aroa presenta esquistos, filitas grafitosas y mármol y tiene un espesor estimado de 1200 metros y la Formación Mamey se compone de esquistos y filitas negras, metaconglomerados, metareniscas, entre otros. Su espesor está estimado aproximadamente en 1400 metros (Código

Estratigráfico, 2002). La Formación Bobare se extiende desde el norte de Barquisimeto. Esta formación posee un espesor estimado de 1700 metros. Está compuesta por metareniscas cuarzosas y limolitas o filitas, dependiendo del grado de metamorfismo. Se supone una edad Cretácico-temprano.

La Formación Barquisimeto, de edad cretácica (Cenomaniense-Mastrichtiense), posee un espesor considerado de 1700 metros. Su composición es de lutitas, limolitas, calizas, entre otros. La Formación Matatere se divide en tres unidades, las cuales son Matatere I, II y III, se caracteriza por una intercalación de areniscas turbidíticas y lutíticas. Igualmente, existe la presencia de olistolitos de granitos y micas esquistos, dando a entender que la Formación Barquisimeto originalmente descansaba sobre un basamento ígneo-metamórfico. La Formación Matatere tiene un espesor estimado de 3000 metros (Código Estratigráfico de Venezuela, 2002).

La 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). Esta 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 Caucahua – 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 metamorfizada 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.

La Napa Caucahua- 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 Caucahua – 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).

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 africanas 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 re depositados del Maastrichtiense – Senoniense Superior y Paleoceno Superior – Eoceno Inferior (Bellizzia, 1985).

La 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).

La napa Piemontina 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 metamorfizadas sobrecorridas unas sobre otras desde el Noroeste hacia el Sureste. La Napa Piemontina se caracteriza por corrimientos imbricados, deformaciones intra-formacionales, 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).

CAPITULO III

3.1._ FUENTE DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y TOPOGRÁFICOS.

Los datos gravimétricos y de topografía utilizados en este trabajo de investigación se obtuvieron del Centro Nacional de Datos de Geofísica (National Geophysical Data Center, NGDC), el cual forma parte del, NOAA y del Servicio Nacional de Datos Ambientales Satelitales e Información (NESDIS).

Los datos gravimétricos, basados en la Red Internacional de Estandarización de Gravedad 1971 y el Sistema Geodésico de Referencia 1967; estos datos fueron descargados en formato digital ASCII, y contienen información de latitud, longitud y valor de anomalía de aire libre en mar y anomalía de Bouguer en tierra. La base de datos tiene un total de 15.715 estaciones de gravedad, de las cuales 6.945 son de Aire Libre y 8.770 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 24.069.

Las Anomalías de Bouguer Simple fueron calculadas usando una densidad de 2.670 g/cm^3 , ya que la base de datos de Bouguer estaba calculada para este valor de densidad de reducción. No obstante vale la pena destacar que la corrección topográfica está solo incluida en los datos en tierra.

3.2.- VALIDACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.

Para obtener una buena validación en referencia a la calidad de los datos gravimétricos se realizó un análisis estadístico utilizando el programa *Statistical Package for Social Science (SPSS) Versión 13.0*. En lo que se obtuvieron ciertos parámetros y gráficos permitiendo evaluar cualitativamente el comportamiento en cuanto a la clasificación, distribución y dispersión de datos.

En el histograma de frecuencias que se muestra en la figura 3.1 se puede observar un comportamiento bimodal en la distribución de datos de anomalía de Bouguer, en donde cada moda corresponde a una sub población dentro de la distribución principal de los datos.

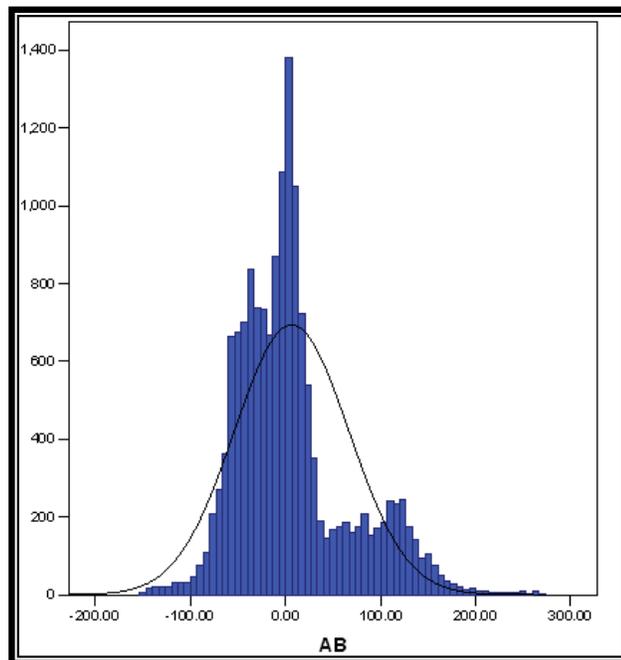
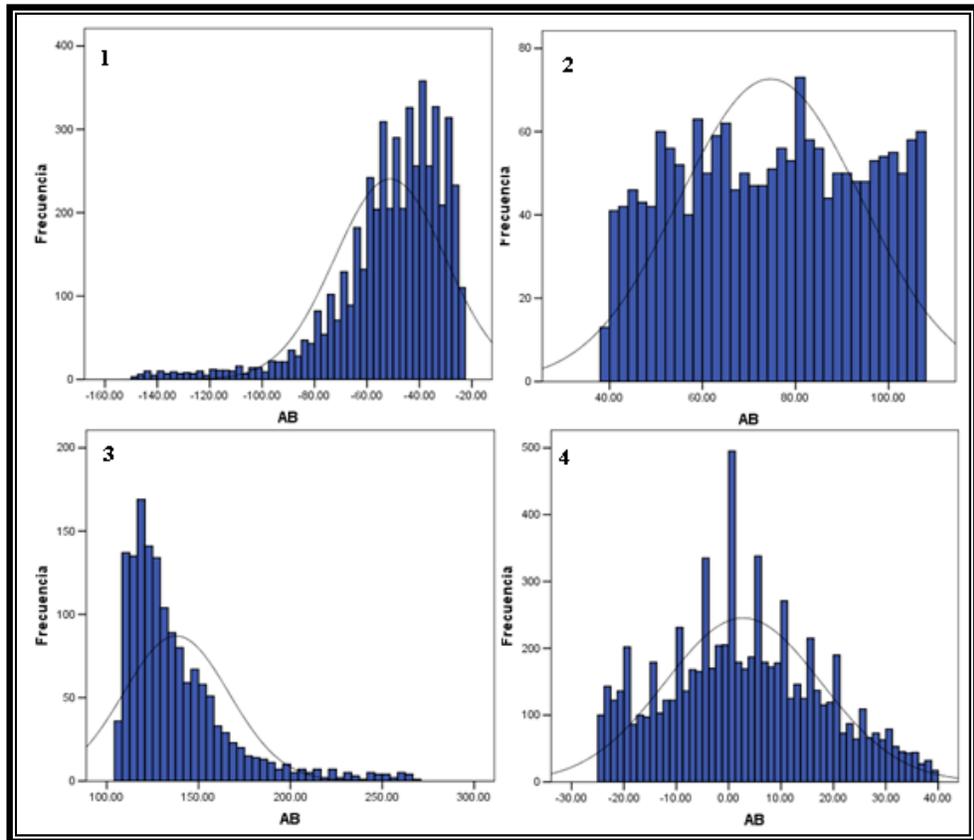


Figura 3.1 Histograma de frecuencias de anomalías de Bouguer

Por esta razón se tuvo que realizar una separación de la poblaciones por medio de un análisis de conglomerados de K- medias, para obtener poblaciones con características o parámetros estadísticos similares, es por ello que realizaron pruebas para determinar cuántas sub poblaciones se ajustan a lo buscado; de igual forma también se obtuvieron los parámetros estadísticos de las poblaciones analizadas las cuales se muestran en la Tabla 3.1.



a)

b)

Figura 3.2 Histograma de frecuencias de anomalías de Bouguer de las poblaciones obtenidas del análisis de conglomerados de K- medias. Población 1 Población 2 Población 3 Población 4.

Tabla N° 3.1 Parámetros estadísticos

Población	N	Media	Mediana	Moda	Min.	Max.	Desv. Estándar
1	5093	-51,14	-47,00	-37	-149	-24,42	21,12
2	1776	74,59	75,10	42	39,43	107,53	19,51
3	1504	137,83	129,17	133,85	107,54	266,69	28,70
4	7341	2,74	2	0	-24,07	39,37	14,92

La figura 3.2 corresponde a las poblaciones obtenidas en donde el mejor ajuste por medio de análisis de conglomerados de K-medias fue para 4 poblaciones. La primera contiene en gran parte a los valores negativos de la anomalía de Bouguer, representando así un 32,4% del total de datos, con un comportamiento normal sesgado relacionado a los mínimos negativos correspondientes a expresiones gravimétricas productos de las características geológicas de la región como lo son las rocas ígneas-metamórficas de los Andes de Mérida y el complejo metamórfico de la Cordillera de la Costa.

Por otro lado con un 11,3% y 9,6% de los datos gravimétrico total están representados por la segunda y la tercera población, el cual están referidas a los valores máximos positivos ubicados hacia la zona más nor-oriental de la región en estudio; asociados a las Antillas Holandesas e islas venezolanas de características basálticas. Así mismo, constituyendo la mayor parte de los valores de anomalías y con una mezcla de valores positivos y negativos con un 46,7 % del la población

principal, esta población puede representar o asociarse a la cubierta sedimentaria presente tanto al sur como al norte de la región.

Por último en la figura 3.3 se puede apreciar como las poblaciones se encuentran distribuidas geográficamente de acuerdo a sus magnitudes, mostrando cierta similitud al mapa de anomalías de Bouguer representado por la figura 3.5.

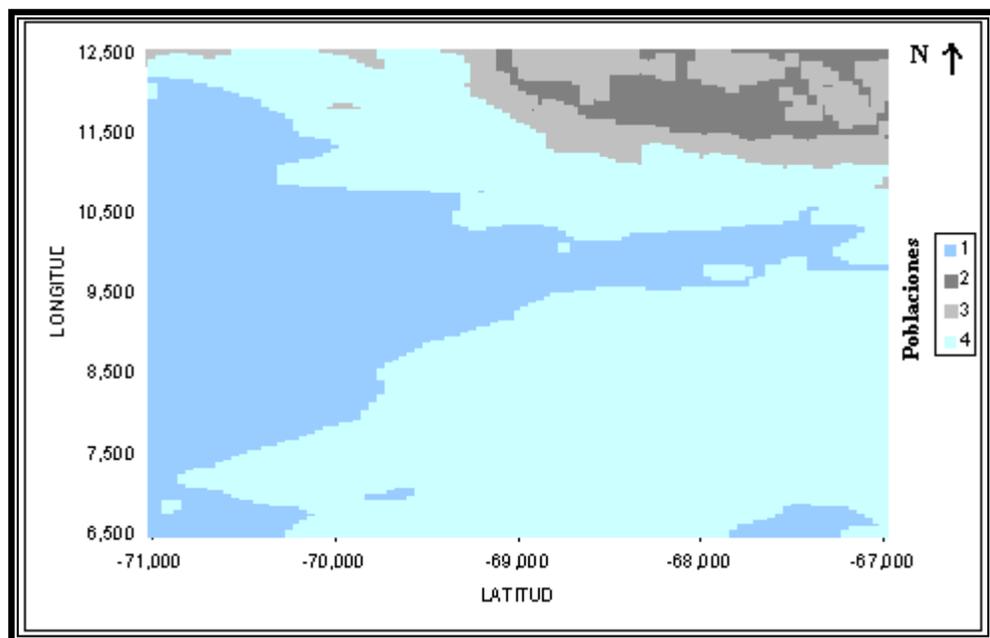


Figura 3.3 Distribución espacial de las poblaciones obtenidas del análisis de conglomerados de K- medias.

En cuanto a los parámetros estadísticos correspondientes a las distintas poblaciones se observa como los valores de media, mediana y moda de cada grupo son cercanas entre sí, indicando una correspondencia a las distribuciones normales. Sin embargo para la población 2, la moda no presenta la misma cercanía a la media y mediana como en las demás poblaciones, el cual se pudiera asociar una población de

múltiples modas tal como además se observa en el histograma correspondiente a esta población. Igualmente, las desviaciones estándar de estos grupos muestran valores relativamente bajos tomando en cuenta las cantidades de las muestras y el comportamiento sesgado.

Finalmente, esta validación estadística de los datos de anomalías de Bouguer en cuanto a las medidas de dispersión se complementó con la elaboración del diagrama de caja y bigotes correspondiente a cada población, ya que por medio de esta representación gráfica es posible divisar la existencia de valores extremos que puedan atribuirse a datos atípicos, como se muestran en la Figura 3.4.

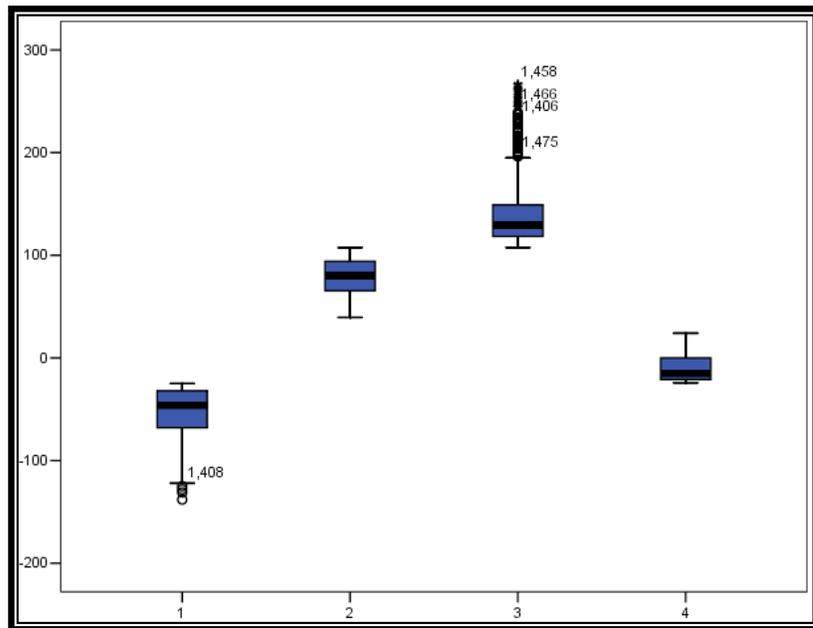


Figura 3.4 Diagrama de cajas y bigotes de anomalías de Bouguer de las poblaciones obtenidas del análisis de conglomerados de K-medias. Población 1 Población 2 Población 3 Población 4.

3.3.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

El mapa de anomalías de Bouguer mostrado en la figura 3.5, representa la ventana del área de trabajo cuyos límites son 6,5° hasta 12,5° de latitud norte y desde 67° hasta 71° de longitud oeste. Geográficamente, el área en estudio abarca desde la Cuenca Barinas – Apure en el Sur hasta el Cinturón Deformado del Caribe Sur al norte de Venezuela.

El mapa de anomalías gravimétricas muestra un aumento de los valores de anomalía de sur a norte, abarcando desde un mínimo de – 80 mgals hasta un máximo de 146 mgals. Los menores valores se observan hacia la parte centro-occidental del mapa con unas pequeñas desviaciones tanto hacia el sur como hacia el norte.

Por otra parte, también se observan grandes efectos regionales pautado por tres grandes zonas; la primera al norte, con un rumbo preferencial de las líneas isoanómalas NW-SE con altos valores de anomalías positivos cuyos rangos van desde 20 a 140 miligales, posiblemente reflejando los efectos de la corteza oceánica e interrumpidos por franja de muy altos gradientes asociados al borde de transición de la placa Caribe a la placa suramericana. La segunda zona, ubicada en la parte central del mapa y representada con una orientación W-E, con gradientes medios hacia el este y altos gradientes en la parte más occidental, pero con valores altamente negativos comprendidos entre -15 y -80 miligales posiblemente como resultado por la presencia de rocas ígneas–metamórficas concernientes a los Andes de Mérida y todo el complejo metamórfico de la Cordillera de la Costa. La zona correspondiente a la parte sur del mapas de anomalías con una tendencia no muy bien definida pero con

gradientes suaves y valores positivos comprendidos entre 0 y 30 mgals que podrían estar asociados a la cubierta sedimentaria correspondiente a la Cuenca Barinas – Apure.

Por último, en el mapa de AB se observa una característica importante en la región limítrofe de la placa Suramericana con la placa Caribe y es la cupla gravimétrica negativa – positiva mencionada en capítulos anteriores, entre los 10.5° y 11.5° de latitud norte, el cual es un aspecto fundamental en lo referente al estudio de flexión litosférica.

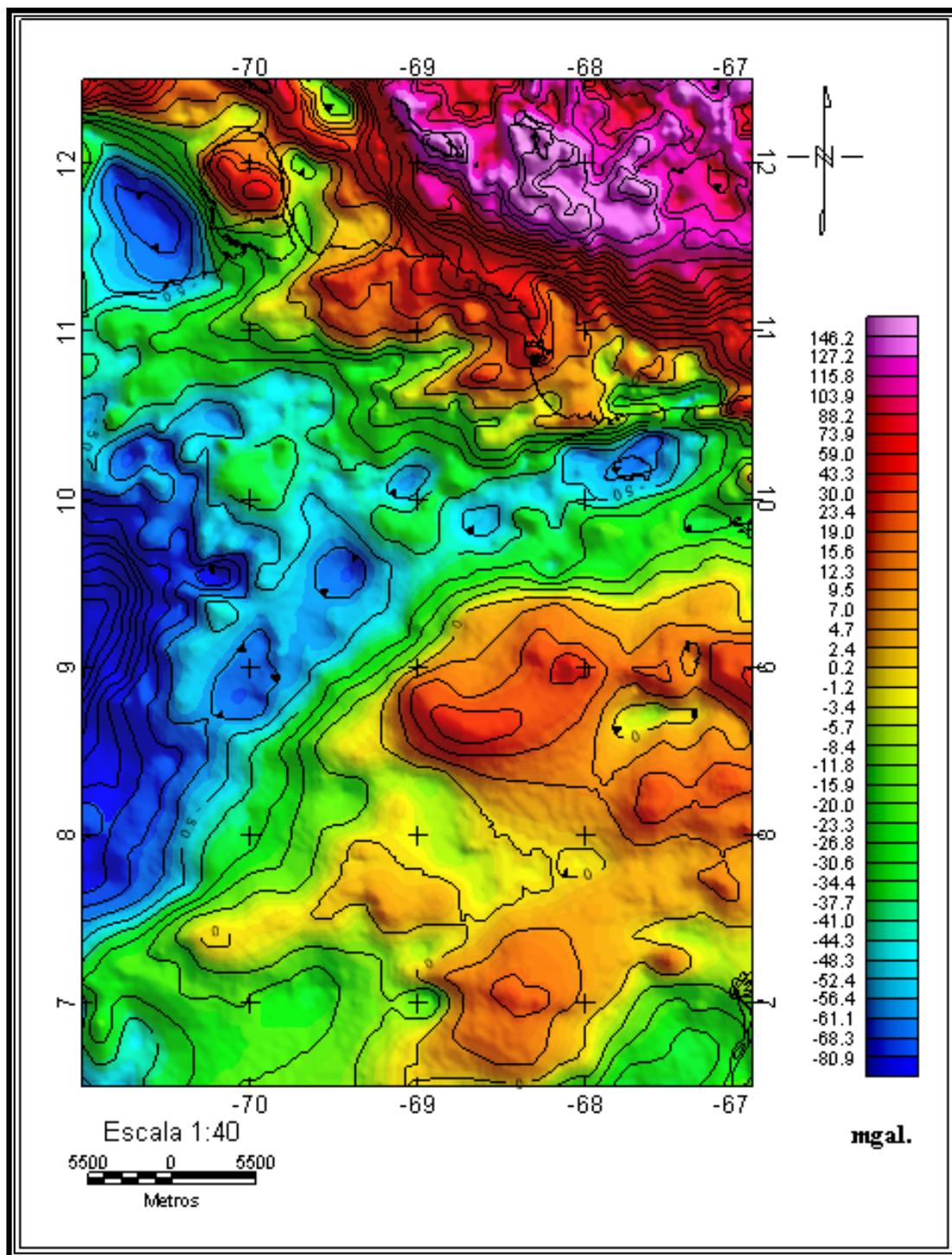


Figura 3.5 Mapa de anomalías de Bouguer

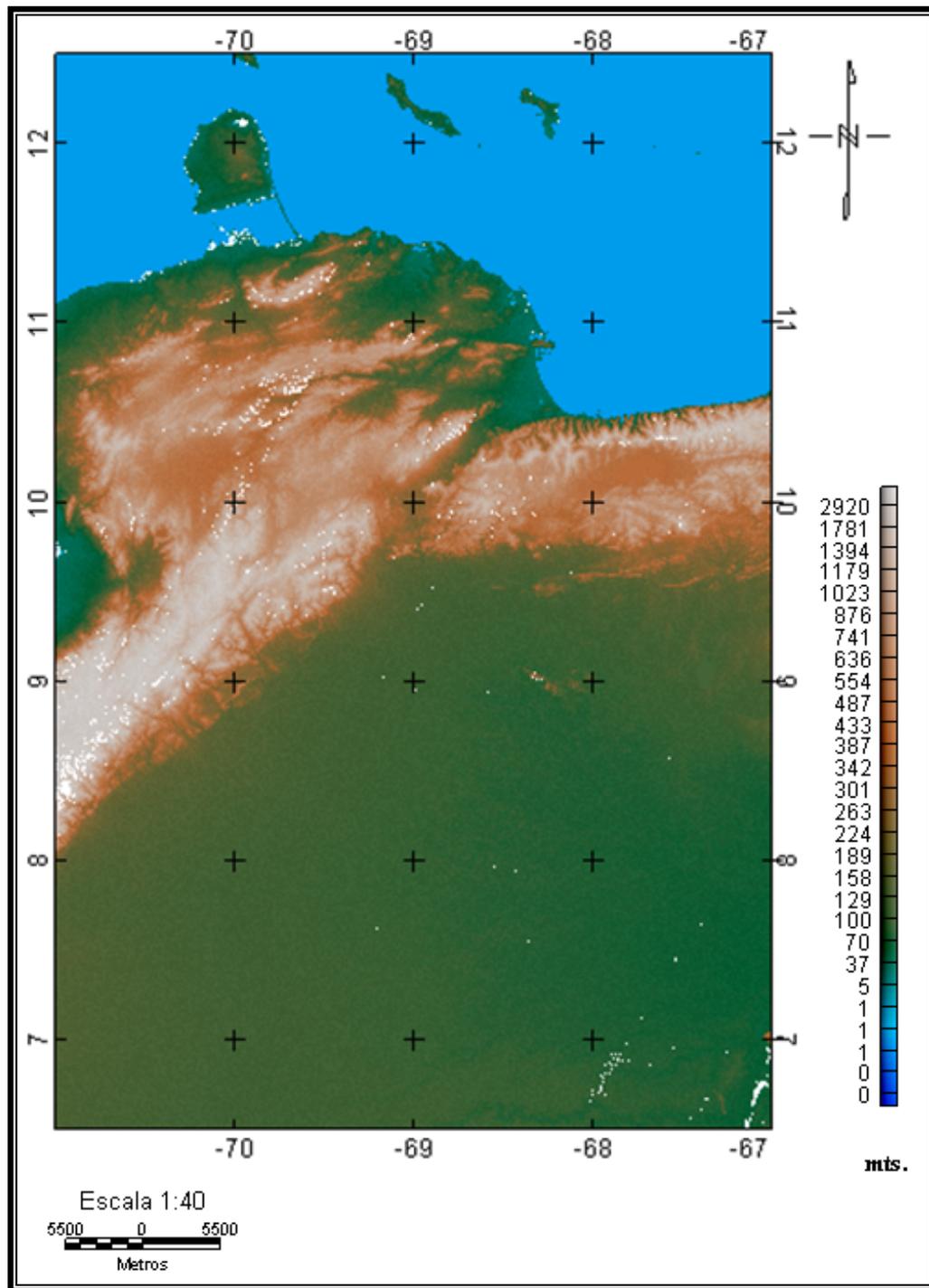


Figura 3.6 Mapa correspondiente a la Topografía de la región nor-occidental de Venezuela.

3.4.- MAPAS GRAVIMETRICOS REGIONAL Y RESIDUAL

Bien es sabido que las anomalías de gravedad esencialmente poseen ciertos rasgos tanto regionales como residuales. La anomalía gravimétrica de interés mayormente estará asociada a la estructura geológica generadora de esta anomalía, por lo que es importante la obtención de la misma de forma aislada, es decir, sin influencia de aquella otra anomalía ya sea regional o residual, cualquiera sea el caso.

Las anomalías gravimétricas promovidas bien sea por estructuras o cuerpos geológicos localizadas a profundidades relativamente pequeñas, normalmente son de longitud de onda corta y sólo es perceptible en una distancia corta. A diferencia de las anomalías producidas por estructuras geológicas con mayor magnitud y localizadas a grandes profundidades son observables a largas distancias.

De tal manera que para la realización de la separación de los efectos locales respecto a los regionales se aplicó el criterio de bondad de ajuste, siendo el polinomio de 3° grado como el más representativo de la tendencia del mapa de anomalías y ajustándose a la geología de la región, correspondiendo este para un valor de bondad de ajuste de 84,9% como se muestra en la figura 3.7. El mapa regional (figura 3.8a) las curvas de isomiarias muestran gradientes suaves hacia la parte centro-occidental del mapa con una intensificación hacia el este, presentando valores de anomalías positivas en el NE de aproximadamente 140 miligales y disminuyendo gradualmente hacia el SW hasta alcanzar valores negativos de -84

miligales; aunado a esto se puede evidenciar una leve forma concéntrica en las curvas isoanómalas con epicentro en la parte de valores negativos en el mapa (color azul).

Por otra parte se observa una orientación aproximada de N45W y un buzamiento de NE a SW, estas expresiones de anomalías se encuentran asociadas a la forma del basamento con su aumento en profundidad hacia el sur. Además parte de la prolongación de la raíz de los Andes de Mérida en profundidad se expresa en la zona centro-occidental del mapa regional. Los valores de gravedad varían entre -82 mgal a 140 mgal, correspondiendo este mínimo y máximo con la región centro-occidental y noreste respectivamente.

Cualitativamente del mapa residual (figura 3.8b) se pueden apreciar varios valores máximos y mínimos de anomalías irregularmente dispuestos y en diferentes puntos, es decir para los máximos se observan valores que oscilan entre 50 y 85 miligales aunados a los contrastes de densidades de los cuerpos presentes en la región bien sea hacia la parte septentrional del mapa o al sur, que para este caso se le puede asociar a las rocas aflorantes de El Baúl. En cuanto a los valores mínimos, se puede observar el rango de anomalías que va desde -22 a -38 miligales situados al NW, al SE y en la parte central al este y oeste del mapa de anomalías residuales.

De igual manera, en la porción central del mapa, se aprecian una serie de curvas isoanómalas con fuertes gradientes y valores cercanos a 0 mgal y +20 mgal, lo cual se le puede asociar a un área de transición o límite del mapa en cuanto a estructuras geológicas y litologías como el frente de corrimientos, las rocas ígnea-

metamórficas de los Andes de Mérida y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Barinas-Apure además de la presencia de una diversidad topográfica en toda de la región como se muestra en la figura 3.6.

En forma generalizada se observa una tendencia de las curvas isoanómalas a concentrarse en zonas particulares, posiblemente debido a la presencia de cuerpos con diversas densidades y litologías distintas.

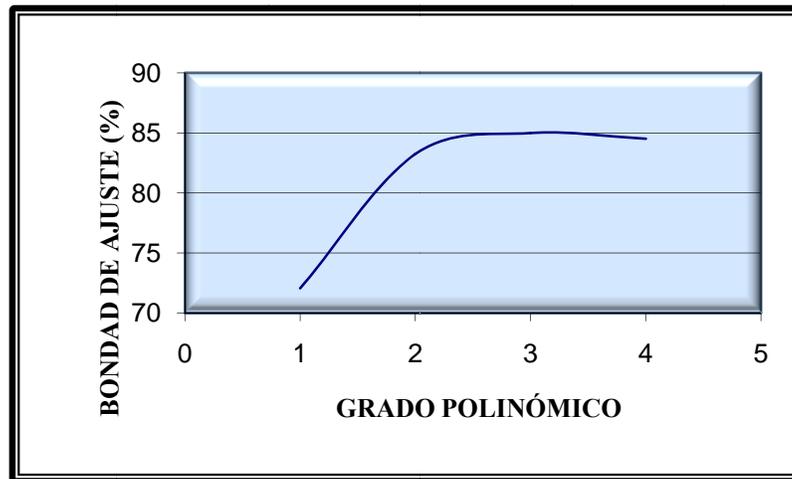
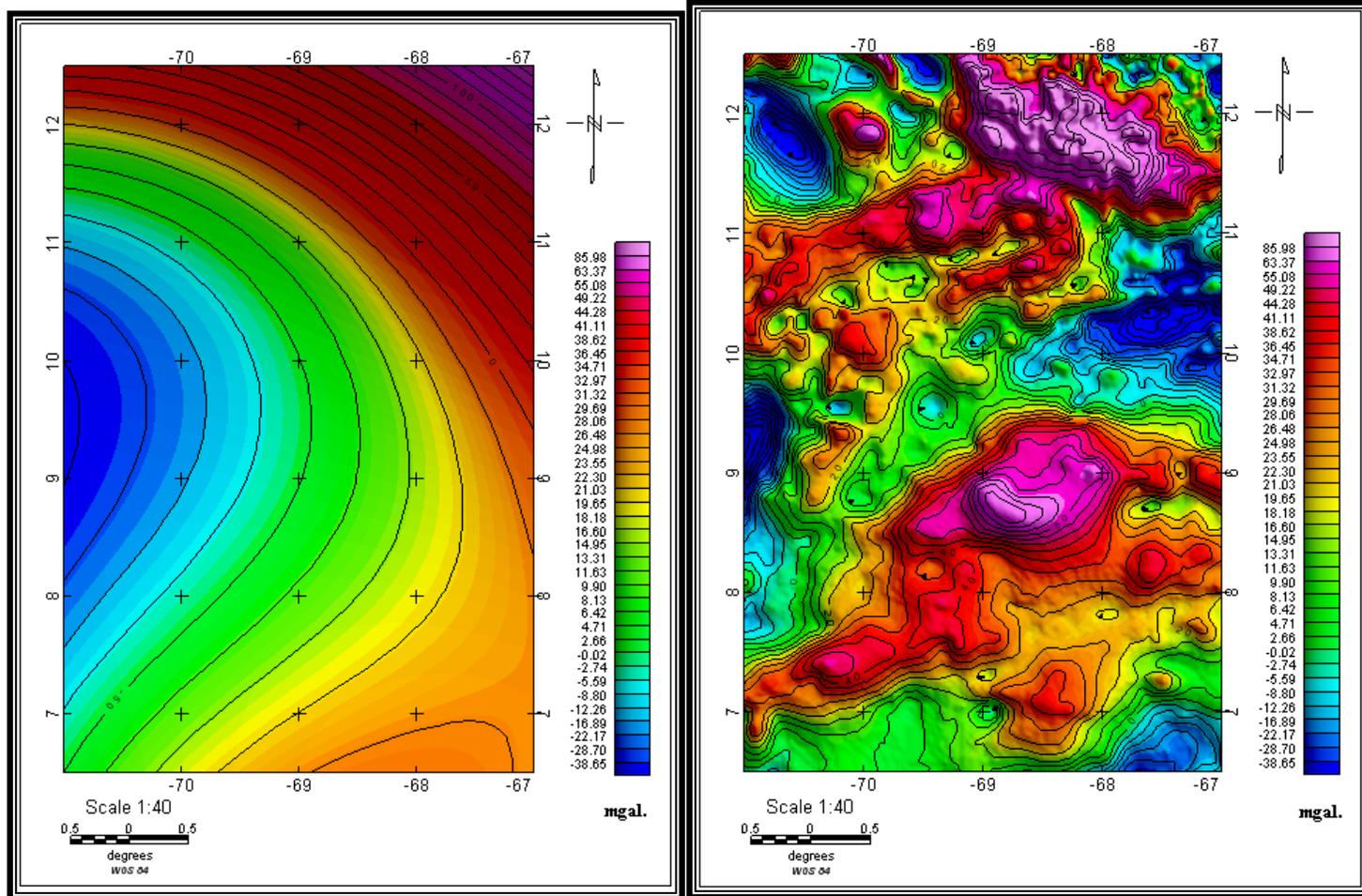


Figura 3.7 Curva de bondad de ajuste de tendencia polinómica de la anomalía de Bouguer.



a)

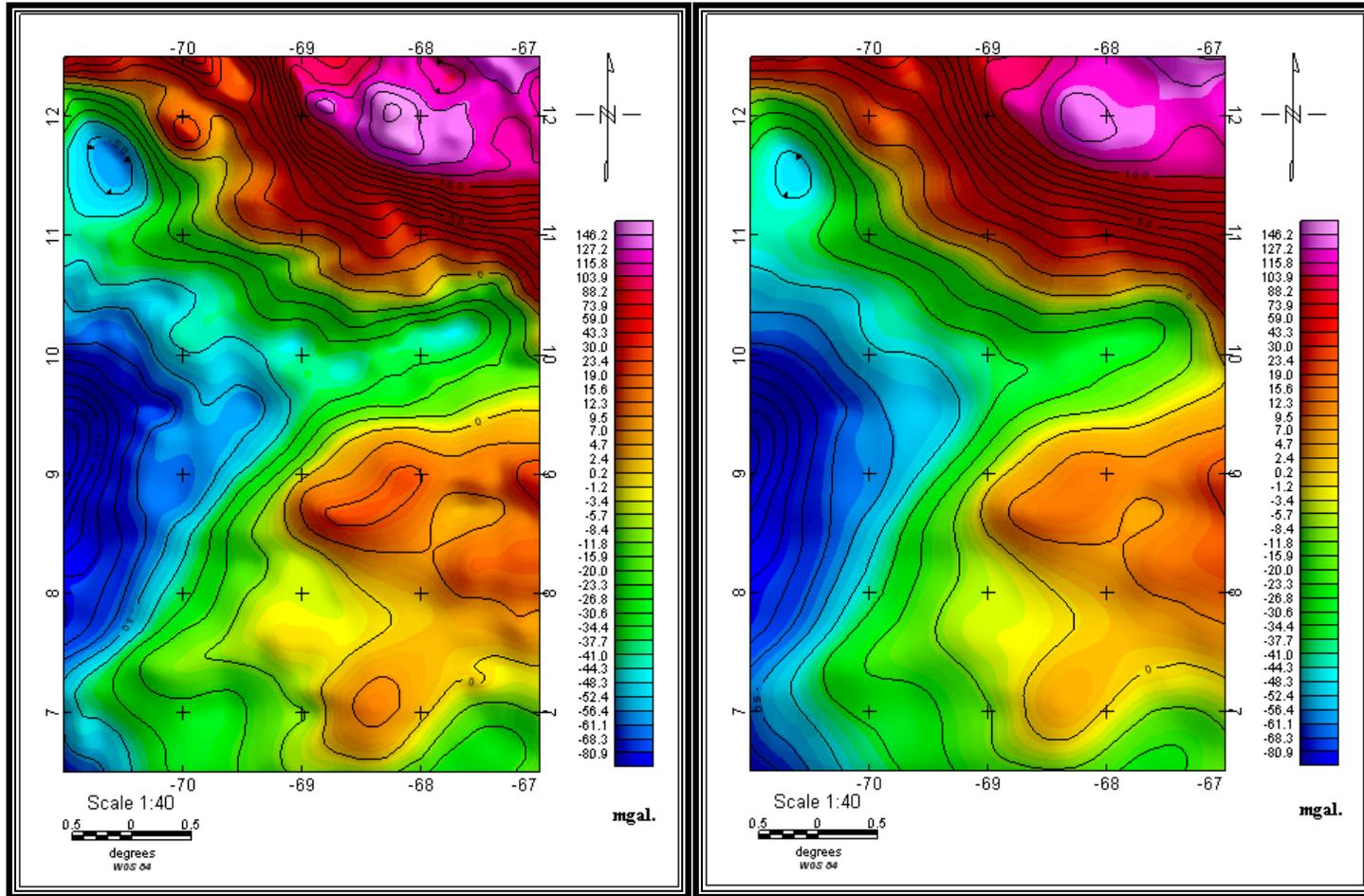
b)

Figura 3.8 Mapas de regional (a) residual (b) de grado 3.

Con el propósito de evaluar la separación regional-residual por el método polinómico, adicionalmente se aplicó un filtro de continuación analítica del campo hacia arriba a diferentes alturas (10.000 m, 20.000 m, 30.000 m, 40.000 m), mediante el programa *Oasis montaj*. A partir de los mapas generados con la aplicación de este filtro, se puede observar en las figuras 3.9a, 3.9b, 3.10a y 3.10b como a medida que se aumenta la distancia, la tendencia de las anomalías se difunde poco a poco hasta alcanzar una orientación bien definida NW-SE y con un buzamiento NE-SW, conservando sus magnitudes de máximos positivos en la parte septentrional del mapa y mínimos hacia el sur.

Por otra parte, también se puede observar como los efectos residuales señalados en el mapa residual de grado 3, se disipan gradualmente de tal manera que los valores máximos positivos sufren una disminución en cuanto a su magnitud, mas no causando este mismo efecto a los valores mínimos negativos.

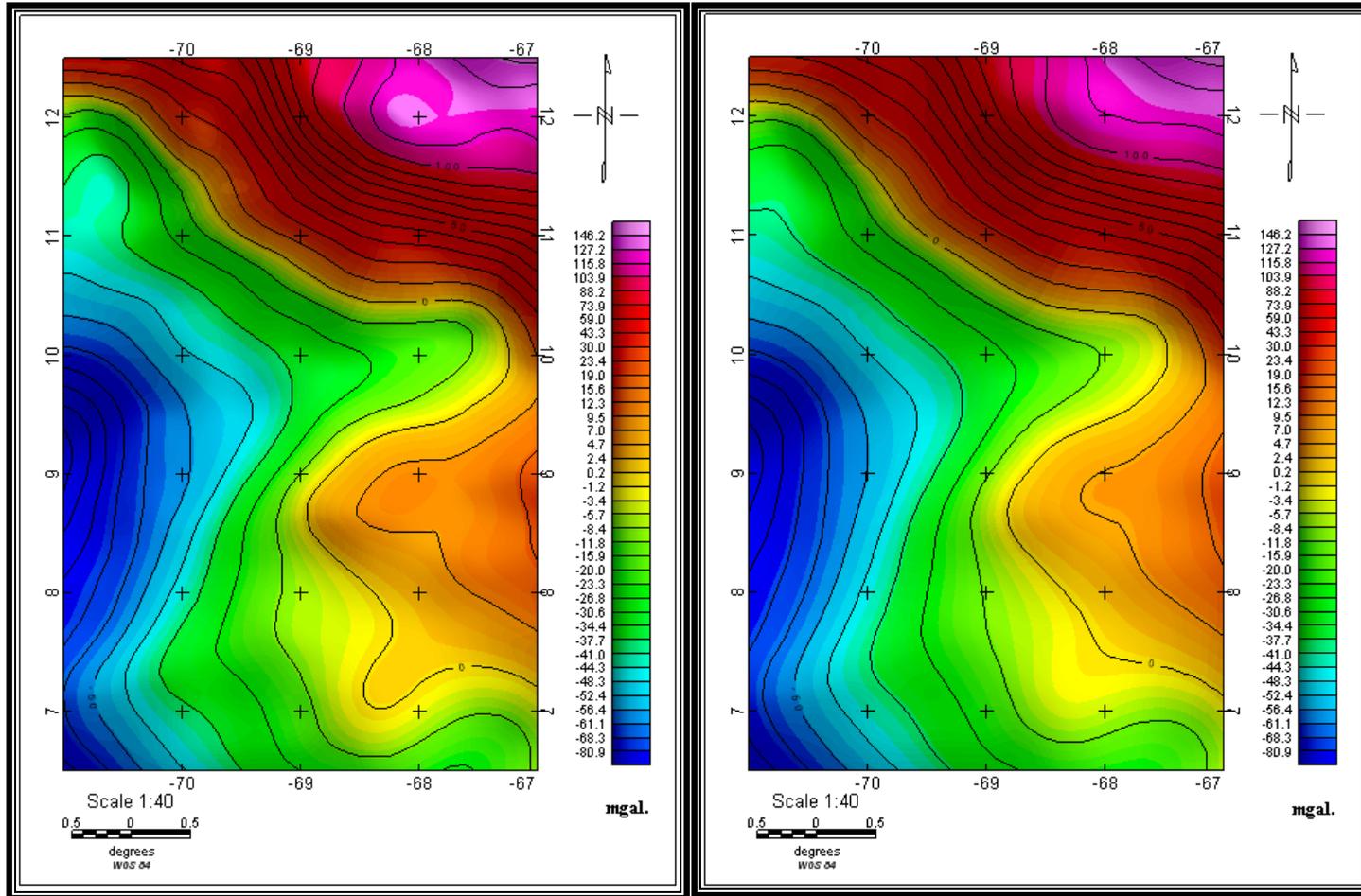
Posteriormente, se realizó la resta correspondiente entre el mapa de anomalía de Bouguer y cada uno de los mapas regionales generados, obteniendo entonces los mapas que destacan las altas frecuencias, como se muestran en las siguientes figuras 3.11a, 3.11b, 3.12a y 3.12b. Finalmente, al analizar todos los mapas tanto regionales como residuales, se escogieron aquellos que mejor acentuaran cada uno de estos efectos de manera individual, siendo este el correspondiente a la continuación del campo hacia arriba de 30.000 m. debido a que a partir de esta altura las variaciones entre una altura y otra de las curvas isoanómalas no son representativas.



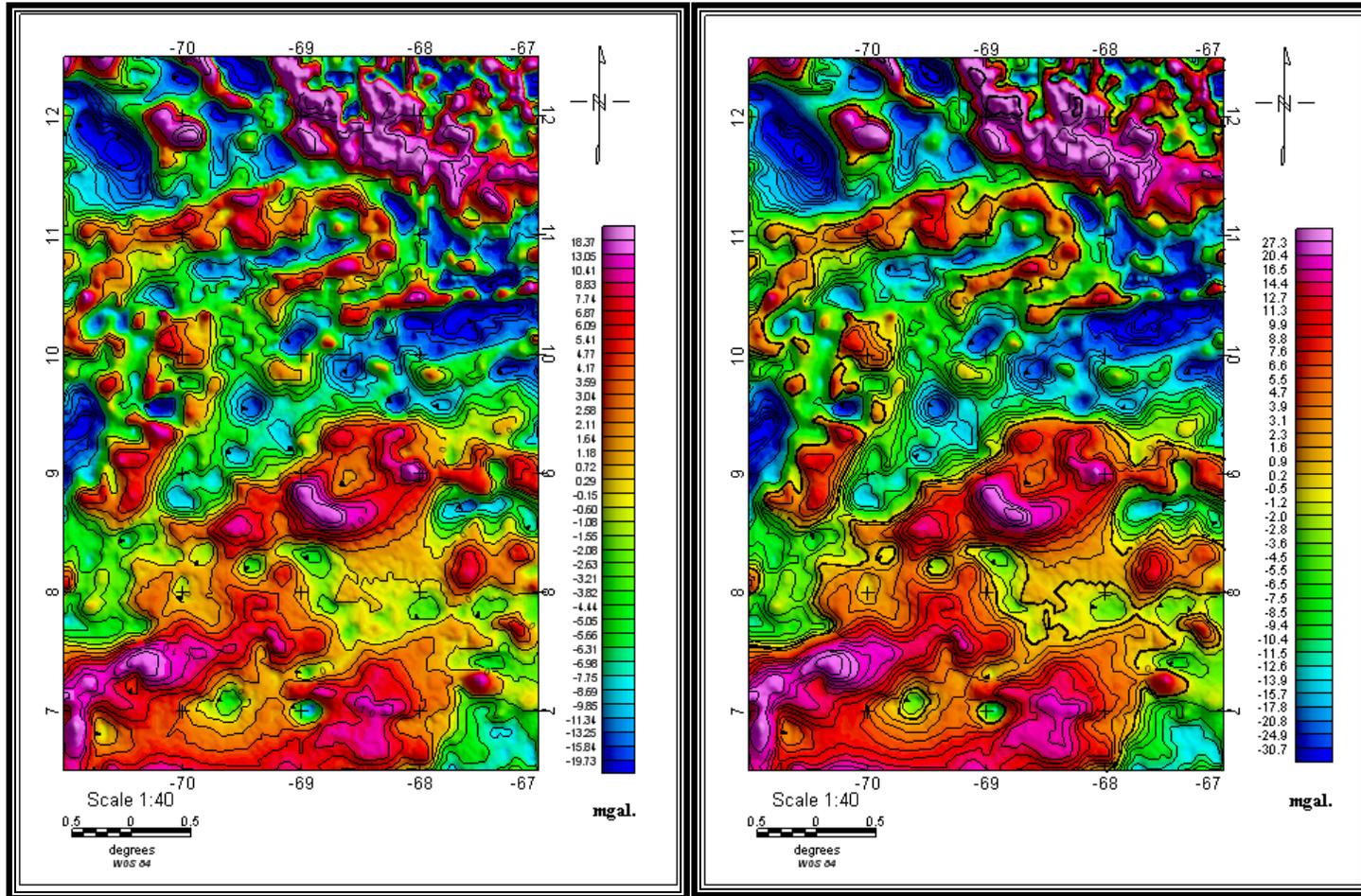
a)

b)

Figura 3.9 Mapas regionales de continuación analítica hacia arriba a 10.000 m. (a) y 20.000 m. (b)



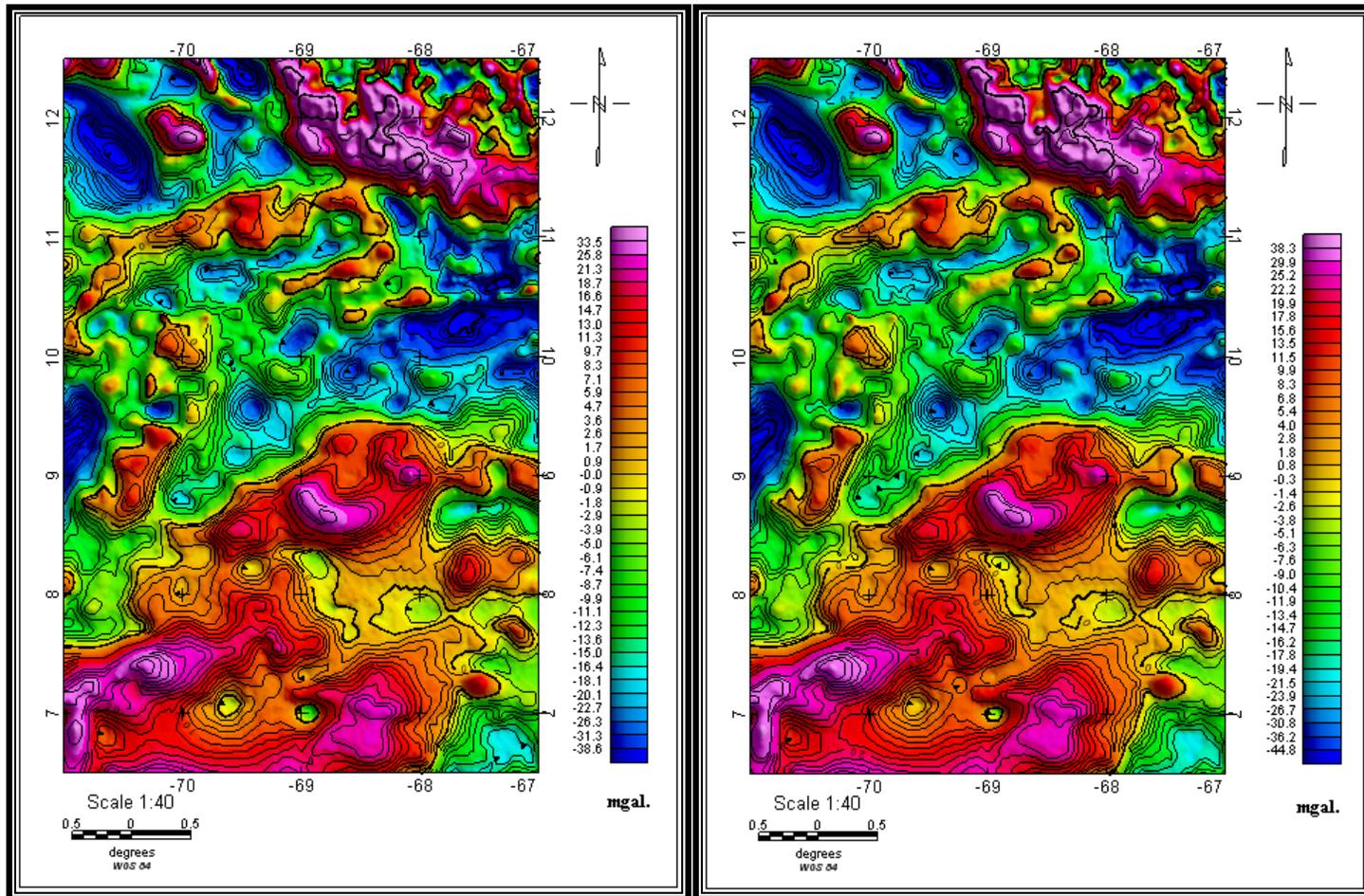
a) b)
 Figura 3.10 Mapas regionales de continuación analítica hacia arriba a 30.000 m. (a) y 40.000 m. (b)



a)

b)

Figuras 4.11 Mapas de separación residual a 10.000 m. (a) 20.000m. (b)



a)

b)

Figuras 4.12 Mapas de separación residual a 30.000 m. (a) 40.000m. (b)

3.5 ANALISIS ESPECTRAL

El análisis espectral se basa en una aplicación de filtros en el dominio del tiempo en donde primero se deben transformar al dominio de la frecuencia y debido a que el espectro de energía promediado radialmente es una función de onda de una sola frecuencia y se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un mismo número de onda, el logaritmo del espectro de los datos se puede interpretar para hacer referencias sobre las profundidades de las fuentes mediante una serie de relaciones o ecuaciones. (Ríos, 2002).

Con la finalidad de estimar las posibles profundidades de las fuentes que generan las respuestas de anomalías de Bouguer, se procedió a realizar el análisis espectral para el mapa de AB con el uso del programa Oasis Montaj, generando una grafica en función del espectro de energía promediado radialmente (figura 3.14). Adicionalmente, a partir de la grafica y los datos generados con el análisis espectral, se construyó una grafica similar a la anterior por medio de una hoja de cálculo tipo Excel (figura 4.15), con la finalidad de facilitar el cálculo de las pendientes correspondientes al logaritmo del espectro y a través de estas, mas una serie de cómputos, poder estimar las profundidades de las fuentes generadoras de las anomalías que se sintetizan en la tabla 3.2.

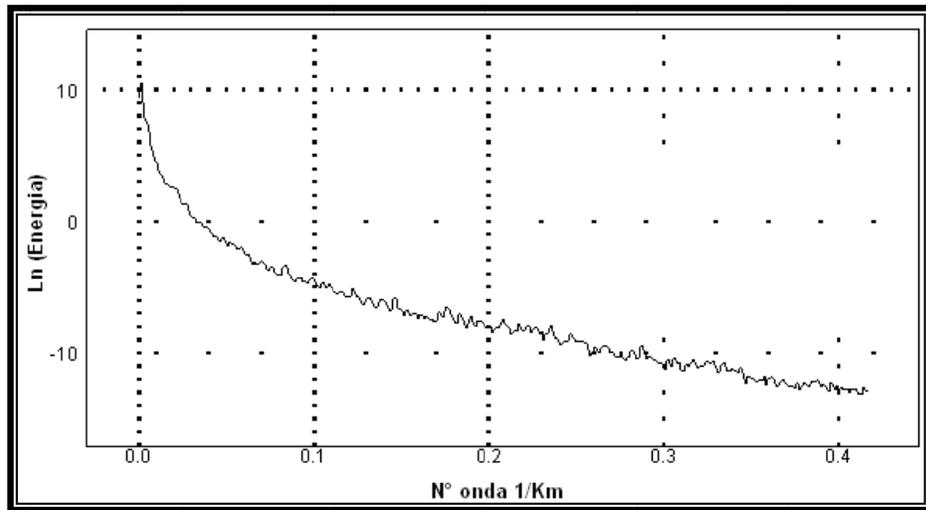


Figura 3.13 Espectro de energía promediado radialmente.

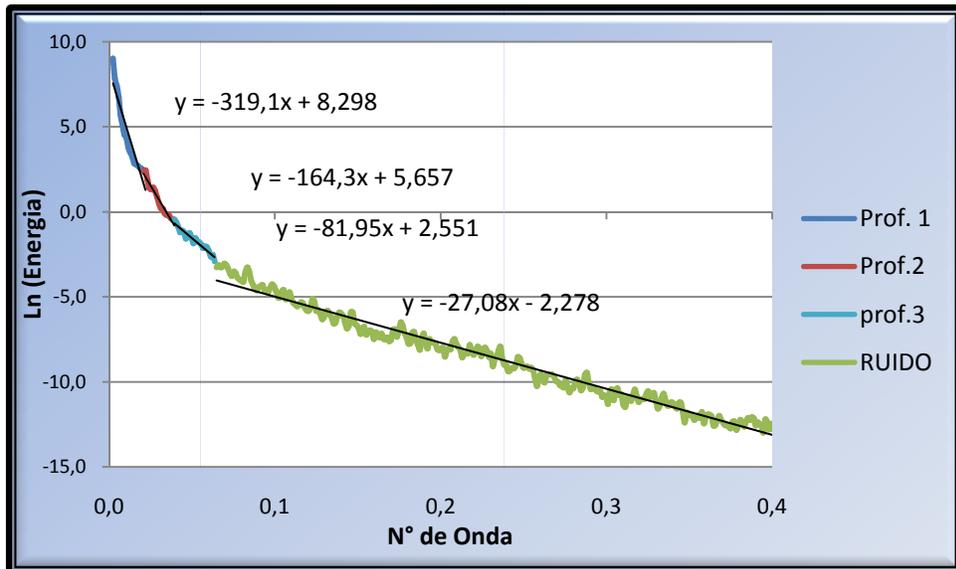


Figura 3.14 Análisis espectral para estimación de profundidades.

Tabla 3.2 Tabla de profundidades estimadas del análisis espectral

Fuente	Cómputos (pendiente / 4π)	Profundidad Estimada (Km.)
1	$319,1/4\pi$	25,3
2	$164,3/4\pi$	13,07
3	$81,95/4\pi$	6,5
4	$27,08/4\pi$	2,1

3.6.- DECONVOLUCION DE EULER

Con la deconvolución de las ecuaciones de Euler, a través de la inversión de mínimos cuadrados de los datos de campo observado, es posible establecer la ubicación de las fuentes generadoras de anomalías. El tamaño de la ventana de Euler que se pasa sobre la malla para resolver dichas ecuaciones, determina la resolución de sus profundidades estimadas y también es posible obtener los errores de estimación asociados a este cálculo. Estos errores estimados son normalizados por la profundidad estimada y expresados a menudo como porcentajes, Thompson (1982).

El método de Euler puede producir una gama de posibles soluciones de profundidades, así como también puede estimar los errores asociados a cada solución; entonces, al utilizar el programa *Oasis montaj* para la determinación de profundidades de las fuentes anómalas gravimétricas se definieron diferentes criterios para descartar aquellas soluciones con el mayor porcentaje de error en el cálculo de

las profundidades, considerándose también un tamaño para la ventana de Euler acorde con la malla de los datos usados. De tal forma, se obtuvo el mapa que se muestra a continuación en la figura 3.15, el cual expresa aquellas soluciones de Euler con el menor error de cálculo para cuerpos geológicos que bien pueden asociarse a la corteza oceánica, las napas de Lara con un rango de profundidades estimadas de 12.000 y 15.000 m.

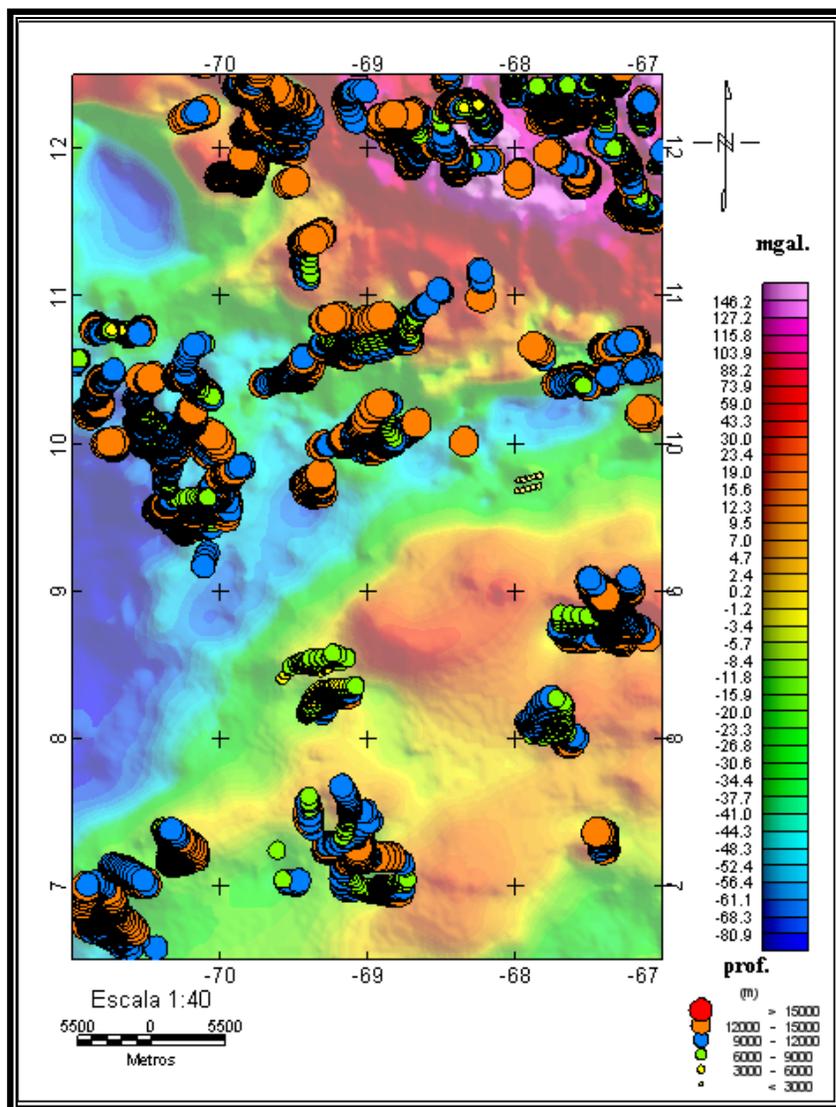


Figura 3.15 Mapa de profundidades estimadas mediante la deconvolución de Euler.

3.7.- MODELADO GRAVIMÉTRICO

Para la realización de los modelos gravimétricos se utilizó el programa *Oasis montaj* a partir de la ubicación de los perfiles 1 y 2 con orientaciones de N65W para el primero y una longitud de 747 Km y N15W para el segundo con una longitud de 624 km propuestos en el mapa de Anomalías de Bouguer (figura 3.17).

Así mismo surge la necesidad de tomar en cuenta los valores de densidad, así como las profundidades de los diferentes cuerpos propuestos en trabajos anteriores publicados por Silver et al. (1975), Bellizzia (1985), Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004) y Rodríguez y Sousa (2003), Garzón (2007) para esta misma región. De igual forma, el mapa geológico y topográfico de Venezuela (figura 3.18), así como también un modelo geológico de la región central tomado de la WEC (1997) fue de gran ayuda para establecer las características generales de las principales estructuras presentes durante la elaboración de los modelos gravimétricos bidimensionales.

En este sentido, la tabla 3.3 muestra la información correspondiente a las estructuras y densidades presentes en los modelos propuestos para los dos perfiles.

Tabla N° 3.3 Valores de densidad de las estructuras propuestas en los modelos Gravimétricos

Estructuras	Densidad g/cm ³)	Estructuras	Densidad g/cm ³)
Manto	3,05	Bloque Bonaire	2,85
Corteza Continental	2,75	Sedimentos recientes	3,38
Corteza Oceánica	2,95	Cinturón de Corrimientos	2,45 - 2,88
Napas de Lara	2,55 - 2,65	Mar Caribe	1,03

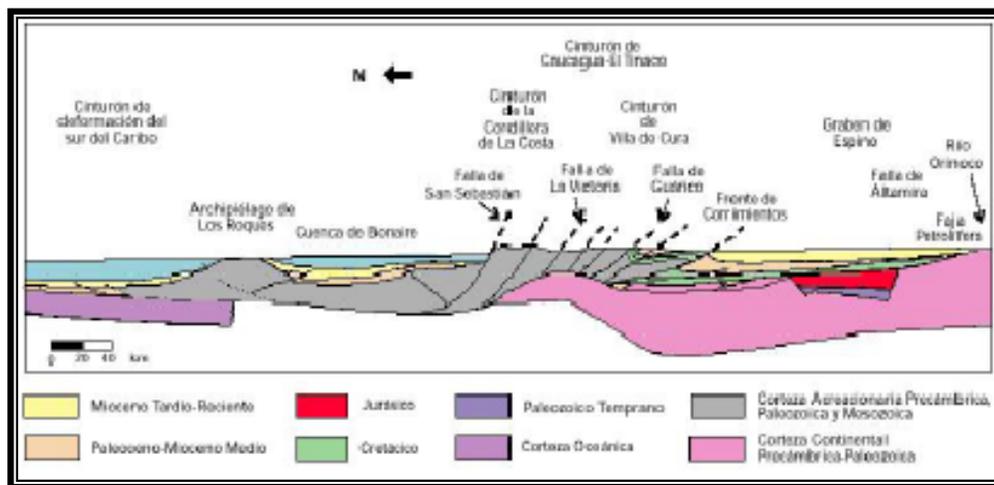


Figura 3.16 Modelo geológico de la región central de Venezuela. (Tomado de WEC 1997)

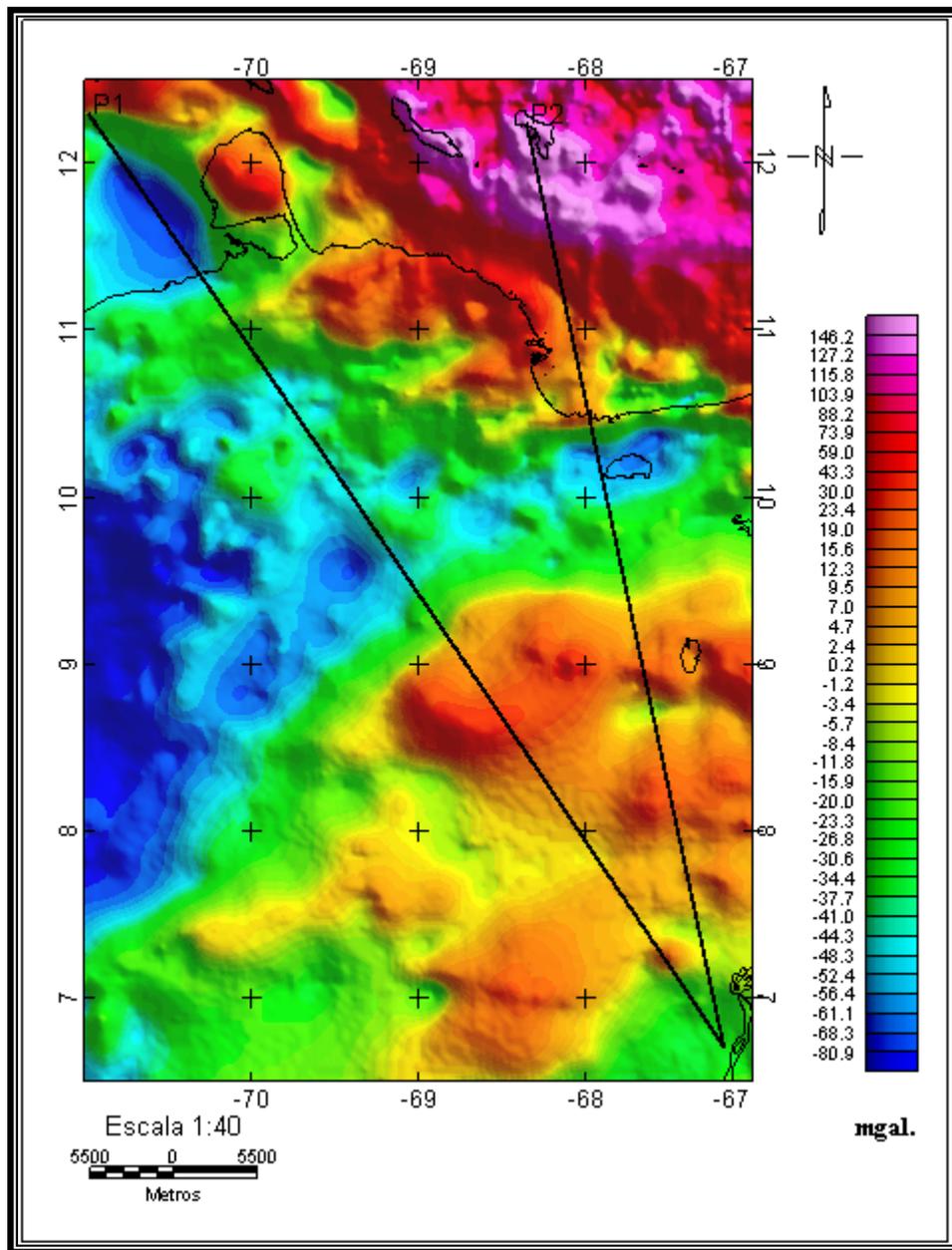


Figura 3.17 Mapa de anomalías de Bouguer con los perfiles establecidos para el modelado geológico.

Perfil 1 (N65W) y Perfil 2 (N15W).

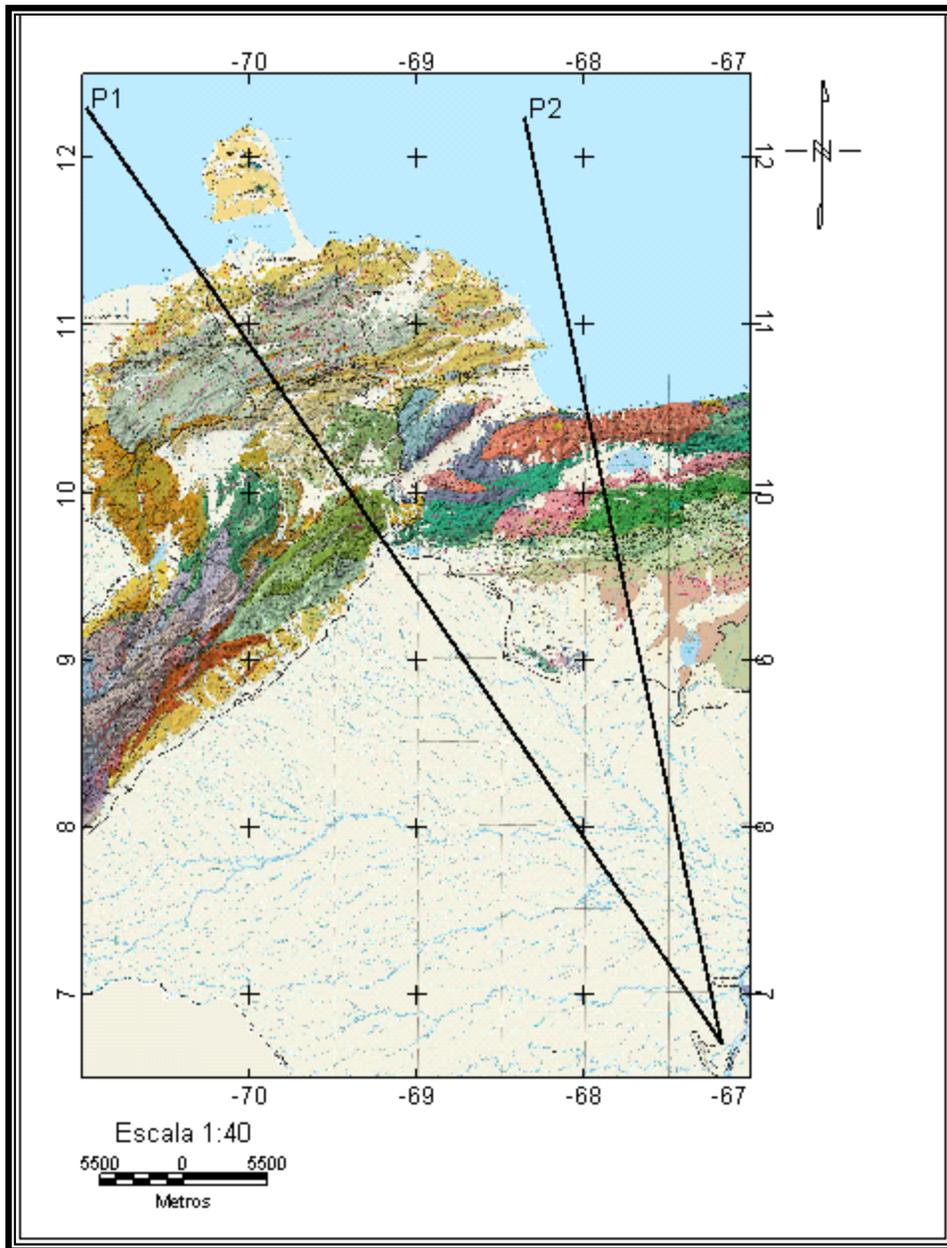


Figura 3.18 Mapa geológico georeferenciado al mapa de AB. (Modificado de mapa geológico de Venezuela, Urbani et al. 2006)

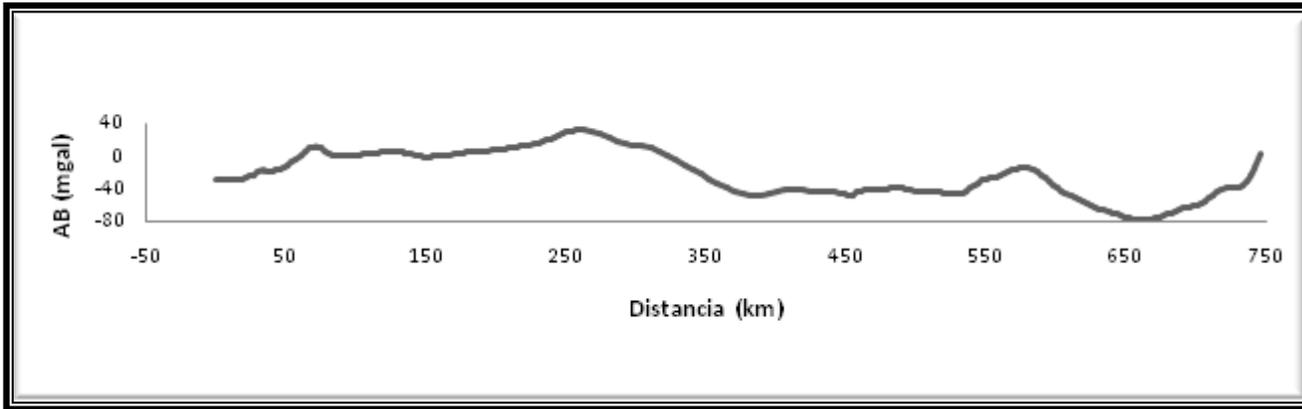


Figura 3.19 Perfil de anomalía de Bouguer con orientación N65W.

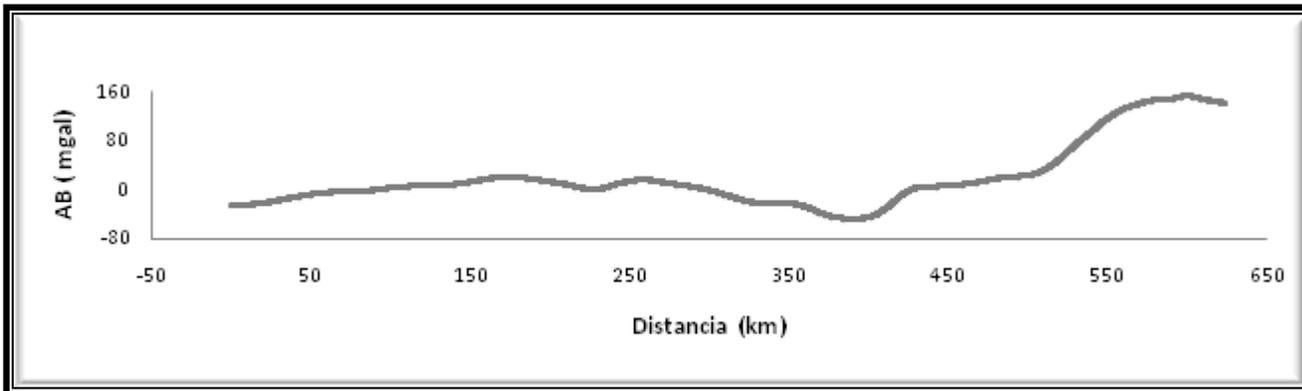


Figura 3.20 Perfil de anomalía de Bouguer con orientación N15W.

A continuación se mencionan las características más resaltantes presentes en el modelo propuesto para el perfil N65W (figura 3.21). Comenzando por la parte más al sur, puede observarse parte de la Cuenca Barinas – Apure con un espesor promedio de 4 km constituida por sedimentos de edad reciente, continuando con dirección al norte, se encuentra el Alto del Baúl con una asociación granítica perteneciente al Carbonífero- Pérmico que adicionalmente en este modelo propuesto se propone un leve adelgazamiento cortical para lograr el ajuste de las anomalías gravimétricas, correspondiendo además con el espesor sedimentario cenozoico de edad Eoceno – Mioceno que separa el Baúl del Frente de Corrimientos.

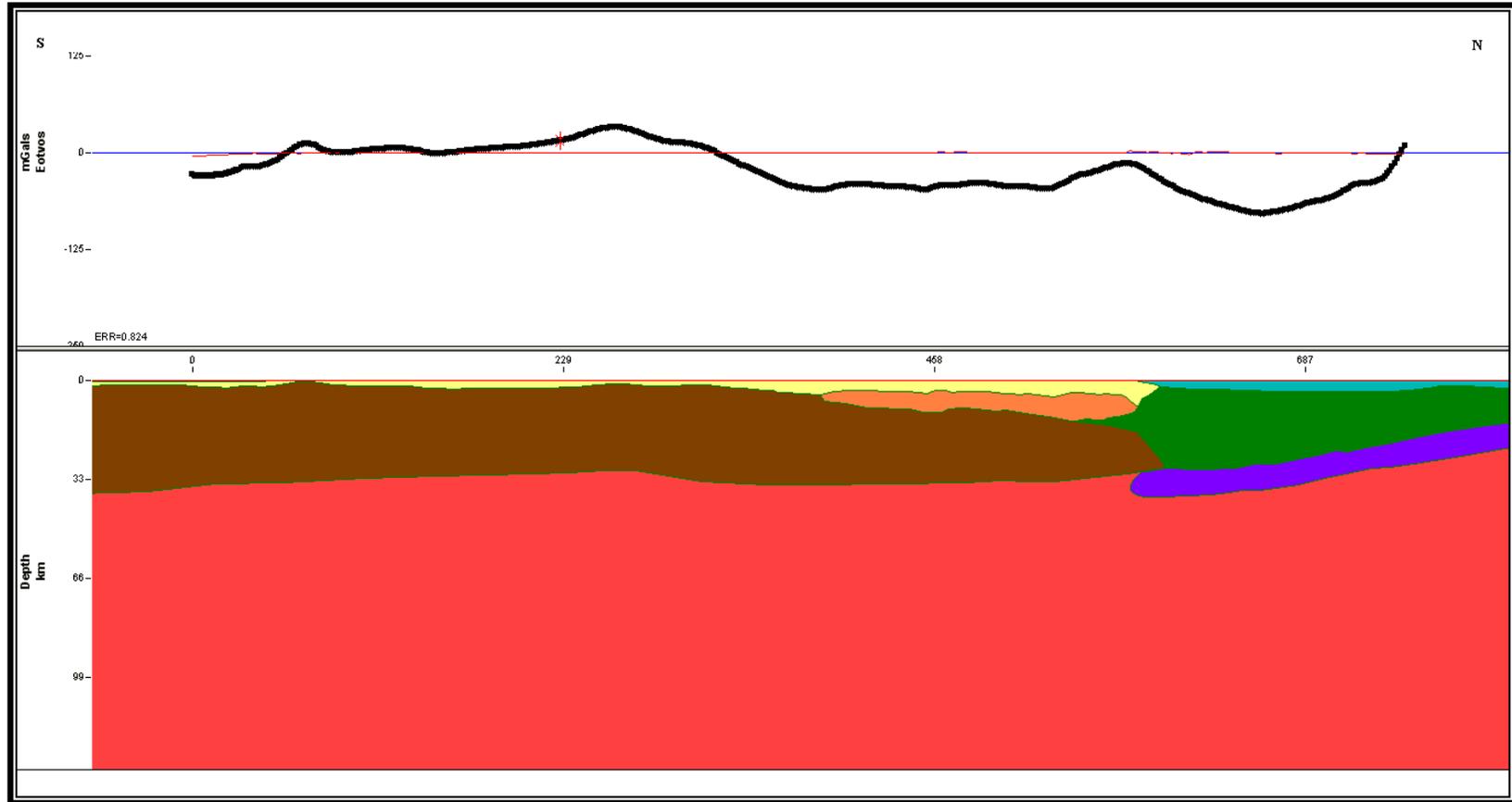
Al acercarnos más hacia la costa, para el perfil 1, se observan los cuerpos meta-ígneos pertenecientes a la Asociación Metamórfica de la Costa de edad Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Giunta et al., 2002), juntos con las Napas de Lara del Cretácico – Eoceno, con un espesor promedio de 8 km y una profundidad de 13 km. Asimismo se tomó en cuenta la presencia de otras estructuras como el Graben de Aroa, la Falla de Boconó, la Falla de Oca- Ancón, la cuenca de Falcón entre otras.

De igual manera se puede apreciar un espesor de la corteza continental de aproximadamente 39 km al sur y al norte una profundidad de 27 km aproximadamente, reflejando el adelgazamiento cortical hacia el norte en la profundidad en la discontinuidad de Mohorovicic de 20 km y 40 km en su parte más al sur, el cual es concordante con las propuestas de profundidad de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi y Reyes (2004), también Bezada (2005), Schmitz et al. (2005) y la más reciente Garzón (2007).

Asimismo, se observa la presencia de la Cuenca Antepaís, producto de la flexión de la litosfera debido a cargas supracorticales, con un espesor de sedimentos aproximado entre 3 y 4 km. Cabe destacar la presencia de la corteza de transición, según Silver et al. (1975) como Bloque Bonaire que manifiesta densidades correspondientes a la de corteza oceánica pero con un espesor aproximado entre 20 y 25 km, separando la corteza continental de la corteza oceánica.

De igual forma para el segundo modelo hacia el extremo sur, nuevamente propone con una lámina de subducción somera, según la figura 4.15 y 4.16 el cual muestra una disposición general de las estructuras y el comportamiento de la lámina de subducción en profundidad, donde se presenta con un ángulo de buzamiento bajo cercanos a 20 grados y alcanzando en su parte al sur unos 13 km de profundidad y 38 km en su parte subductada, manteniendo características similares a las otras propuestas como Bosch y Rodríguez (1992) y Ughi et al., (2004), Garzón (2007) así como también Rodríguez y Sousa, (2003) .

Para finalizar, los resultados de estos perfiles afirman que estos modelos propuestos de subducción somera muestran un buen ajuste entre la respuesta de anomalías gravimétricas observadas y las calculadas.



- | | | | |
|---|--|--|---|
|  Napas de Lara |  Mar |  Corteza Oceanica |  Manto |
|  Sedimentos |  Frente de Corrimientos |  Bloque Bonaire |  Corteza Continental |

Figura 3.21 Modelo gravimétrico propuesto para el perfil N65W.

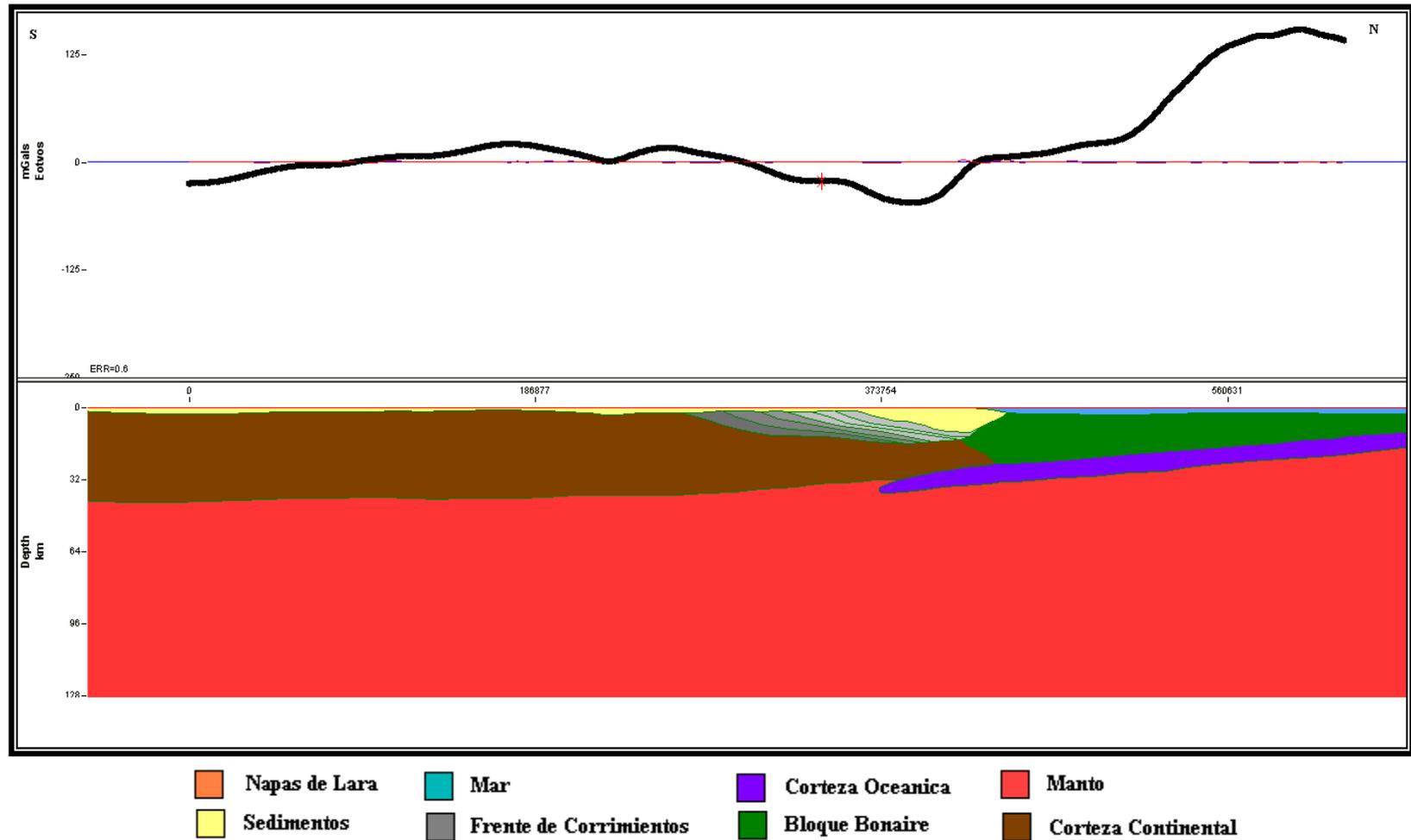


Figura 3.22 Modelo gravimétrico propuesto para el perfil N15.

CAPITULO IV

4.1- MODELO DE FLEXIÓN DE LA ZONA NOR-OCCIDENTAL DE VENEZUELA.

En este apartado se describen conceptos fundamentales para la comprensión de los procesos de flexión de placas; como Placa Elástica, el cual anuncia que, el modelo de deformación comúnmente atribuido a la litosfera es el modelo elástico puro, que según este modelo reológico, la deformación en el sólido es proporcional al esfuerzo externo que la produce y se recupera cuando cesa dicho esfuerzo. Por otra parte el término de carga litosférica también forma parte de estos procesos ya que por medio de estas se origina la flexión.

Asimismo, se describe la incorporación al modelo de cargas relacionadas con la topografía, cargas intracorticales, y fuerzas aplicados a la placa. Las cargas por cabalgamientos, es común aproximar la carga orogénica mediante una cuña crítica avanzando a velocidad constante hacia el antepaís (Castellanos, 1998).

De igual forma la carga topográfica se ha utilizado de forma puntual ya que permite elaborar modelos preliminares con hipótesis y cálculos relativamente sencillos. La principal ventaja en el uso de cargas topográficas es que permite calcular la flexión del basamento asignando de antemano el perfil topográfico resultante; a diferencia del sistema de cargas complejo como el descrito anteriormente (apilamiento de cabalgamientos) ya que no ofrece control *a priori* sobre la topografía resultante, y esta deberá ser ajustada mediante el modelado directo, al igual que la deflexión del basamento.

Y finalmente, en el modelado de la flexión en cuencas de antepaís mediante cargas topográficas ha mostrado que la topografía es insuficiente en numerosos casos para explicar la deflexión observada y que es necesario invocar *cargas intracorticales* (Karner y Watts, 1983). Un posible origen de las cargas intracorticales podría ser la redistribución de masas a niveles profundos corticales o litosféricos que pueden dar lugar a sobrecargas positivas o negativas.

Con el objetivo de tener en cuenta este tipo de cargas, se incluye la posibilidad de aplicar cargas de magnitud y distribución arbitraria que no aparecen geométricamente en la sección del modelo y que por tanto no influyen en la topografía excepto por la flexión que producen.

Adicionalmente, una consideración que se debe realizar es referida a la cercanía en donde se encuentra el punto de aplicación de la carga, ya que en función de esto se presentan dos casos, el primero considera que los límites teóricos de la placa se encuentran en el infinito generando que el punto de aplicación de la carga se centre en el medio de estos, y se estará en presencia de una “Placa Continua” cuya flexión asumirá la forma de una campana invertida (figura 4.1b). Como segundo caso y en particular el que se tomará para este trabajo de investigación, en donde el punto de aplicación se encuentre cerca de uno de los límites de la placa mientras que el otro se encuentra en el infinito y de esta manera se asumirá una “Placa Rota” y la flexión como se muestra en la figura 4.1a).

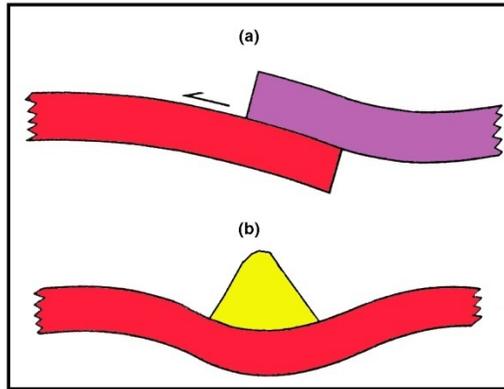


Figura 4.1.- Modelos teóricos simplificados de Placa Rota (a) y Placa Continua (b).

(Modificado de ALLEN et al., 1986).

Entonces para el caso de una placa rota la ecuación de la flexión viene dada por la ecuación (1) cuya solución que la satisface tiene la forma de la ecuación (2).

$$D \left(\frac{d^4 w}{dx^4} \right) + \Delta \rho g w = 0 \quad (1)$$

$$w = C \operatorname{sen} \left(\frac{x}{\alpha} \right) e^{-\frac{x}{\alpha}} \quad (2)$$

donde $\alpha = \left(\frac{4D}{\Delta \rho g} \right)^{1/4}$ viene siendo el Parámetro de Flexión.

Finalmente, la fuerza vertical “Q” y el momento de torsión “M” vienen dados por las ecuaciones:

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

Y para optimizar los cálculos de flexión, considerar sólo el espectro de las cargas, resulta preferible trabajar con Transformadas de Fourier para realizar la conversión de la carga del dominio espacial al espectral, en donde también se puede calcular la masa de las cargas responsables de la flexión de la palca mediante la ecuación:

$$M = \Delta\rho * \int \Delta h(x) dx \quad (4)$$

donde $\Delta h(x)$ corresponde a la topografía y $\Delta\rho$ corresponde al contraste de densidades de la carga.

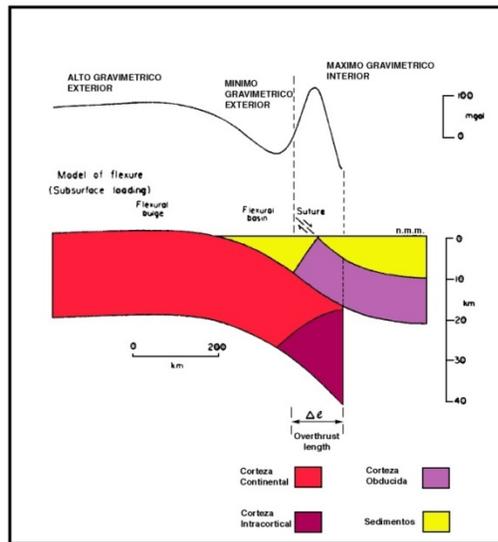


FIGURA 4.2 Efecto de las cargas corticales sobre la curva de anomalía gravimétrica.

(Modificado de KARNER y WATTS, 1983).

4.2.- ESQUEMA DE CARGAS

Para conocer mejor el proceso de modelado de flexión litosférica, es importante saber los efectos causados por los distintos esquemas de cargas que estos generan. Es decir cómo es la respuesta por flexión de una carga sobre la capa elástica de la litosfera como se muestra en la figura 4.4 en donde la flexión de la placa responde a variaciones del espesor elástico, manteniendo constante las densidades de los cuerpos, pudiéndose observar una relación inversa entre la deflexión y el espesor elástico (T_e). Esto quiere decir que para placas con mayor espesor elástico se genera poca deflexión, y contrariamente, las placas con menor o poco espesor elástico la deflexión producida será mayor; sustentando así que para el modelo de placa elástica, a medida que mayor sea el espesor elástico de la placa se produce también un incremento sustancial en la rigidez de la misma.

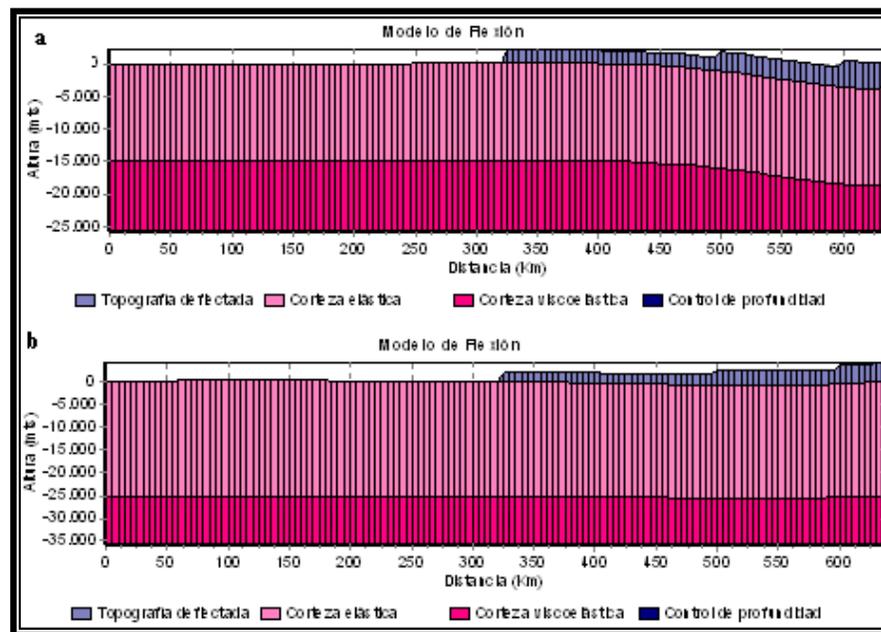


Figura 4.4 Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 km. (a) y 25 km. (b) $\rho = 2,7 \text{ g/cm}^3$.

Por otra parte, para conocer el efecto de la deflexión causada por la variación de la densidad de la carga manteniendo constante el espesor elástico, como se muestra en la figura 4.5 a, b y c, en donde la respuesta por flexión de la carga con un espesor elástico $T_e = 15\text{km}$. y densidades de 2, 2.5 y 3 g/cm^3 . Se puede notar como dicha flexión es mayor a medida que aumenta la densidad de la carga; mientras que para las densidades relativamente bajas, la acción de la carga causa una menor deflexión de la placa.

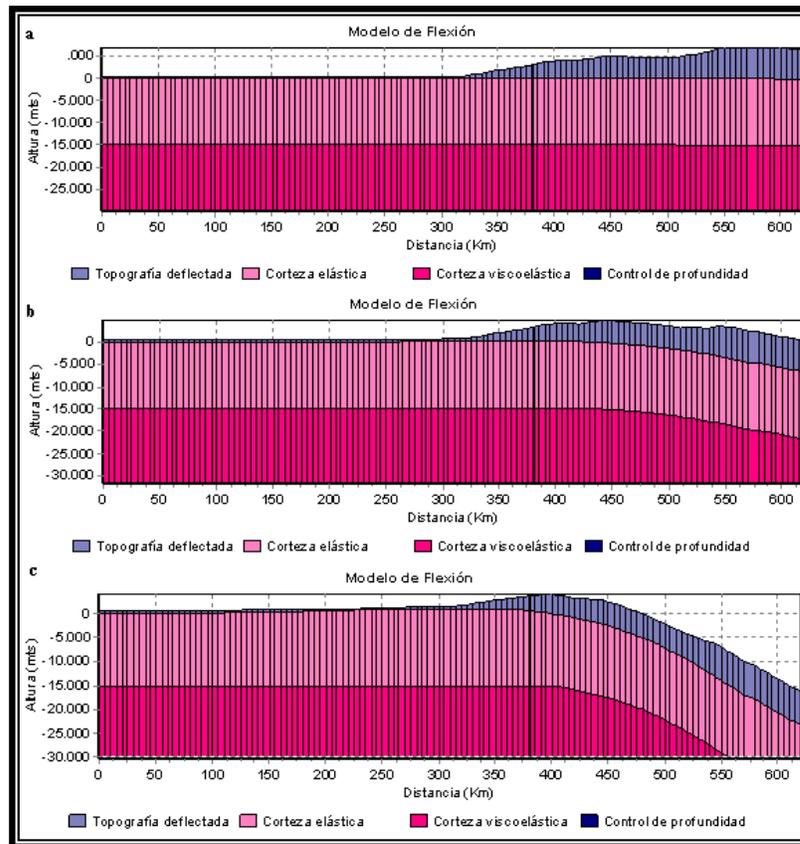


Figura 4.5 Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 km. y $\rho = 2 \text{ g/cm}^3$ (a), $\rho = 2.5 \text{ g/cm}^3$ (b) (c) $\rho = 3 \text{ g/cm}^3$.

4.3.- METODOLOGÍA PARA EL MODELADO DE FLEXIÓN

Una vez conocidos los aspectos fundamentales para el modelado de flexión de placa elástica, se realizó el estudio de flexión litosférica en la región nor-occidental de Venezuela, tomando en cuenta las cargas superficiales o topográficas y cargas intracorticales mediante la implementación de un programa computacional con base en la transformada rápida de Fourier en donde se relaciona la flexión con las anomalías gravimétricas observadas. Es de vital importancia mencionar, que este programa computacional en su versión original fue utilizado por Karner (1982) y luego modificado por Ughi (2004) y Reyes (2004) bajo el nombre de “*GRAFLEX.EXE*”, que adicionalmente fue implementado por Garzón (2007) para la región aledaña a este trabajo.

Para el modelado de flexión en la región nor-occidental de Venezuela se consideraron como parámetros los valores de densidad para las estructuras del modelo, profundidad y densidad de Mohorovic, así como las longitudes de los perfiles. Es decir, no se modificaron los valores durante el proceso, debido a que estos se obtuvieron a partir del modelado gravimétrico. Adicionalmente se tomaron como posibles límites de placa según trabajos previos como Garzón (2007), Ughi (2004) y Reyes (2004); la falla de Oca - Ancón y el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), para el perfil N65W y la falla de San Sebastián y nuevamente el Cinturón Deformado del Caribe Sur para el perfil N15W.

Tabla N° 4.1 Parámetros utilizados para el modelado de flexión

Parámetro	Valor
Densidad del Manto	3,1 g/cm ³
Densidad de la Corteza	2,75 g/cm ³
Densidad de la Carga	2,6 -2,75 g/cm ³
Densidad del Material Desplazado	2,30 g/cm ³
Densidad de los Sedimentos	2,40 g/cm ³
Modulo de Young	1x10 ¹² dinas/cm ²
Relación de Poisson	0,25

Otro de los parámetros importantes para la realización de este trabajo de investigación, es el espesor elástico, ya que en la región central los autores que realizaron estudios recientes de flexión (Ughi et al. 2004 y Jácome et al., 2005), sostienen que el espesor elástico que mejor se ajusta a las características geológicas de la zona es de 25 km por tanto, se consideró este parámetro como punto de referencia para el modelo de flexión en donde además se realizaron pruebas para 15 y 35 km, de forma de revalidar la información obtenida de la bibliografía.

Una vez teniendo en cuenta todos los parámetros necesarios para el modelado de flexión de placas, se determinaron dos fases primordiales para la ejecución del proceso; la primera de ellas consistió en considerar solamente el efecto de la

topografía o carga superficial sobre la placa para cada uno de los límites estipulados y para cada uno de los espesores elásticos. Posteriormente se consideró el efecto de las cargas intracorticales utilizando de igual modo la misma metodología, de tal forma que se cuantifique las variaciones que sufre la geometría de la flexión por el efecto de estas cargas y poder así determinar cual o cuales de los límites con sus respectivos espesores elásticos son los más plausibles para el ajuste a las anomalías gravimétricas y poder reproducir la “*cupla gravimétrica*”.

4.4.- EFECTO DE LAS CARGAS TOPOGRAFICAS Y SUPRACORTICALES

Como se menciona anteriormente, la primera fase del modelado consistió en realizar el estudio flexural tomando en cuenta únicamente la topografía y las cargas supracorticales, para evaluar la capacidad de estas cargas para generar las anomalías gravimétricas observadas en la región. Es importante señalar que los valores de topografía y batimetría observados en la región oscilan cerca de los 1200 metros para las mayores alturas, correspondiendo a la Cordillera de la Costa y las Napas de la Región Central y con una disminución hacia las costas de Venezuela hasta alcanzar profundidades abisales de aproximadamente de 4500 metros.

De igual forma, la topografía para la parte más occidental de la región presenta características similares en cuanto a cotas bajas hacia el Sur y en los Llanos Venezolanos, con un aumento progresivo hacia el norte hasta los 1500 metros, alrededor de la Serranía del Interior Occidental, nuevamente, se denota un descenso de las cotas en sentido norte hasta la zona del Alto de Curazao, para luego profundizar nuevamente hasta valores cercanos a los 4000 metros sobre el mar Caribe.

Se presentan entonces previamente modelos de flexión, en donde nuevamente se aprecia la relación inversa del espesor elástico, produciendo la máxima deflexión con un espesor elástico $T_e = 15 \text{ Km}$ y la mínima con un $T_e = 35 \text{ Km}$ para todos los modelos mostrados.

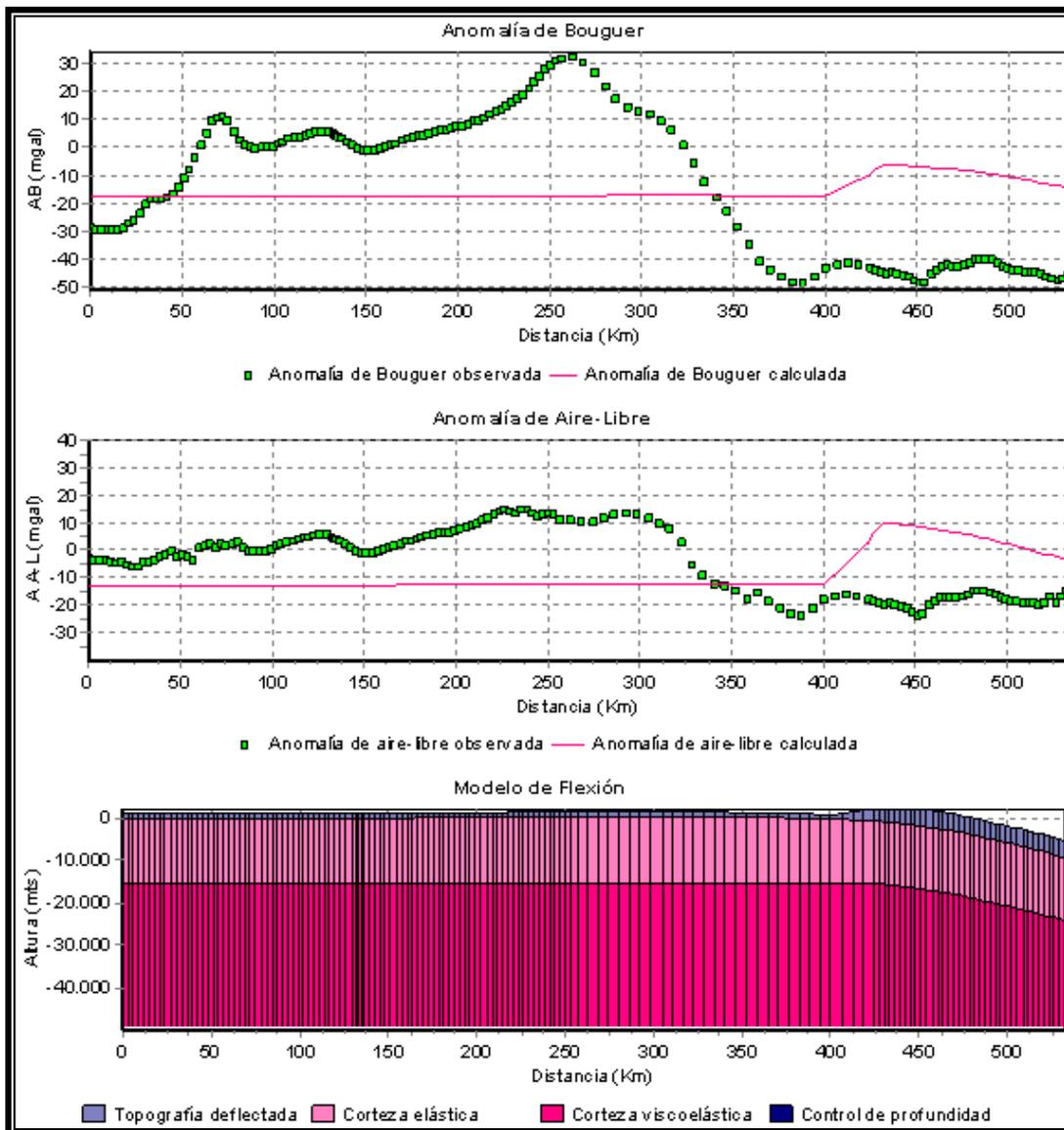


Figura 4.6 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite falla de Oca-Ancón. Perfil N65W.

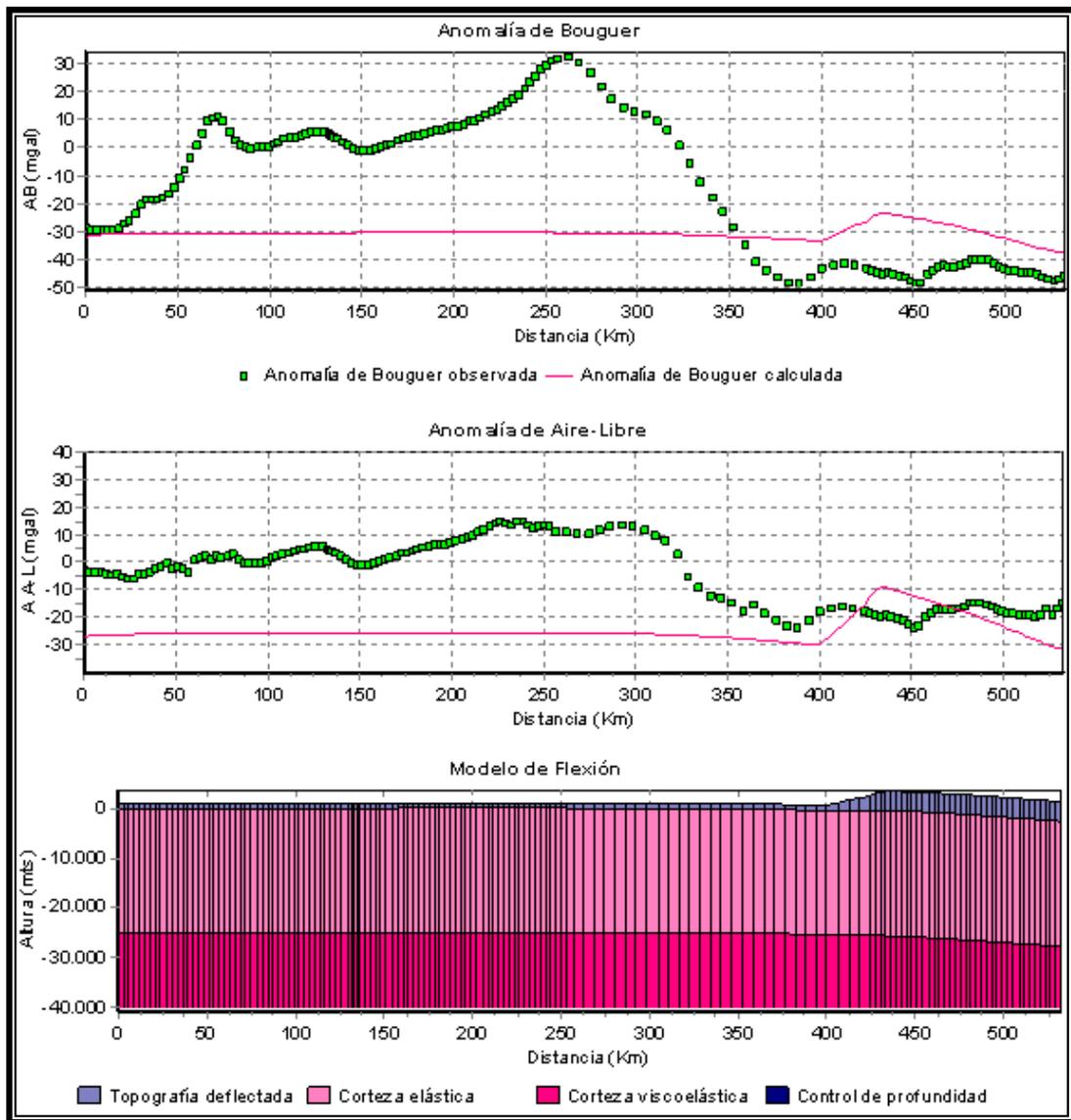


Figura 4.7 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite falla de Oca-Ancón. Perfil N65W.

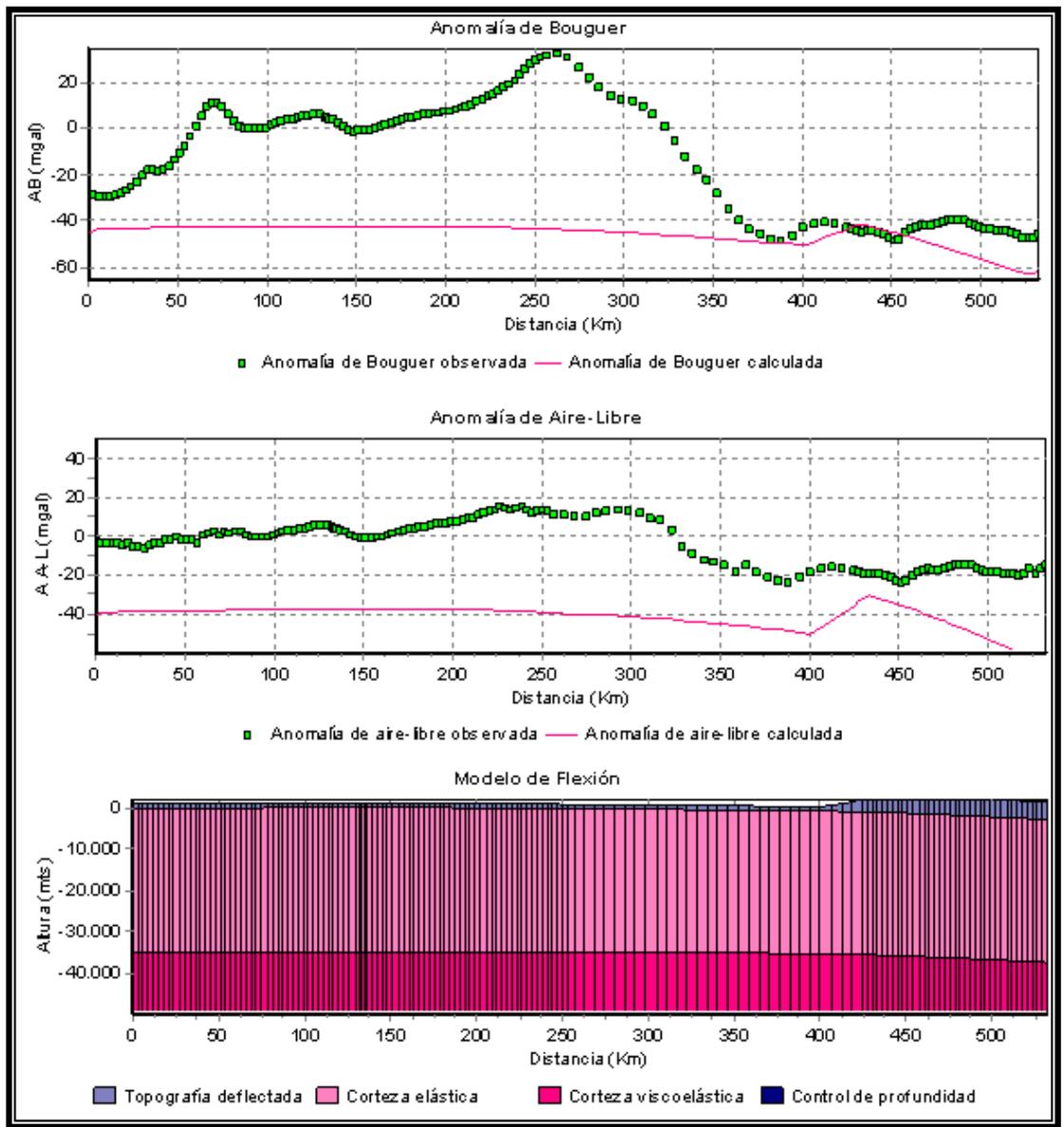


Figura 4.8 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite falla de Oca-Ancón. Perfil N65W.

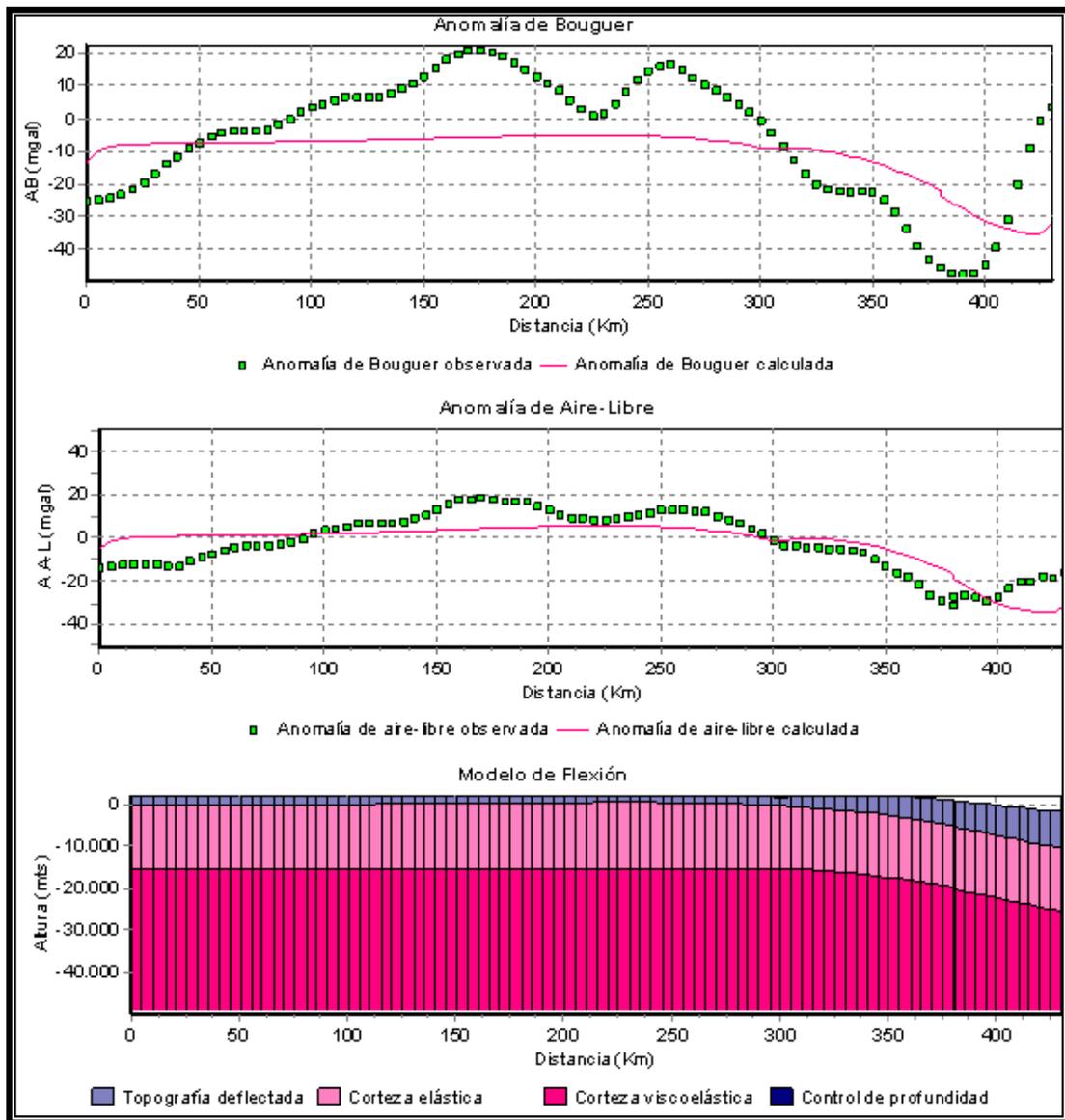


Figura 4.9. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite falla de San Sebastián. Perfil N15W.

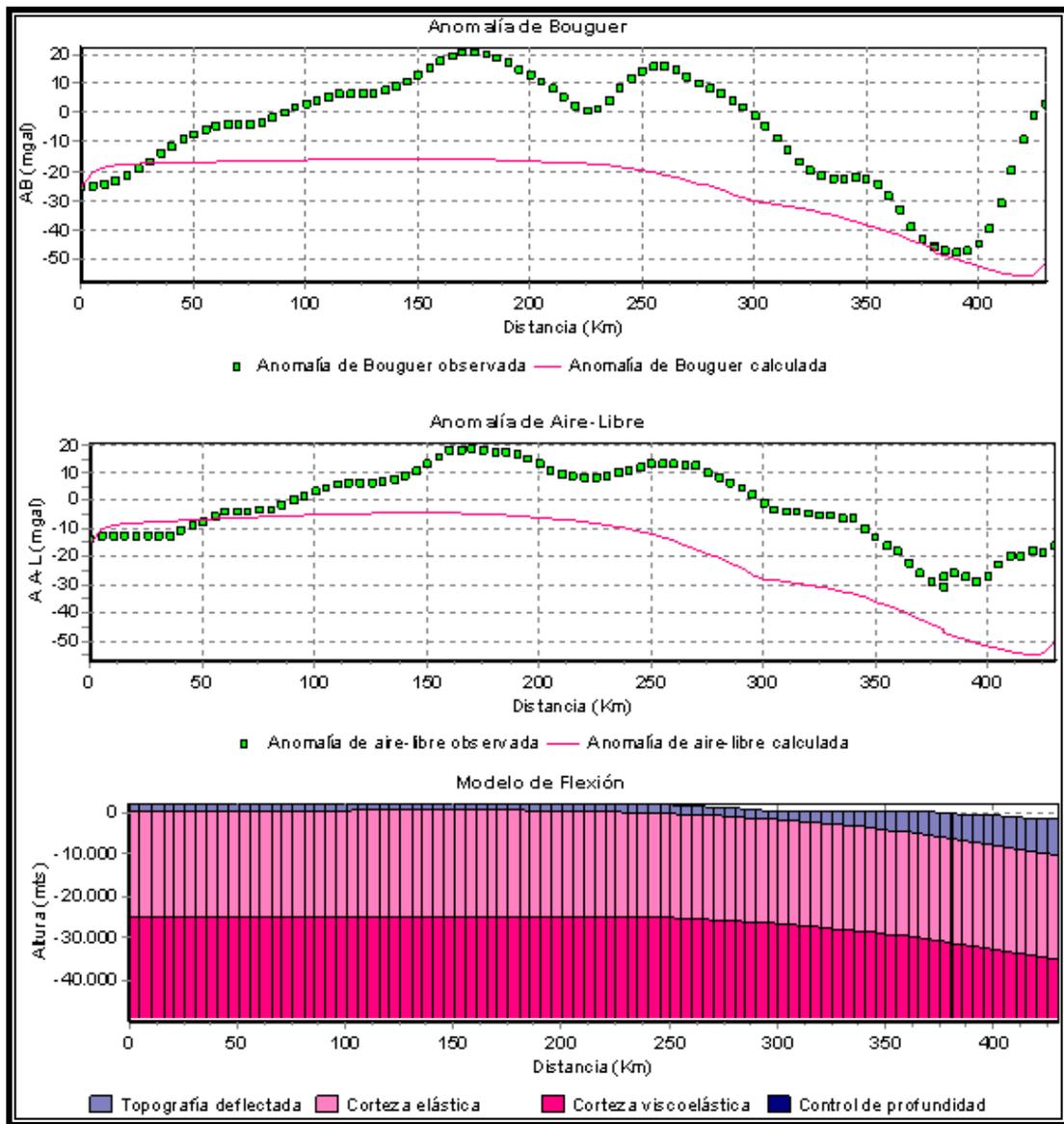


Figura 4.10 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite falla de San Sebastián. Perfil N15W.

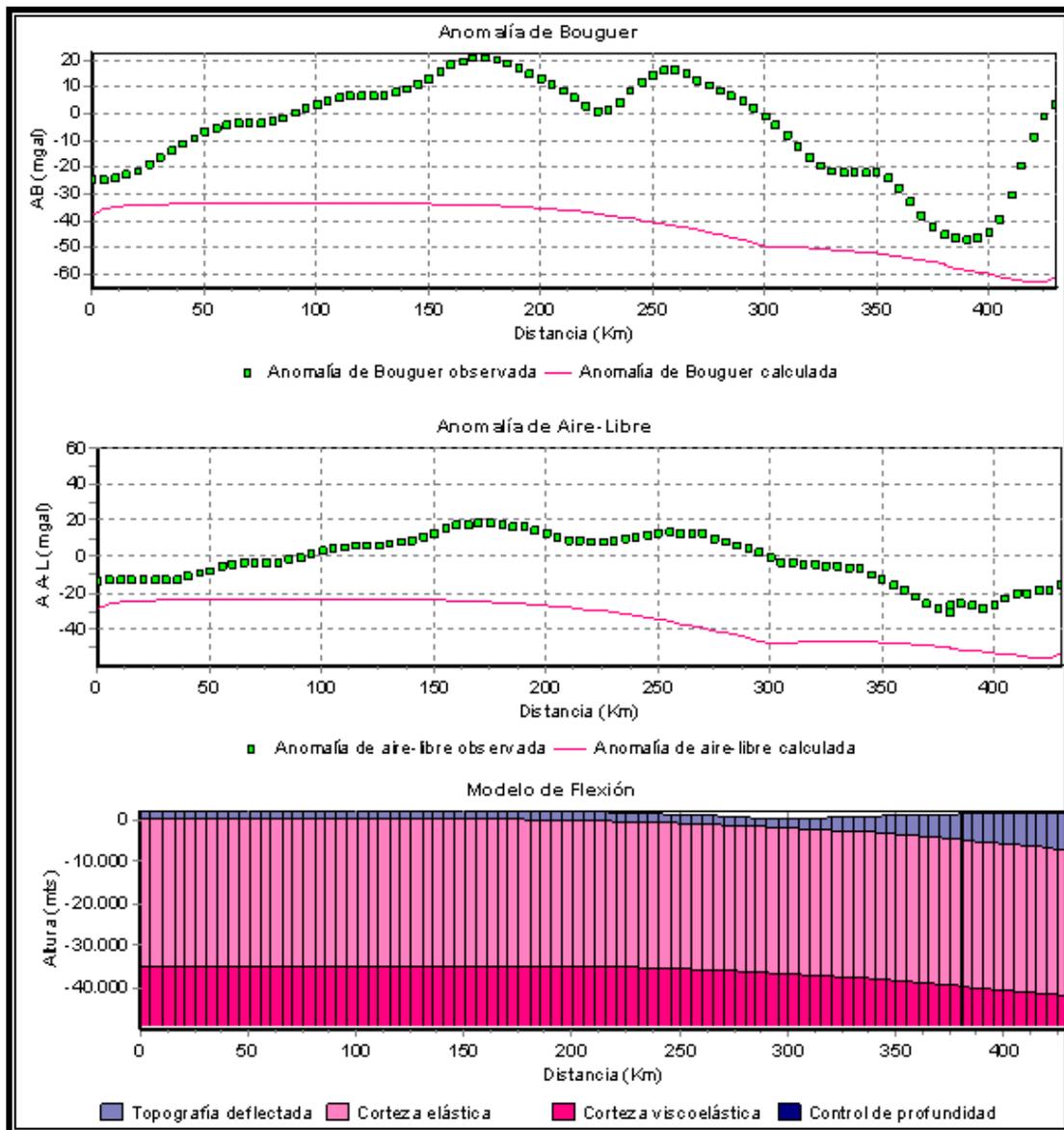


Figura 4.11 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite falla de San Sebastián. Perfil N15W.

Los resultados obtenidos de los modelos referidos tanto al límite de la Falla de San Sebastián para el perfil N15W como al límite de la falla de Oca-Ancón para el perfil N65W, se muestran a continuación en las figuras 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10 y 4.11. Estos perfiles tienen una longitud aproximada de 430 y 532 km. respectivamente y se observa que al considerar el efecto de la topografía como cargas superficiales que se le asocian a la Cordillera de la Costa y Andina así como también la Serranía del Interior Occidental, esta muestra no ser suficiente para desarrollar el grado de flexión apropiado que ajuste las curvas de anomalías gravimétricas observadas con las calculadas por el programa.

Los modelos cuyo límite asociado es el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), comprenden desde la figura 4.12 hasta la 4.17, tienen una longitud aproximada de 643 km y 620 km se obtuvieron nuevamente comportamientos flexurales parecidos para ambos perfiles (N65W y N15W), además de que la carga superficial corresponde no sólo a la topografía presente y cargas supracorticales la cual está representada por el Bloque Bonaire (corteza de transición que se encuentra entre la litosfera continental de Suramérica) y alguna porción de corteza oceánica Caribe.

Una vez más se aprecia que a pesar de la carga aplicada la cual es relativamente grande, resulta insuficiente para reproducir las anomalías de gravedad como en los modelos anteriores, no reproducen la cupla gravimétrica esperada.

Finalmente, se observa que los modelos en donde la deflexión pronunciada con espesor elástico de 15 Km no permite un ajuste adecuado del nodo de flexión, lo que permite ultimar que espesores elásticos inferiores a 25 km. no son apropiados para reproducir las características del área considerada; además que en ninguno de los modelos se aprecia la cupla gravimétrica característica de zonas de flexión litosférica, generando así como condición necesaria la presencia de cargas intracorticales para poder obtener un buen ajuste con las anomalías de gravedad observadas.

En vista de todos estos resultados, se corrobora 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.

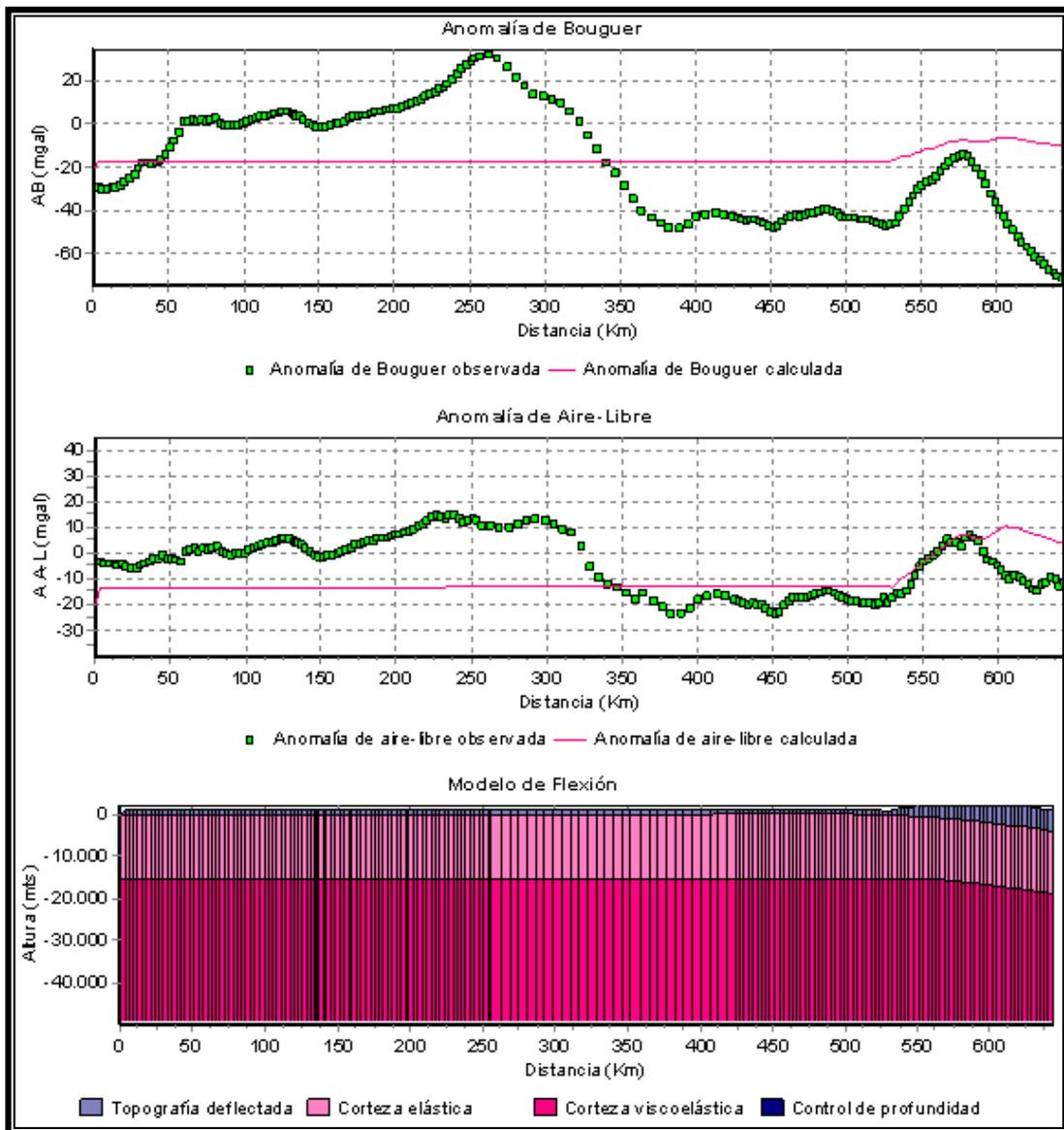


Figura 4.12 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.

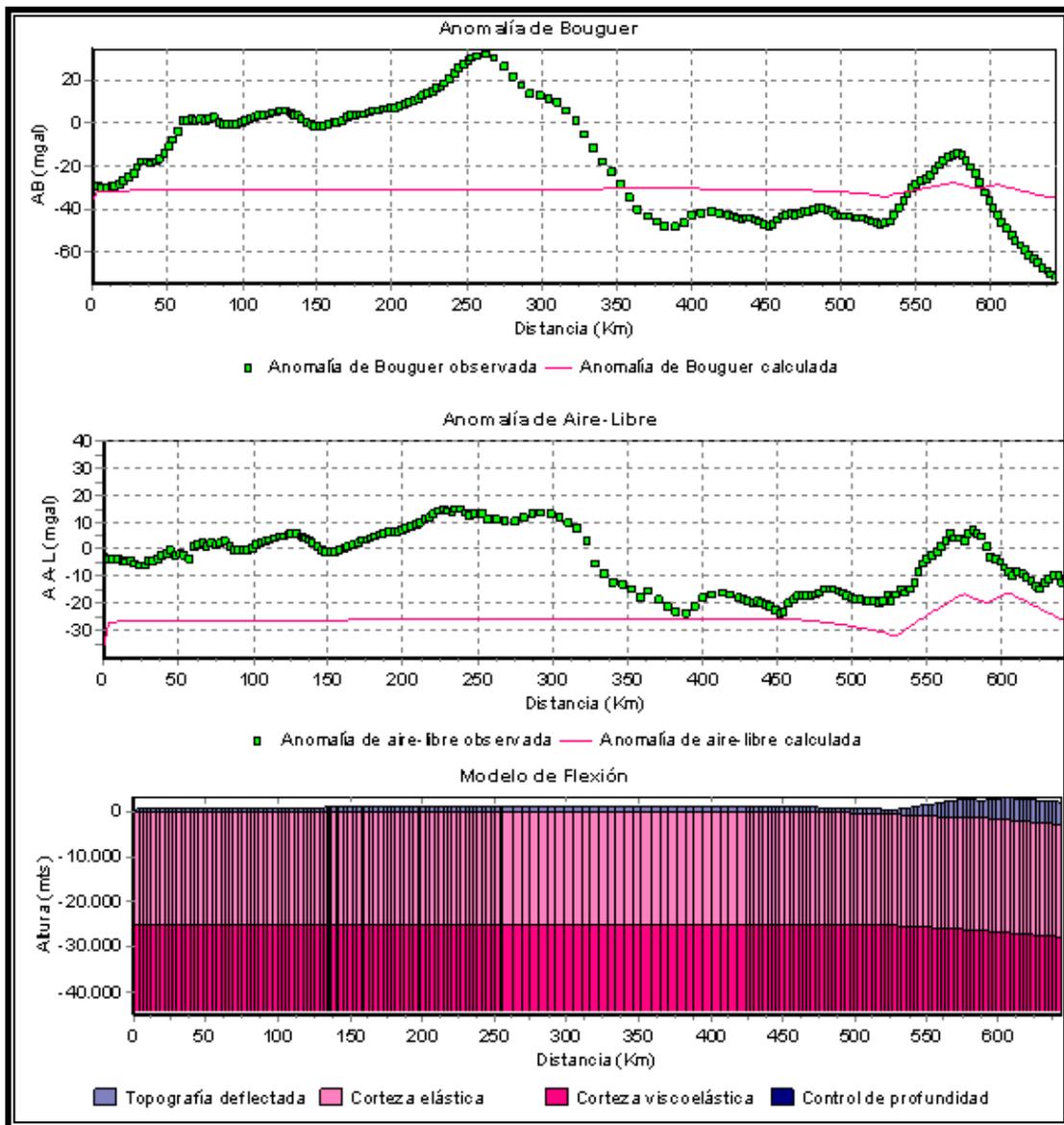


Figura 4.13 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.

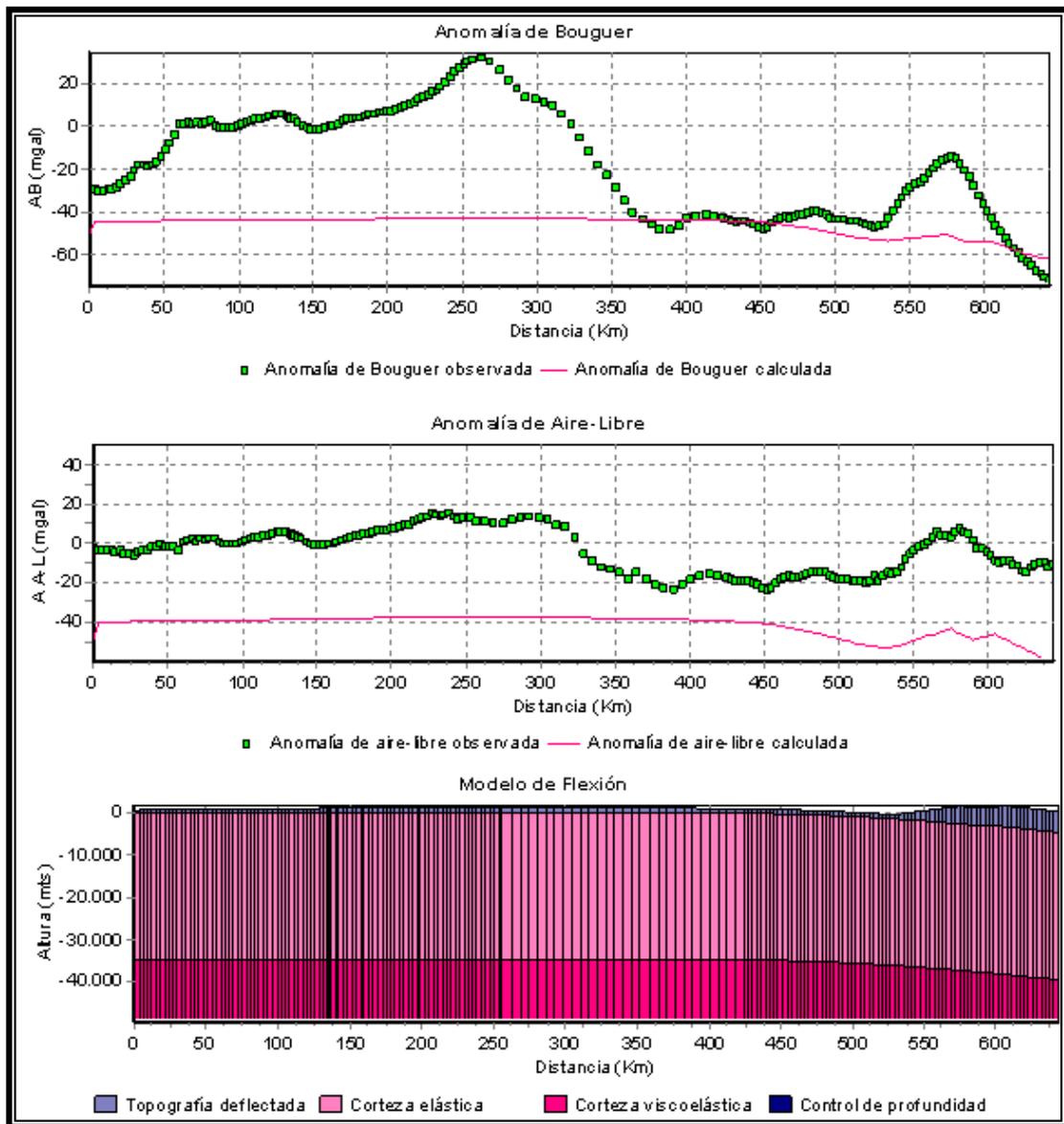


Figura 4.14 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.

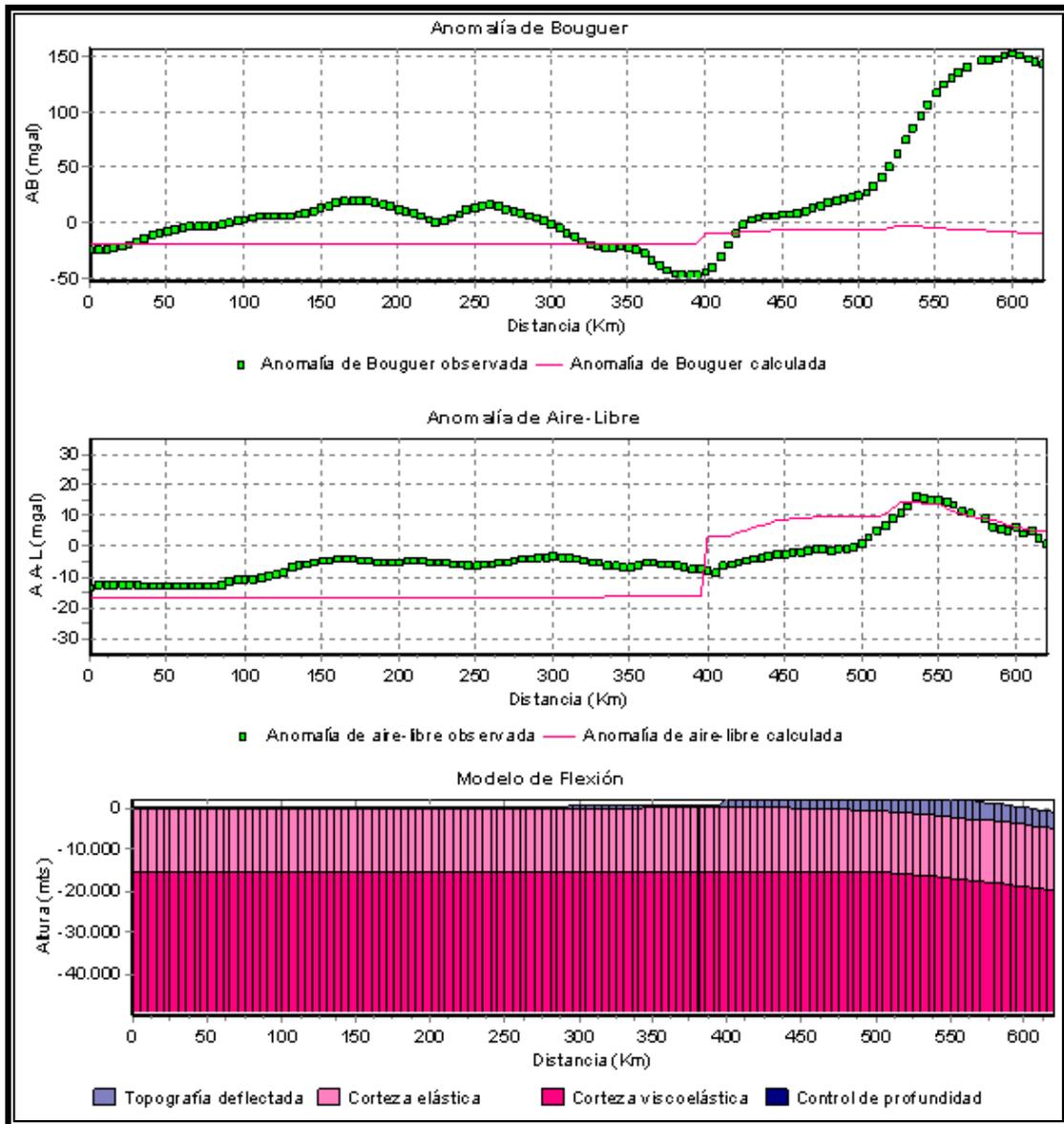


Figura 4.15 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.

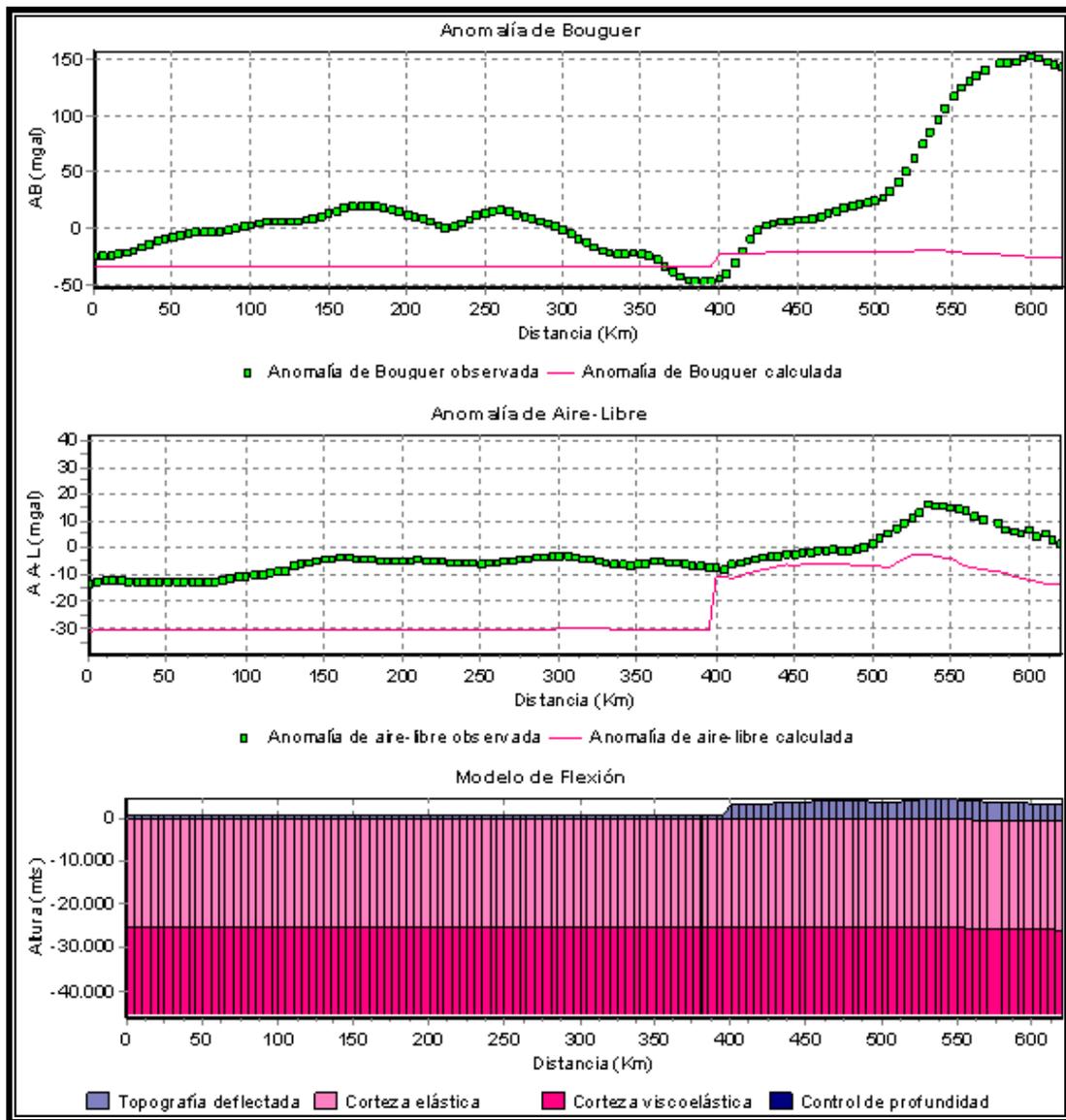


Figura 4.16 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.

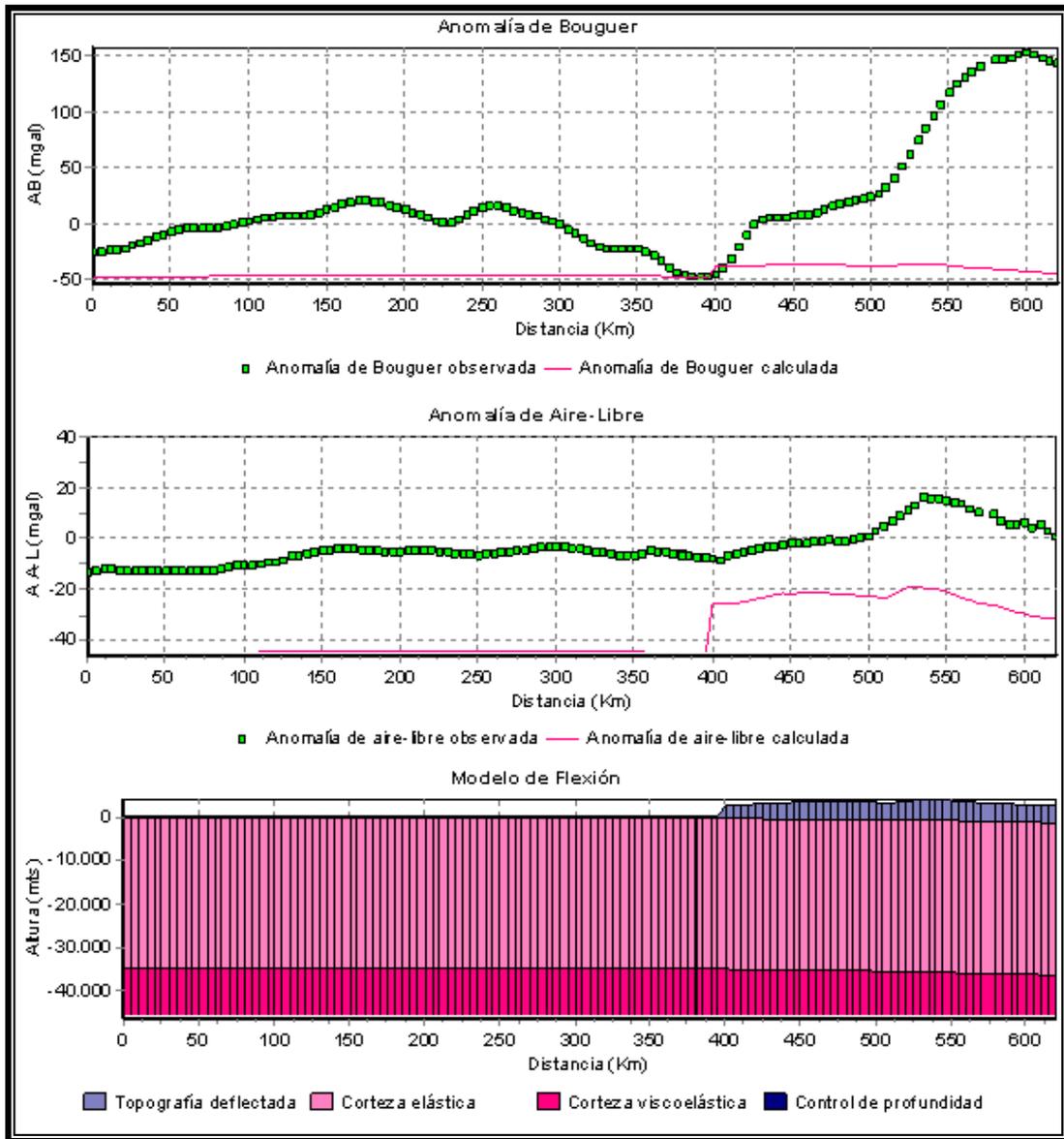


Figura 4.17 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km.

Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.

4.5.- ESTIMACIÓN Y EFECTOS DE CARGAS INTRACORTICALES

Una vez realizado las pruebas para demostrar que a partir del proceso de modelado por flexión considerando solamente las cargas supracorticales son insuficientes para generar el efecto de flexión y lograr un buen ajuste de las anomalías gravimétricas, fue necesario tomar en cuenta el efecto que ejercen las cargas intracorticales.

Bien es sabido que el proceso de la sustitución de una porción de material de la corteza continental por una carga cuya densidad es similar a la del manto, basado en procesos termales que originan un adelgazamiento cortical y que ocurren entre la base de la corteza y el manto, logrando aumentar el contraste de densidades el cual simula desde el punto de vista teórico, una adición de una carga sobre la placa ayudándola a flexionarla más.

Para esta fase, se mantuvieron los mismos parámetros que en los modelos anteriores, en cuanto a los límites y espesores elásticos. De esta manera se realizaron las pruebas con espesores elásticos de 15, 25 y 35 Km, en donde a partir de éstas se seleccionó un espesor de 25 km puesto que reflejó el mejor ajuste tanto a nivel de la deflexión como en la respuesta gravimétrica.

En forma generalizada, el modelado por flexión en la región Nor-occidental de Venezuela, por medio de los perfiles N65W y N15W, muestran resultados concordantes a los obtenidos por Rodríguez (1986) para la región Oriental, Ughi

(2004), Reyes (2004) en la región central de Venezuela y Garzón (2007) para la zona aledaña.

De esta manera, después del proceso de análisis flexural, por medio de la aplicación de cargas supracorticales e intracorticales, se postulan los siguientes modelos de flexión litosférica correspondientes a la región de estudio, el cual se encuentran representados por los perfiles N65W y N15W en las figuras 4.18, 4.19, 4.20 y 4.21.

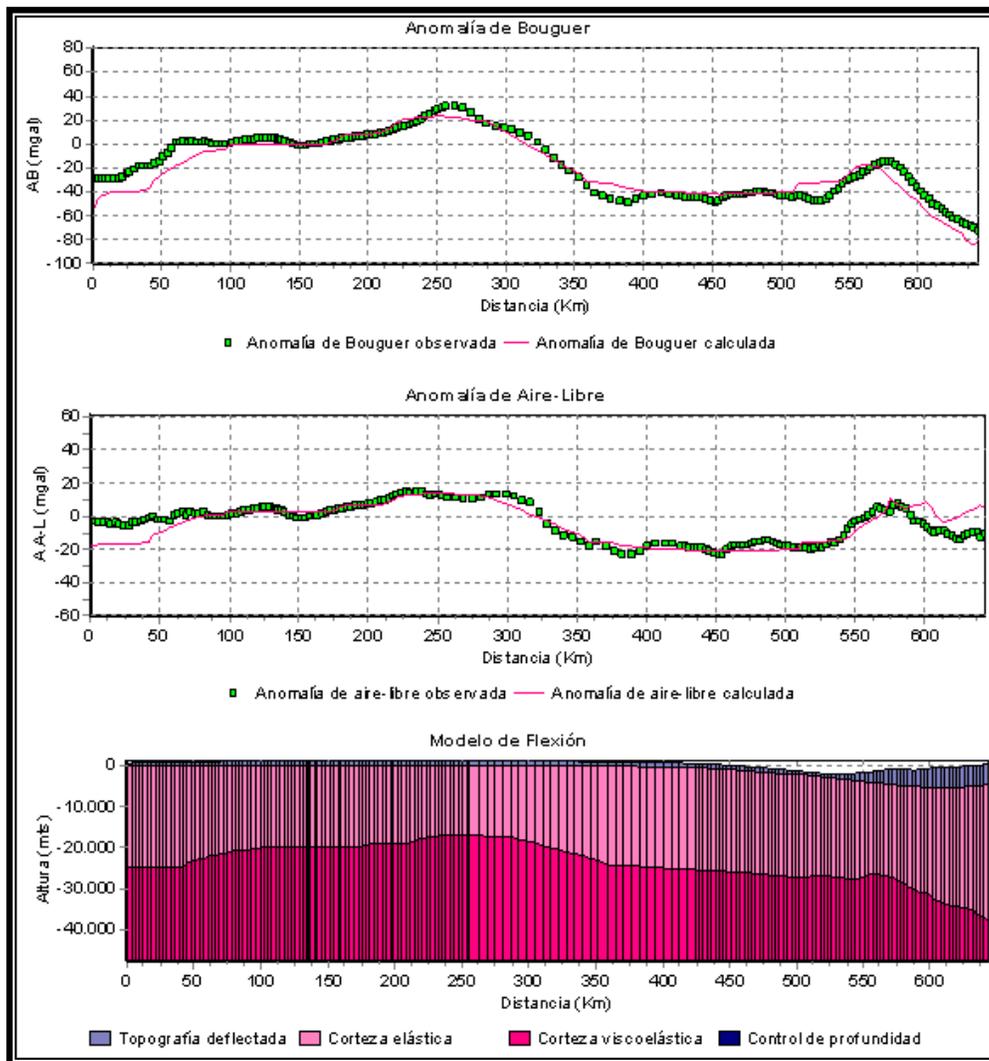


Figura 4.18 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.

Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.

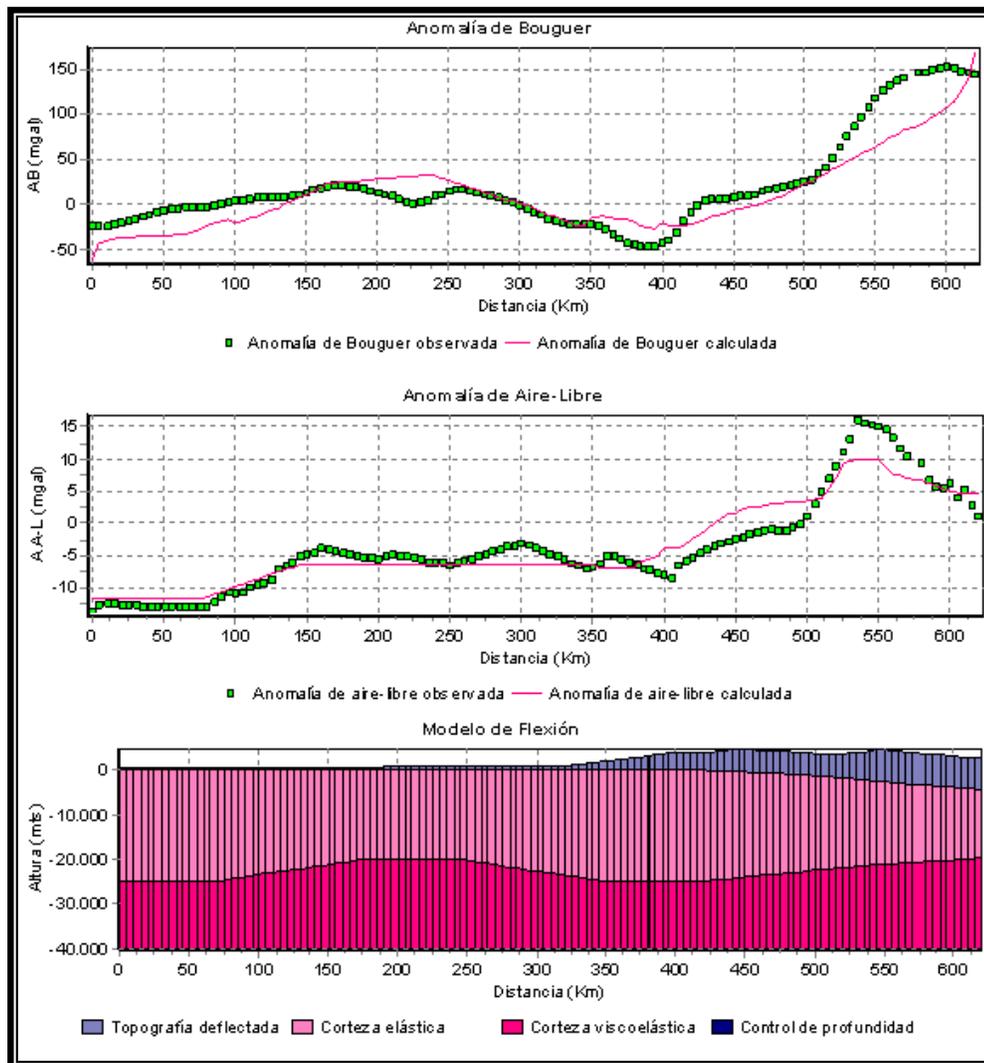


Figura 4.19 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.

Límite Cinturón deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.

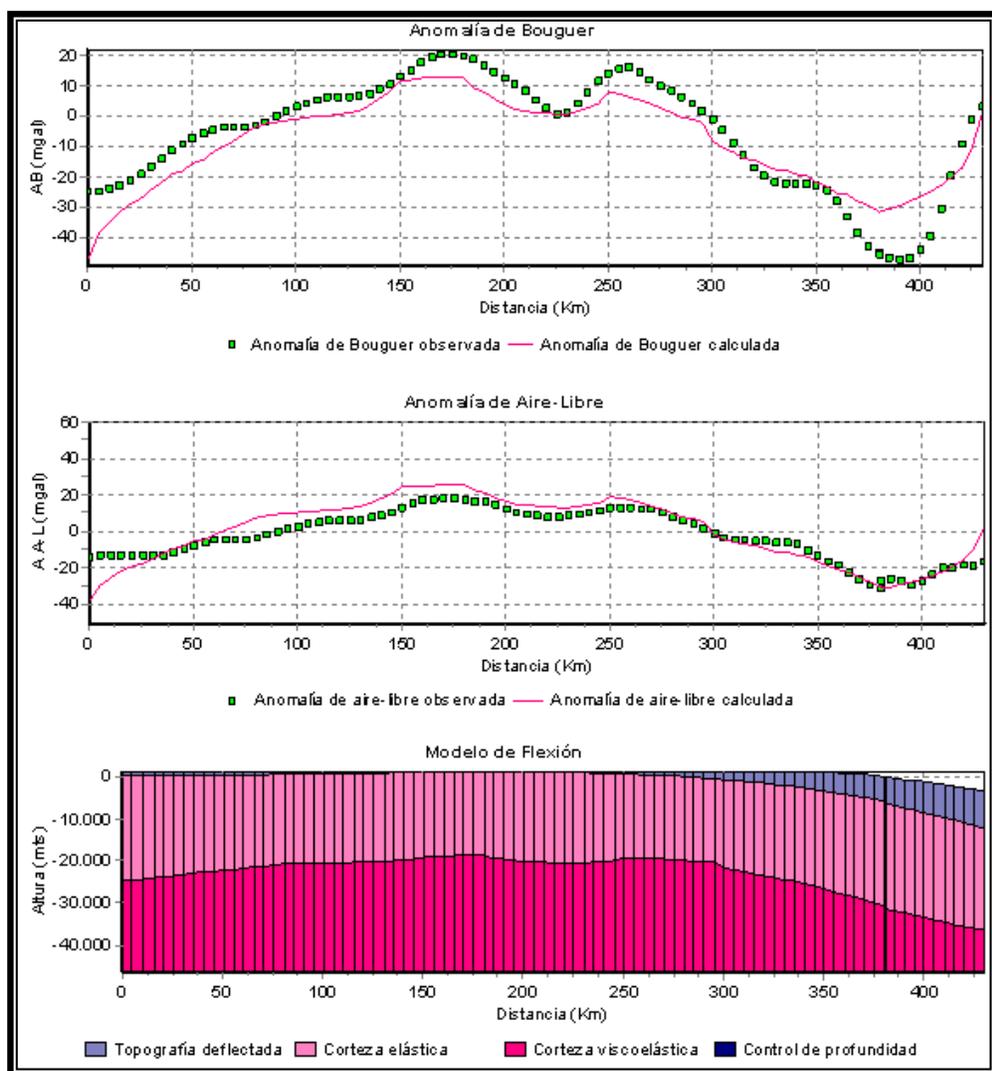


Figura 4.20 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km. Límite falla de San Sebastián. Perfil N15W.

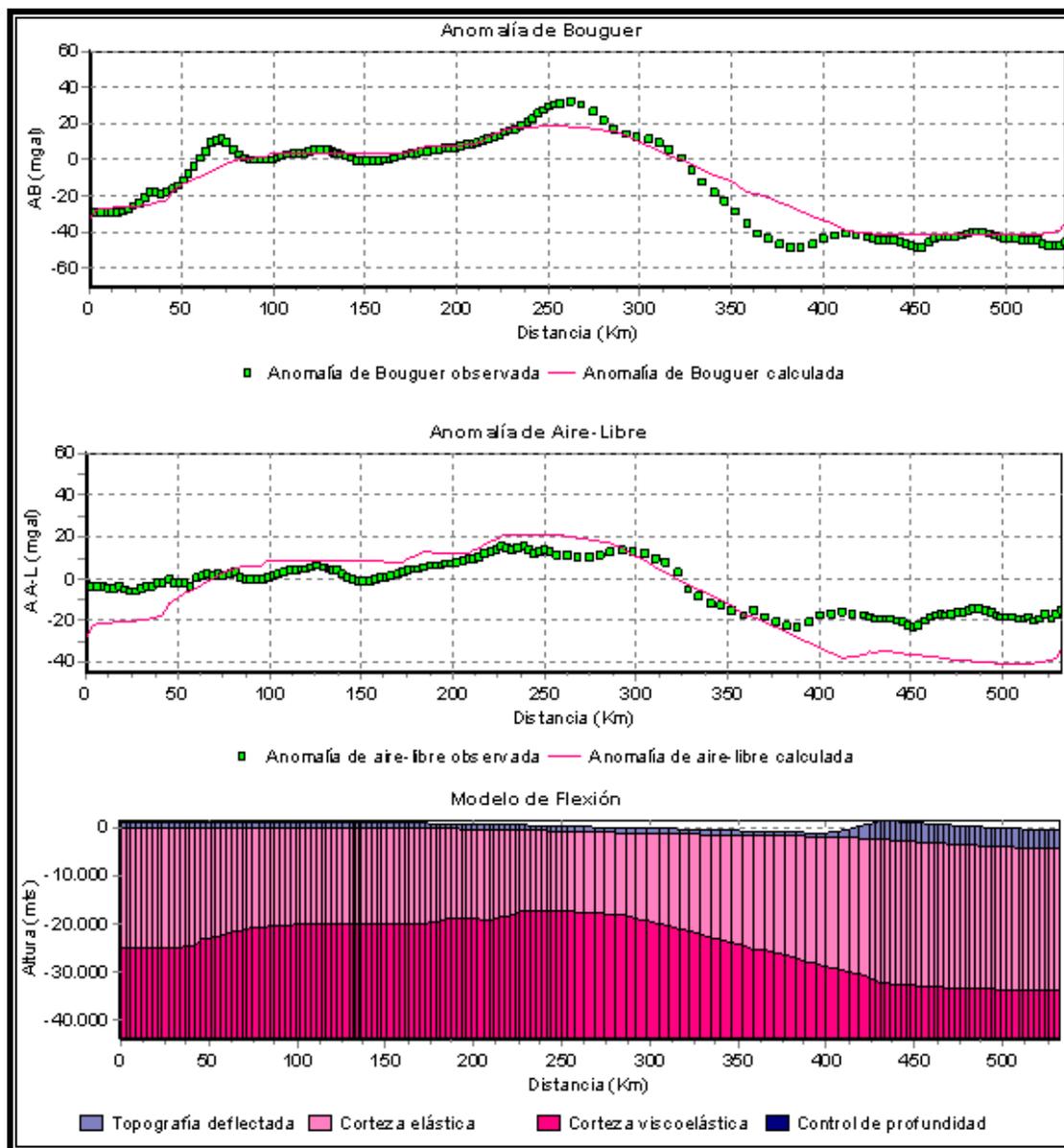


Figura 4.21 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=25$ Km.

Límite falla Oca-Ancón. Perfil N65W.

4.6.- LIMITE FALLA DE SAN SEBASTIÁN Y OCA-ANCON

El modelo para este límite corresponde al perfil N15W, que se muestra en la figura 4.20. Se puede observar como la geometría de la flexión influye de cierto modo la forma de la anomalía de Bouguer y la anomalía de Aire Libre también es influenciada por la topografía. 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 y tanto al principio como al final del perfil no se muestra buena correspondencia de las curvas de anomalías de Bouguer posiblemente a que el programa de flexión resalta o aumenta las pequeñas variaciones en las curva de AB y por ende se dificulta ajustarla completamente.

Adicionalmente, se aprecia un adelgazamiento en la zona central del modelo, permitiendo ajustar la anomalía de Bouguer. Es decir, que debido a que la carga supracortical es insuficiente para lograr el ajuste, este adelgazamiento de la corteza por introducción de cargas en el subsuelo influye de manera significativa a la deflexión y al ajuste de las anomalías de gravedad.

El modelo correspondiente al perfil 65W cuyo límite pautado es la falla de Oca – Ancón se muestra en la figura 4.21. Se puede observar del mismo modo que los modelos anteriores como la geometría de la flexión afecta la forma de la anomalía de Bouguer. No obstante, se observa un buen ajuste para las anomalías de Bouguer debido al adelgazamiento cortical en la parte central del perfil y como se refleja un

mínimo gravimétrico hacia la parte norte correspondiendo a la geometría del basamento.

4.7.- LIMITE CINTURON DEFORMADO DEL CARIBE SUR

Para los perfiles N65W y N15W, considerando como límites el CDCS, se observa a simple vista que ambos perfiles poseen cierto parecido en lo relativo a la tendencia del adelgazamiento cortical planteado. De igual forma, se aprecia como la flexión controla la forma de la anomalía de Bouguer un tanto más para el perfil N65W (figura 4.18) que para el perfil N15W; adicionalmente se muestra una mejor correspondencia de las curvas de Aire Libre calculadas con las observadas. Estos modelos propuestos 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.

Se observan en los modelos dos adelgazamientos corticales asociado a cargas intracorticales, el primero se ubica hacia el sur del perfil y el segundo se aprecia hacia el norte, contribuyendo en uno de los perfiles al aumento de la anomalía de gravedad en dirección norte y a la disminución de la anomalía en la misma dirección para el otro perfil.

Para el modelo correspondiente al perfil N15W (figura 4.19), se puede observar claramente, como se manifiesta de manera satisfactoria la cupla gravimétrica, reflejando el mínimo gravimétrico asociado a una profundización del

basamento y un máximo atribuido a las cargas impuestas sobre la corteza en la zona norte, coincidiendo con las descripciones hechas por Karner y Watts (1983).

De igual forma estos indicios soportan la hipótesis referida al Cinturón Deformado del Caribe Sur como límite de placa más probable entre la Placa Suramericana y la Placa Caribe, en donde los modelos guardan coherencia con los propuestos por Ughi et al, (2004) para la región central y Garzón (2007), los cuales muestran un espesor elástico de 25 Km, y señalan al Cinturón Deformado del Caribe Sur como límite de placa.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

A partir del modelado estructural por medio del análisis de flexión de placas en la región Nor-occidental de Venezuela se puede concluir lo siguiente:

En referencia con la prolongación de la lamina de subducción de la placa Caribe por debajo de la placa suramericana mediante el modelado gravimétrico bidimensional, se concluye que los modelos propuestos de subducción somera expresan un buen ajuste, de tal forma que estos resultados sustentan los trabajos que fueron obtenidos por Rodríguez y Sousa (2003) y Garzón (2007).

Se observó, para la discontinuidad de Mohorovicic una tendencia creciente de su profundidad de norte a sur; concordando con los trabajos de Garzón (2007), Quinteros (2007), Ughi et al., (2004) y con los resultados obtenidos por Schmitz et al., (2005) y Bezada (2005). Adicionalmente, se observó un leve adelgazamiento cortical hacia la parte sur de los perfiles, en las cercanías del alto de El Baúl, coincidiendo con la propuesta reciente de Dinis et al. (2008).

Por medio del análisis espectral se estimaron las profundidades de las posibles fuentes generadoras de las anomalías gravimétricas, de aproximadamente 25, 13 y 6 km. asociados al adelgazamiento cortical en la parte norte de los perfiles, las cargas supracorticales como el Cinturón de Corrimientos o las Napas de Lara y la cobertura sedimentaria presente en buena parte de los perfiles.

A través de la estimación de profundidades por la deconvolución de Euler se determinaron fuentes con profundidades máximas comprendidas entre 9 y 15 km.

En función de las anomalías gravimétricas observadas y calculadas en el modelo de flexión, reflejando un buen ajuste, se postula al Cinturón Deformado del Caribe Sur como límite de placa más probable entre la Placa Caribe y Suramérica.

La aplicación de cargas supracorticales e intracorticales y su correspondiente respuesta flexural se le atribuye a que el espesor elástico de 25 km es el que mejor se ajusta a los modelos propuestos.

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, concordando con las descripciones hechas por Karner y Watts (1983).

RECOMENDACIONES

En aras de contribuir con el entendimiento de los procesos tectónicos en la región caribeña, es recomendable continuar con estas investigaciones en relación al comportamiento flexural de la corteza, tomando en cuenta el área desde Falcón hasta Maracaibo y complementarla con otros métodos geofísicos como la sísmica profunda.

Igualmente se sugiere la optimización del algoritmo del programa de flexión “GRAFLEX.EXE”, al introducir rutinas que consideren con mayor exactitud las semejanzas de factores o variables que intervienen en este tipo de procesos tectónicos.

**BIBLIOGRAFÍA Y
REFERENCIAS
CITADAS**

- ALLEN y ALLEN (1990) Basin analysis principles and applications. Blackwell Science, 451 p.
- AUDEMARD, F. (1991) Tectonics of Western Venezuela: Rice University. Tesis Doctoral. Houston-Texas, 245p.
- AUDEMARD, F. (1993) Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nordouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón). Tesis doctoral, Universidad de Montpellier II. 369 p.
- AUDEMARD, F. (1995) Evolution Geodynamique de la Façade Nord Sudamericaine: Nouveaux Ápports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Venezuela. XIV Caribbean geological Conference, Port of Spain, Trinidad.
- AUDEMARD, F. (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., y F. AUDEMARD (2002) Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. Tectonophysics, 345: 299-327.
- BECK, C. (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. (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.
- BELLIZZIA, A. y G. DENGO (1990) The Caribbean mountain system, northern South America. En: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), The geology of North America, Vol. H, The Caribbean Region. Geol Soc. Am., Boulder, Colorado, 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.

- 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.
- DIEBOLD, J. y N. DRISCOLL (1998) Deformation of the Caribbean Region: One plate or two?. *Geology*, Vol 26, Nro 11, p. 1043-1046.
- DON KISER, G. e I. BASS (1985) La reorientación del Arco del Baúl y su Importancia Económica. VI Congreso Geológico Venezolano, 5122 – 5135.
- DONNELLY, T. (1994) The Caribbean Sea Floor: in Donovan, K. and Jackson. T.A. (eds): *Caribbean Geology, and Introduction*, 41-64.
- DUNCAN, R y R. HARGRAVES (1984) Plate Tectonics of the Caribbean region in mantle reference frame: *Memoir of the Geological Society of America*, 162, 81–93.
- FEO – CODECIDO, G. (1972) Breves Ideas sobre la Estructura de la Falla de Oca, Venezuela. *Memorias*, VI Conferencia Geológica del Caribe, Caracas, 184 – 190.
- 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.

GARZON, Y. (2007) 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, Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

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., J. ITURRALDE y C. PICARD (1980) Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas; Ediciones Foninves, Caracas. V.1, 407p. y V.2, 624p.

GRASES, J. (1994) Venezuela. Amenazas Naturales: Terremotos, Maremotos, Huracanes, Caracas: Gráficas Monfort, 162 p.

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. (2002) A simple synthesis of Caribbean geology. [En red]. Disponible en:<http://www.searchanddiscovery.com/documents/2004/james/images/james.pdf>. [Consulta: 2008, marzo 2].

- KARNER, G. (1982) Spectral Representation of Isostatic Models. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 7: 55 – 62.
- KARNER, G. y A. WATTS (1983) Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges: *Journal of Geophysical Research*, 88: 10.449 – 10.477.
- LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, (1999) www.pdv.com/lexico. Petróleos de Venezuela, S.A. Compilado por: Ramón Almarza, 1998.
- LUGO, J. y P. MANN (1992) Colisión oblicua y formación de una cuenca foreland durante el Paleoceno Tardío al Eoceno Medio; Cuenca de Maracaibo, Venezuela. VIII Congr. Latinoamericano de Geología, Salamanca, Actas, 4, 60-64.
- 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. 177
- MARTÍNEZ, A., (1976) Cronología del Petróleo Venezolano. Foninves, Ed. Ciencia y Petróleo, Caracas, 349.
- MATTSON, P. (1984) Caribbean Strutural Breaks and Plate Movements. *Memoir- Geological Society of America*, 162: 131-159.

- MENÉNDEZ, V. (1966) Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. Boletín de Geología, Caracas, 8 (15): 116 – 139.
- MERCHAN, J. (2007) Inversión geoestadística de datos gravimétricos y magnéticos en tres dimensiones de la región noroccidental de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- MESCHÉDE, M. y W. FRISCH (1998) A Plate Tectonic Model for the Mesozoic and Cenozoic History of the Caribbean Plate: Tectonophysics, 296: 269-291.
- MOLNAR, P., y L. SYKES (1969) Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. Bulletin of the Geological Society of America. 80: 1639-1684.
- 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 Jurasico Medio-Paleogeno. Acta Científica Venezolana, 39, 427–436.
- OSTOS, M (1990) Evolución Tectónica del Margen Sur-Central del Caribe basados en Datos Geoquímicos. UCV, Geos (30): 1-294.
- 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. 180

- 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: 2007, agosto 28].
- PINDELL, J. y S. BARRET (1990) Geological Evolution of the Caribbean Region; a plate tectonic 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. (1994) Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean: in Donovan S.K. and Jackson, T. A. (eds.) Caribbean Geology: an introduction, University of the West Indies Publishers Association/University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, p. 13-39.
- 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.
- 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.

- QUINTEROS, C. (2007) Estudio del espesor de la corteza y caracterización de sus posibles discontinuidades en la región noroccidental de Venezuela a partir de funciones Receptoras. Trabajo especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- 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.
- RIOS, K. (2002) “Estimacion de espesores de sedimentos del Mesozoico en el graben de Espino a lo largo de dos transectos regionales en el area de Anaco, estado Anzoategui” . Trabajo Especial de Grado. Inedito. Universidad Central de Venezuela.
- 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.
- 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.
- 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 y M. JÁCOME (2005) Crustal thickness variations in northern Venezuela from deep seismic observations. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. Universitat de Barcelona.
- SCHUBERT, C. (1984) Los Terremotos en Venezuela y su Origen, Editorial Cuadernos Lagoven, 72p.
- SILVER, E. y J. CASE (1975) Geophysical Study of the Venezuelan borderland: Bulletin of the Geological Society of America, 86, 213 – 226.
- SOULAS, J. (1985) Neotectonica del flanco occidental de los Andes de Venezuela, entre 70°30' y 71°00' W (fallas de Bocono, Valera, Tuñame, Piñango y del Piedemonte). VI Congreso Geológico Venezolano, Memorias, 2687-2711.
- STEPHAN, J., B. MERCIER DE LEPINAY, E. CALAIS, M. TARDY , CH. BECK, J CARFANTAN, J. OLIVET, VILA, J. VILA, PH. BOUYASSE, A. MAUFFRET , J. BOURGOIS, J. THERY, J. TOURNON, R. BLANCHET, y J. DERCOURT (1990) Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. Bull. Soc. Géol. France, 6 (6): 915-919.
- STOCKMAL, G. Y C. BEAUMONT, (1986) Geodynamic Models of Convergent Margin Tectonics: transition from Rifted margin to Overthrust Belt and Consequences for Foreland-Basin Development: AAPG, 70(2), 181-190.

- SYKES, L., W.R. MCCANN y A. KAFKA (1982) Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for Earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research*, 87, 10656-10676.
- THOMPSON, D. (1982) Euldph: A new technique for making computerassisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47 (1): 31-37.
- 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.
- 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.
- 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.

APENDICES

APÉNDICE A:

Modelos de flexión de los perfiles N15W y N65W para espesores elásticos de 15 y 35 Km, para los límites correspondientes a la Falla de San Sebastián, Falla de Oca-Ancón y Cinturón Deformado del Caribe Sur, considerando cargas supra e intracorticales.

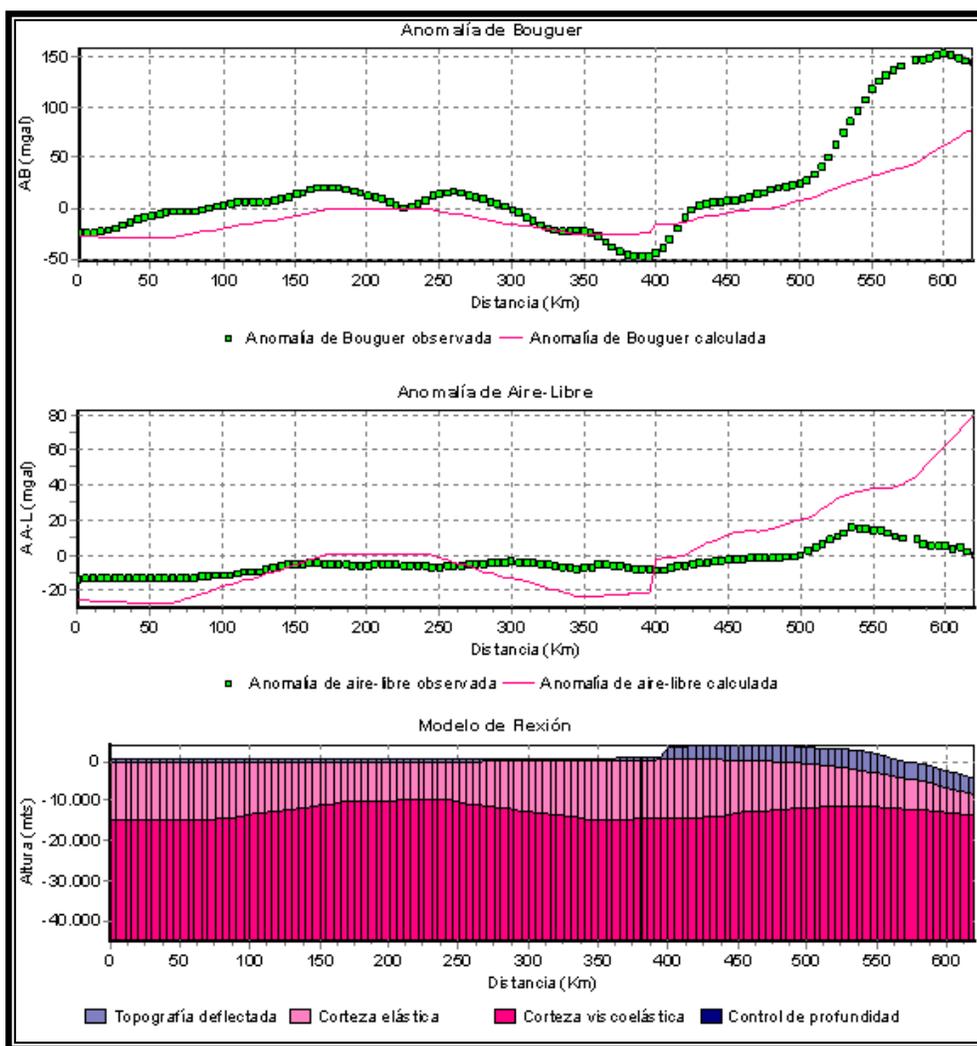


Figura A.1 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.

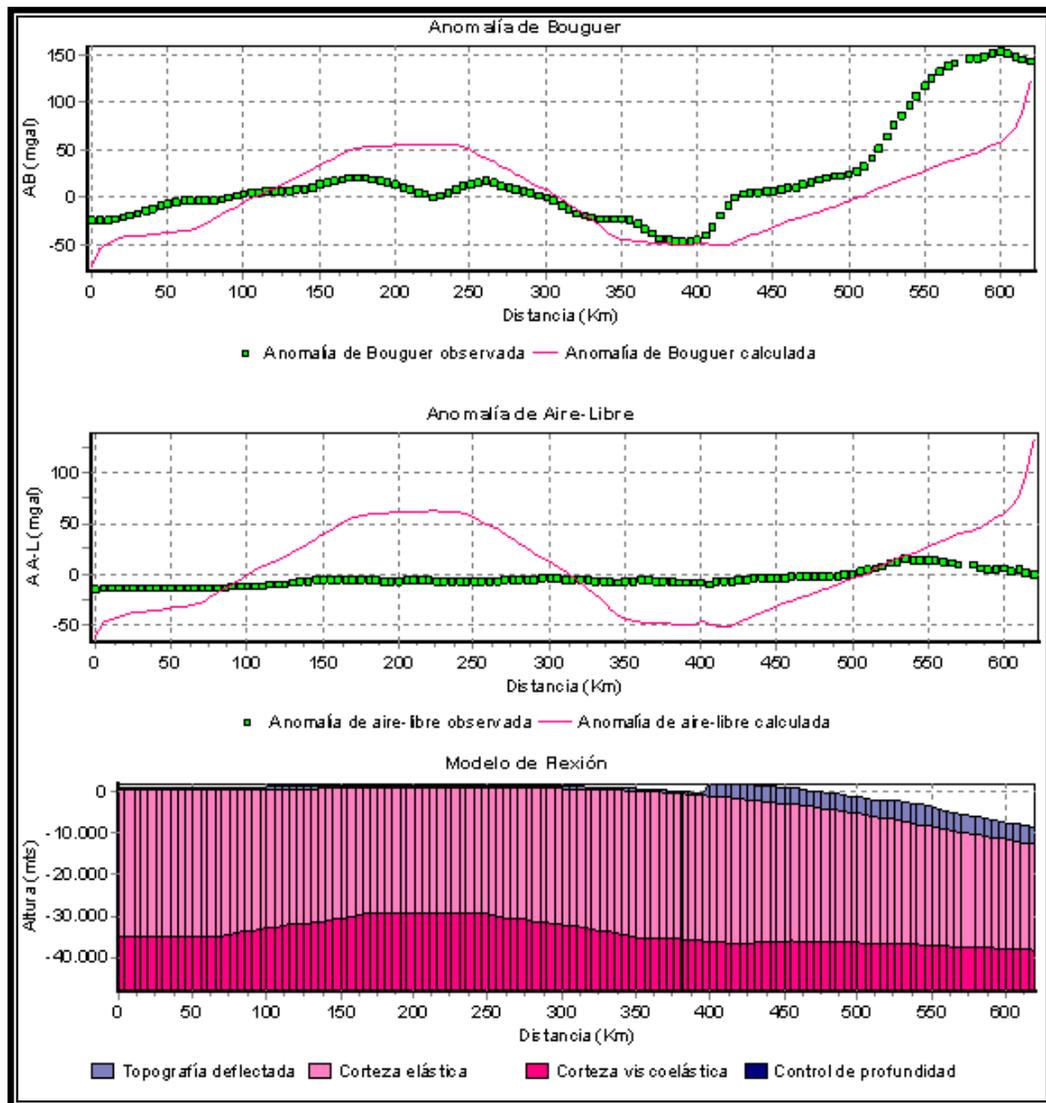


Figura A.2 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil N15W.

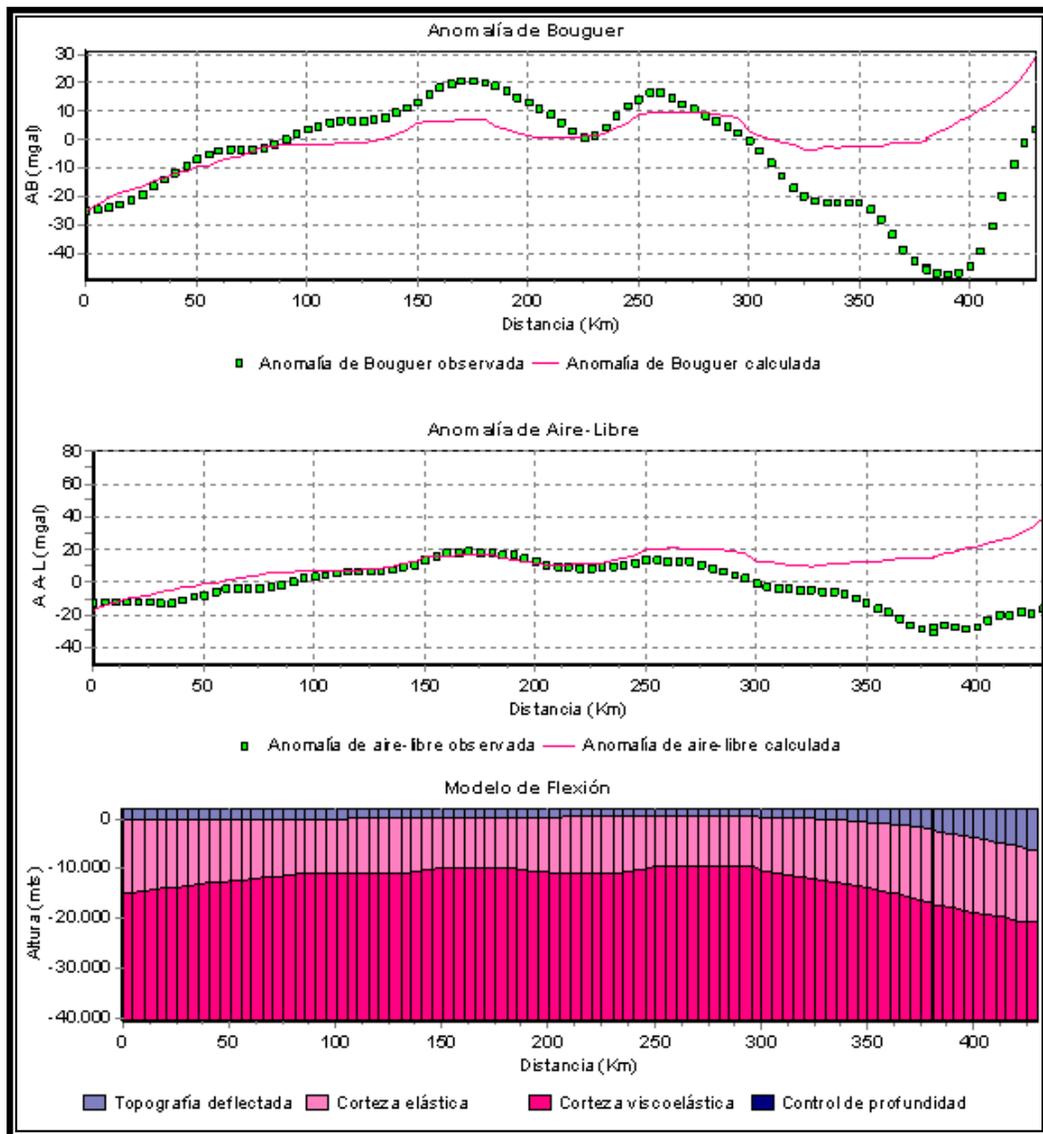


Figura A.3 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite de San Sebastián. Perfil N15W.

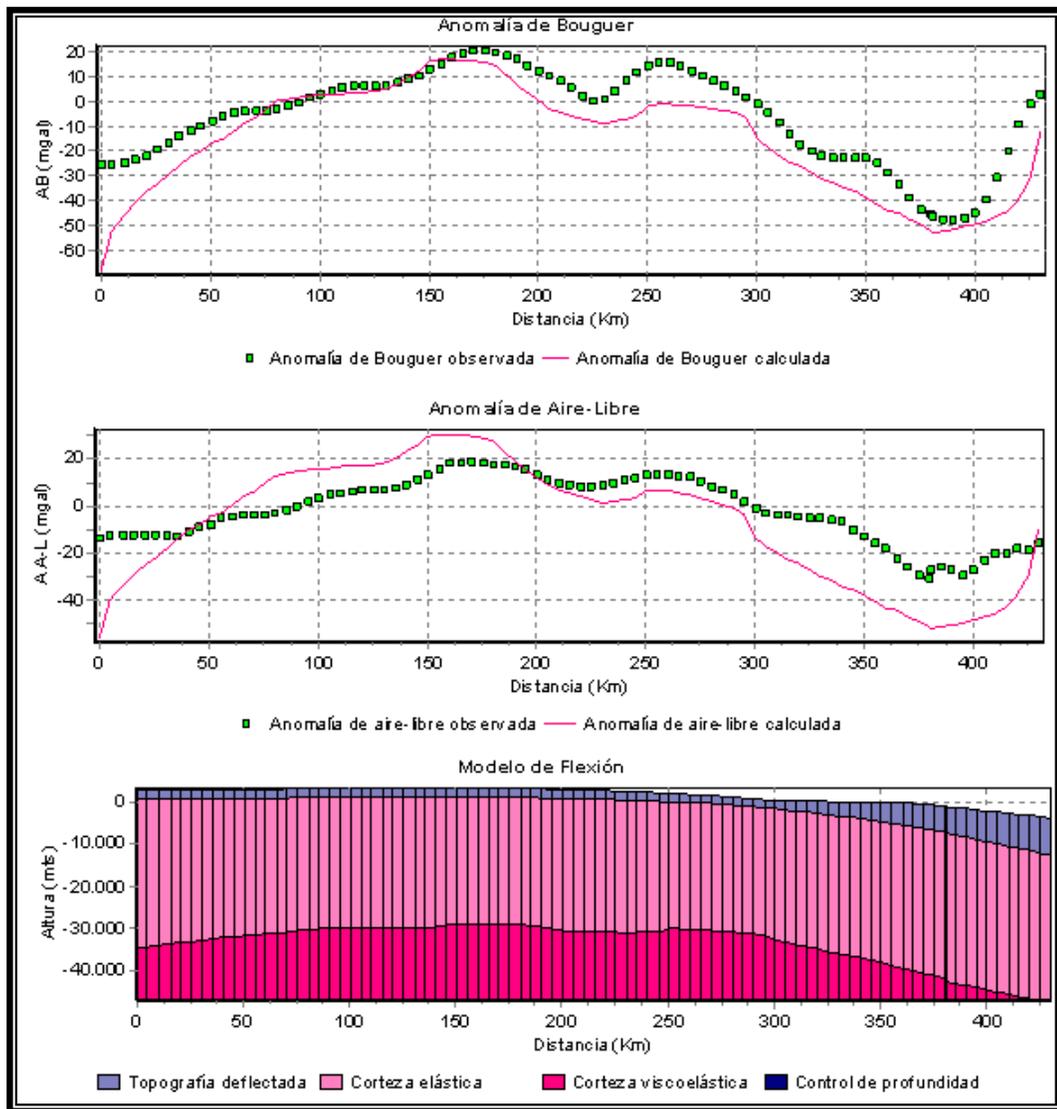


Figura A.4 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite de San Sebastián. Perfil N15W.

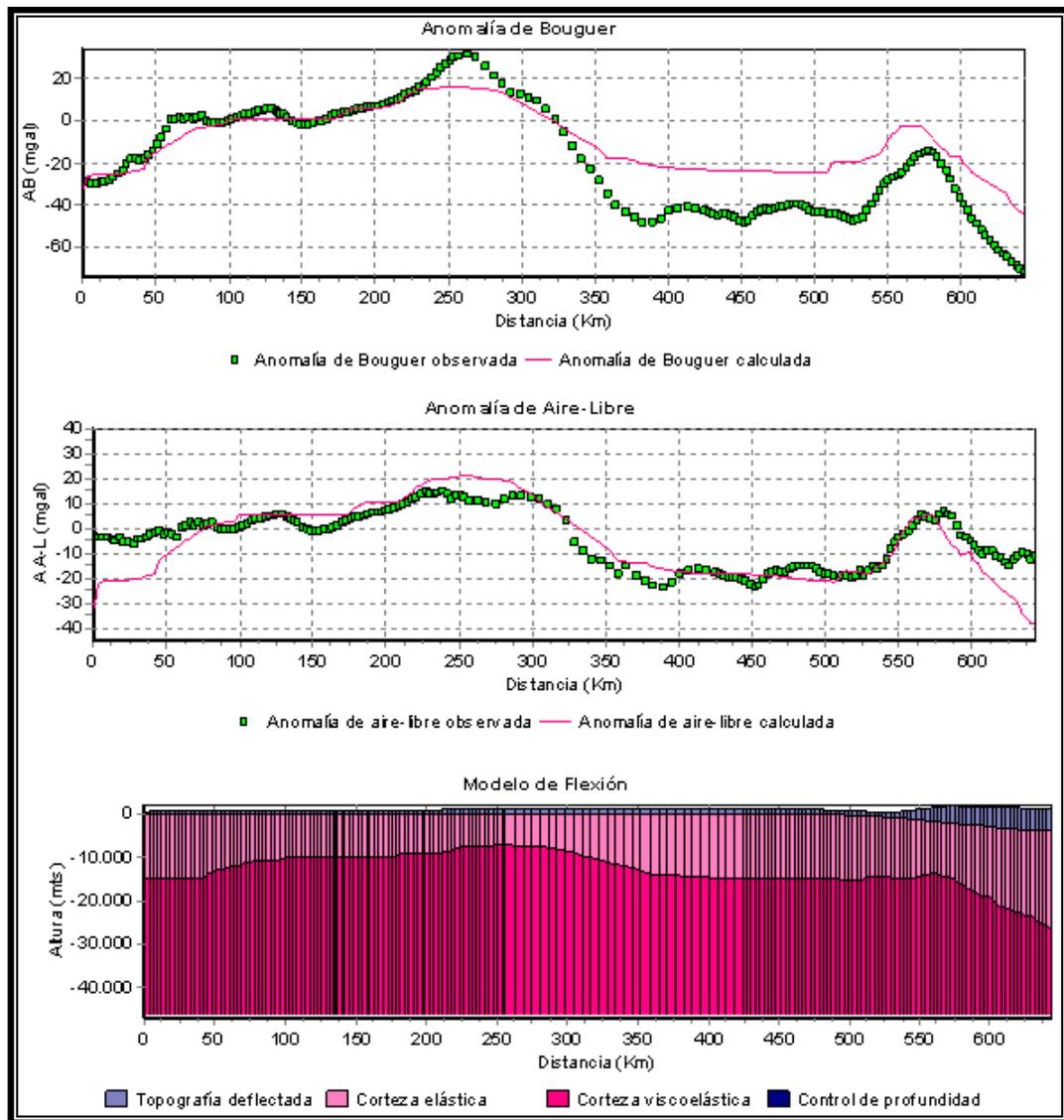


Figura A.5 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=15$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.

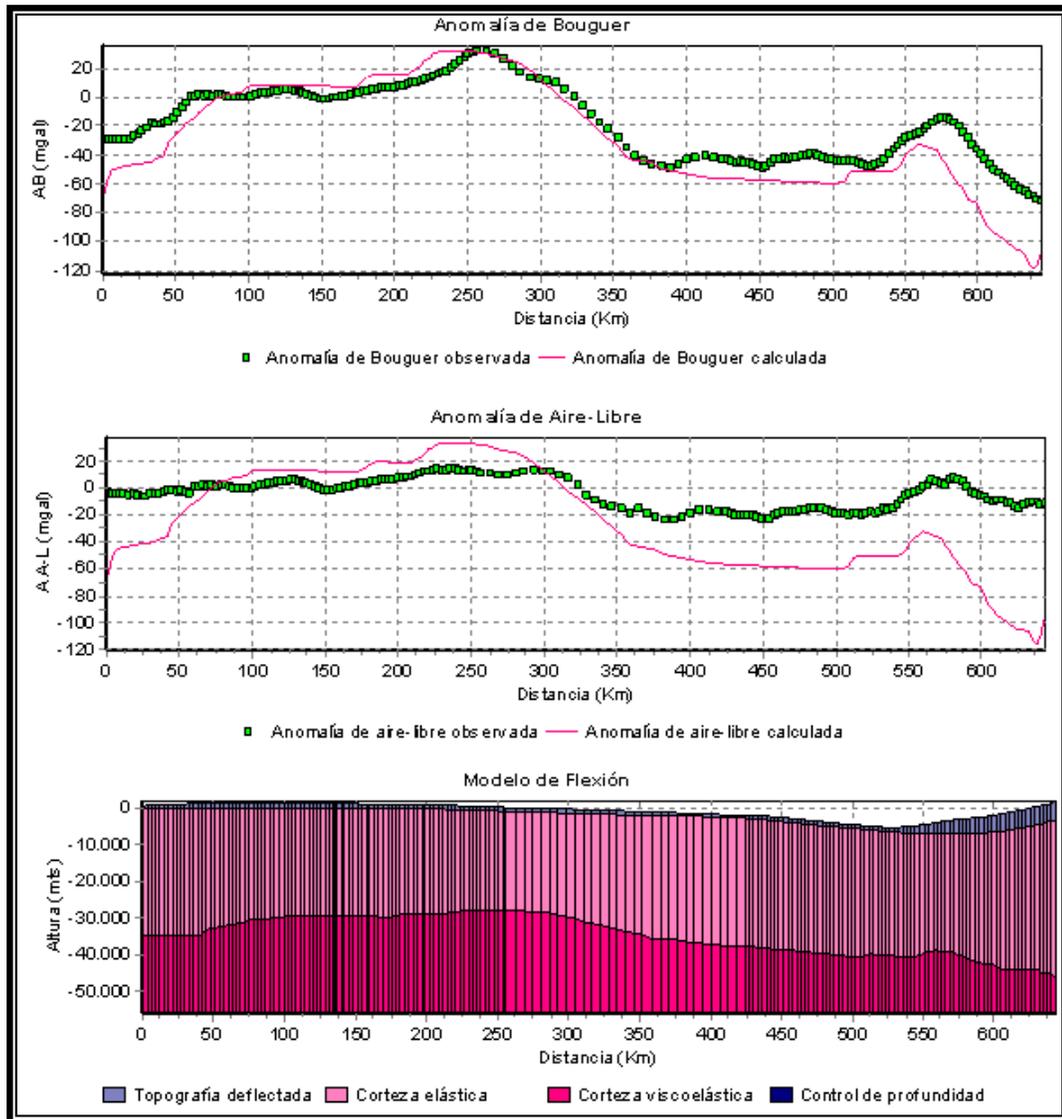


Figura A.6 Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada para un $T_e=35$ Km. Límite Cinturón Deformado del Caribe Sur. Perfil N65W.