TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELAJE GEOFÍSICO INTEGRADO DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA POR MEDIO DEL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS EN LA SECCIÓN 66º00'00''W

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Janckarlos Reyes

Caracas, mayo de 2002

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELAJE GEOFÍSICO INTEGRADO DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA POR MEDIO DEL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS EN LA SECCIÓN 66º00'00''W

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Inírida Rodríguez M.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Janckarlos Reyes

Caracas, mayo de 2002

A mis padres Vestalia y Marcelo
y a mis hermanos Carolina y Jarvi

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas que de una u otra forma me han brindado su ayuda incondicional no sólo en la realización de este trabajo especial, sino también a lo largo de mi carrera. A la profesora *Inírida Rodríguez M.* por su desempeño como profesor tutor de este trabajo especial, por compartir sus conocimientos y por la amistad que me ha brindado. A los profesores *Marcos Figueroa* y *Edixon Márquez*, quienes me brindaron su colaboración y asesoría, la cual fue muy importante para el desarrollo de este trabajo. A mis padres *Vestalia* y *Marcelo,* a mis hermanos *Jarvi* y *Carolina* y demás familiares, por su paciencia, comprensión y la fé que depositaron en mí para ayudarme a alcanzar mis metas. A mis mejores amigos, quienes me brindaron su apoyo incondicional y cada día me motivaron y me dieron fuerzas para seguir adelante: *Lizcar Romero, Roberto Falcón, Josmat Rodríguez, Karla Ríos, Antonio Ughi, Cristian Sotelo, Alexánder Turipe, William Coronado, Héctor Lizarraga, Martha Martínez, Peterson Landaeta, Carlos Cheremos, Javier Díaz, Luis Mata, William Maita, Ernesto Oropeza, Héctor Rojas, Dora Prada, Freddy Alayón, Carmen Guevara, Pablo Ghinaglia, Manuel Rincón, Franklin Tapias, Carlos Vargas, Yanet Mateus, Alex Gallardo, María A. Montañez, Juan Sandia, Rómulo Guedez, Saba Arencibia, Moralis González, Anny Lara, Gabriela Zambrano, Liz Lozano, Mary Guevara, Juan Romer, Dixon, Omarelis Díaz, Mayerlin, Carla, Rosmary Usta, Omar Pimentel, Joel Reyna, Cesar Marín, Rosaura Avendaño, Sergio Cáceres, Hugo Bello, Richard Galvis.*

y principalmente a Dios, que nunca me abandona...

Janckarlos Reyes

Reyes L. Janckarlos

Modelaje Geofísico Integrado de la región central de Venezuela por medio del Análisis de Flexión de Placas en la Sección 66º00'00''W

Tutor Académico: Prof. Inírida Rodríguez M. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2002, 193 pag.

Palabras Claves: Cuencas, Geodinámica, Placas, Tectónica, Flexión

RESUMEN

Este estudio tuvo como objetivo, generar un modelo estructural que explique las anomalías gravimétricas observadas en la región central de Venezuela a partir del análisis de flexión de placas, la estimación del espesor elástico de la corteza en dicha zona, así como también, la edad de la misma al momento de su carga y el límite septentrional de la Placa Suramericana. Se recopilaron datos geológicos y geofísicos y se generaron modelos gravimétricos-estructurales y magnético-estructurales para definir las principales estructuras presentes y su expresión gravimétrico-magnética correspondiente. Posteriormente, se determinaron las cargas supra e intra corteza para modelar la flexión de la corteza a través de un algoritmo computacional para el cálculo de flexión placas. El modelo final mostró un ajuste razonable tanto en la deflexión como en las anomalías gravimétricas observadas. Se determinó que la Falla Marginal del Caribe es el límite más probable entre las Placas Suramericana y Caribe y que el espesor elástico *Te* de la Placa Suramericana es de aproximadamente 25km. Se comprobó además, que la edad de la misma al momento de su carga por sedimentación y obducción es de origen Cretácico-Tardío.

ÍNDICE

CONTENIDO **Pag.**

AGRADECIMIENTOS **IV**

RESUMEN **V**

ÍNDICE **VI**

LISTA DE FIGURAS **IX**

LISTA DE TABLAS **XIII**

CAPÍTULO I **1**

1.1.- INTRODUCCIÓN ***2***
1.2.- LA PLACA CARIBE ***6***
1.2.1.- Breve descripción de los límites, occidental y oriental de la Placa Caribe ***7***
1.2.2.- El Límite meridional de la Placa Caribe ***9***
1.2.3.- Síntesis breve sobre la evolución tectónica de la Placa Caribe ***12***

CAPÍTULO II **16**

2.1. - MARCO TECTÓNICO DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA ***17***
2.1.1.- El Escudo de Guayana ***17***
2.1.2.- Cinturones orogénicos en la región centro-norte de Venezuela ***21***
2.2.- LA CUENCA ANTEPAÍS CENTRAL DE VENEZUELA ***31***
2.2.1.- El basamento de la cuenca ***31***
2.2.2.- Cretácico Pre-Temprano ***34***
2.2.3.- Cretácico Temprano a Paleoceno ***35***
2.2.4.- Paleoceno a tiempo Presente ***36***
2.2.5.- Estructuras regionales asociadas ***37***

CAPÍTULO III **40**

3.1.- MECANISMOS DE FORMACIÓN DE CUENCAS ***41***
3.1.1.- Clasificación de las cuencas sedimentarias ***41***
3.1.2.- Revisión de los mecanismos de formación de cuencas ***43***
3.1.2.1.- Cuencas debidas al estrechamiento de la litosfera *45*
3.1.2.2.- Cuencas debidas a la flexión de la litosfera *46*
3.1.2.3.- Cuencas asociadas a deformación transcurrente *48*
3.2.- CUENCAS EN MÁRGENES DIVERGENTES ***50***
3.2.1.- Margen divergente en la Cuenca Central de Venezuela ***51***
3.3.- CUENCAS ANTEPAÍS O "FORELAND" ***53***
3.3.1.- La Cuenca antepaís Central de Venezuela ***54***

CAPÍTULO IV **57**

4.1.- ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y MAGNÉTICAS EN LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA ***58***
4.1.1.- Fuente de los datos gravimétricos y magnéticos ***59***
4.2.- MAPAS Y PERFILES DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA ***59***
4.2.1.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER COMPLETA ***61***
4.2.2.- Perfiles de Anomalías de Bouguer y Aire-Libre ***64***
4.3.- RELACIÓN DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS CON LA TOPOGRAFÍA ***66***
4.3.1.- Relación de las Anomalías de Bouguer y Aire-Libre con la topografía ***68***
4.4.- ANOMALÍAS MAGNÉTICAS EN LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA ***72***
4.4.1.- Mapa de anomalías de magnéticas ***73***
4.5.- MODELAJE GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO BIDIMENSIONAL ***75***
4.5.1.- Restricciones a partir de datos de pozo ***76***
4.5.2.- Sección de la corteza en el perfil 66º00'00''W ***78***
4.5.3.- Modelo geológico del subsuelo ajustado por datos gravimétricos y magnéticos ***79***

CAPÍTULO V **85**

5.1.- FLEXIÓN DE LA LITOSFERA CONTINENTAL ***86***
5.1.1.- Consideraciones teóricas ***90***
5.2.- MODELO DE FLEXIÓN DE LA ZONA CENTRAL DE VENEZUELA ***95***
5.2.1.- Esquema de cargas ***95***
5.2.2.- Metodología para el modelaje por flexión ***100***
5.3. MODELAJE DE FLEXIÓN PARA LA ZONA CENTRAL DE VENEZUELA ***103***
5.3.1. Efecto de la topografía, sedimentos y cargas intracorticales ***103***
5.3.1 Estimación de cargas intracorticales ***115***
5.3.3. Efecto de cargas intracorticales ***116***
5.4.- RESULTADO DEL MODELAJE POR FLEXIÓN ***118***
5.4.1.-Perfil 66º00'00''W ***118***

CAPITULO VI **123**

6.1.- EVOLUCIÓN DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA ***124***
6.2. IMPLICACIONES REGIONALES DEL MODELO ***127***
6.2.1. Los Andes Venezolanos y cuencas asociadas ***127***
6.3.- ESPESOR ELÁSTICO Y EDAD DE LA PLACA LITOSFÉRICA EN VENEZUELA CENTRAL ***129***

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES **131**

CONCLUSIONES *132*
RECOMENDACIONES *134*

BIBLIOGRAFÍAS Y REFERENCIAS CITADAS **135**

APÉNDICES **161**

APÉNDICE A: Datos para la construcción de los perfiles gravimétrico, magnético y topográfico de la Sección 66º00'00''W *162*
APÉNDICE B: Programa para el modelaje de Flexión "GRAFLEX.EXE" *165*

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio. Sección 66º00'00''W 4

Figura 1.2. Evolución del Caribe desde 119 m.a. hasta el presente (Modificado de Duncan y Hargraves, 1984). 15

Figura 2.1. Mapa de distribución de los terrenos alóctonos y autóctonos de Suramérica. (Tomado de WEC Venezuela 1997 – Evaluación de Pozos. Schlumberger). 18

Figura 2.2. Distribución de las diferentes unidades geológicas presentes en el Escudo de Guayana . 21

Figura 2.3. Distribución y ubicación geográfica de los cinturones orogénicos presentes en la región central de Venenzuela. 23

Figura 2.5. Dominios geológicos descritos por Ostos, 1990, en el cual se destaca el Bloque de Bonaire y los principales sistemas de fallas presentes en el margen septentrional de América del sur (Modificado de Bosch y Rodríguez, 1992). 39

Figura 3.1. Mecanismos básicos de subsidencia de una cuenca (Tomado de Allen y Allen, 1993). 44

Figura 4.1. Histograma de distribución de frecuencias de anomalía de Bouguer de la zona de estudio. 61

Figura 4.2. Anomalías gravimétricas de la zona de estudio. (a) Mapa de distribución y ubicación de estaciones gravimétricas y (b) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer (ρ= 2.3 g/cm^3). 63

Figura 4.3. Perfiles de anomalías gravimétricas de la sección 66º00'00''W. (a) Perfil de anomalías de Bouguer (ρ= 2.3 g/cm^3) y (b) Perfil de anomalías de aire-libre. 65

Figura 4.4. Ejemplo de relación de anomalías gravimétricas con la topografía. (a) Perfil topográfico, (b) Perfil de anomalías de aire-libre y (c) Perfil de anomalías de Bouguer. 67

Figura 4.5. Relación de anomalías de Bouguer con la topografía (a) Perfil de anomalías de Bouguer (ρ= 2.3 g/cm^3) y (b) Perfil de anomalías de aire-libre y (c) Perfil topográfico de la Sección 66º00'W. 71

Figura 4.6. Histograma de distribución de frecuencias de anomalías magnéticas de la zona de estudio. 73

Figura 4.7. Anomalías magnéticas de la zona de estudio. (a) Mapa de distribución y ubicación de estaciones magnéticas y (b) Mapa de anomalías magnéticas. 74

Figura 4.8. Mapa de ubicación de algunos pozos cercanos a la sección 66º00'00''W. 77

Figura 4.9. Corte esquemático de la sección 66º00'00''W en donde se aprecia la profundización de la secuecia autóctona Cretácico-Terciaria bajo el frente de corrimientos y rocas igneo metamórficas del Grupo Villa de Cura y del Complejo Chacual (González de Juana *et al., 1980,* tomado de WEC Venezuela 1997_ Evaluación de Pozos. Schlumberger). 79

Figura 4.10. Modelo gravimétrico-estructural de la sección 66º00'00''W. 83

Figura 4.11. Modelo magnético-estructural de la sección 66º00'00''W. 84

Figura 5.1. Esquema de cargas subcorteza e intracorteza y su respuesta gravimétrica característica. 96

Figura 5.2. Esquema de cargas con variación del espesor elástico para una carga de 50Km de ancho, 5Km de alto y una densidad d= 2,6 g/cm3. 98

Figura 5.3. Esquema de cargas para variación de densidad, con un espesor constante de Te = 15Km. 99

Figura 5.4. Flujograma del algoritmo de flexión de placas 102

Fig 5.5. Deflexión de la litosfera para una carga topográfica superficial (r_L = 2,7) (Límite: Falla de Morón). 104
Figura 5.6. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.4 g/cm^3) de espesor Te= 15Km 106
(Límite: Corrimiento Frontal). 106
Figura 5.7. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.4 g/cm^3) de espesor Te= 25Km 107
(Límite: Corrimiento Frontal). 107
Figura 5.8. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.4 g/cm^3) de espesor Te= 35Km 108
(Límite: Corrimiento Frontal). 108
Figura 5.10. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.7 g/cm^3) de espesor Te= 25Km 110
(Límite: Falla de Morón). 110
Figura 5.11. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.7 g/cm^3) de espesor Te= 35Km 111
(Límite: Falla de Morón). 111
Figura 5.12. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.75 g/cm^3) de espesor Te= 15Km 112
(Límite: Falla Marginal del Caribe). 112
Figura 5.14. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.75 g/cm^3) de espesor Te= 35Km (Límite: Falla Marginal del Caribe). 114
Figura 5.15. Deflexión de la litosfera por la aplicación de una carga intracortical de densidad r_L= 0.5g/cm^3. 117
Figura 5.16. Modelo I. Modelo de deflexión de corteza elástica para Falla de Morón (ρ_L= 2.7g/cm^3) 120

Figura 5.17. Modelo II. Modelo de deflexión de corteza elástica para Falla Marginal del Caribe (ρ_L= 2.75g/cm^3) 121

Figura 6.1. Edad del cargamiento vs. Rígidez efectiva de la placa litosférica, indicando la edad correspondiente del cargamiento de la zona norte de la Placa Suramericana, según el modelaje de flexión realizado. 130

end. 181

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1: Clasificación de las cuencas según Bally y Snelson (1980). Tomado de Allen y Allen (1982) 42

Tabla 4.1: Resumen de estadísticos de datos de anomalías de Bouguer. 60

Tabla 4.2: Resumen de estadísticos de los datos de anomalías aeromagnéticas. 72

Tabla 4.3. Ubicación y profundidad alcanzada por algunos pozos cercanos a la sección 66º00'W 77

2.70 80

Tabla 4.4: Tablas de densidades asignadas a los cuerpos considerados en el modelo gravimétrico. 80

Tabla 4.5: Tablas de parámetros magnéticos asignados a los cuerpos considerados en el modelo magnético. 82

Tabla 5.1. Valores de masa y rígidez, estimados a partir del modelaje de flexión para la Falla de Morón y Marginal del Caribe, como posibles límites de placa. 122

CAPÍTULO I

1.1.- INTRODUCCIÓN

Han sido numerosos los estudios realizados en diferentes regiones del mundo con el fin de comprender el comportamiento elástico de las capas más externas de la Tierra. La Geodinámica, el Paleomagnetismo, la Gravimetría y la Tectónica de placas han constituido las herramientas claves en estos estudios y son muchos los aportes científicos obtenidos, permitiendo así tener una mejor comprensión de los fenómenos que ocurren en la corteza terrestre. La región del Caribe constituye una de las regiones más estudiadas en materia de evolución tectónica, debido a su gran complejidad y a su importancia en la formación de las principales cuencas de Suramérica Septentrional.

El presente estudio pretende ampliar los conocimientos que se tienen sobre la corteza litosférica en la región central de Venezuela, mediante la aplicación de los principios de la isostasia regional y el modelo de la "*carga escondida*" de KARNER y WATTS (1983), quienes han ofrecido una explicación para la típica cupla gravimétrica asociada a la existencia de cuencas antepaís o "*foreland*" en Los Alpes, el Himalaya y Los Apalaches, lo cual atribuyen a la presencia de cargas topográficas superficiales, del subsuelo e intracorticales, que son responsables de la flexión de la litosfera. Tal situación se presenta en varias zonas del país, siendo la región central una de las de mayor interés.

Otro problema lo constituye el papel que juega la flexión de la corteza como control en la formación de montañas y cuencas. El mecanismo de formación de montañas envuelve la transferencia de material sobre la litosfera continental y se debería esperar un control por flexión en el desarrollo de cordilleras o montañas y sus cuencas antepaís asociadas (ROYDEN y KARNER, 1984). Al realizar estudios de perfiles gravimétricos en la región de la Cuenca Oriental de Venezuela, RODRÍGUEZ (1986; 2000) observó una respuesta gravimétrica similar a las obtenidas por KARNER y WATTS (1983) y concluyó que tales respuestas podrían estar siendo igualmente originadas por la presencia de una carga escondida o intracortical en dicha región. La flexión ocurre en el flanco Sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y se cree que la carga superficial esté representada por la Serranía del Interior y la Cordillera de la Costa y que la carga escondida está representada por parte de la corteza intracratónica. Por otra parte, en estudios realizados por BOSCH y RODRÍGUEZ (1992), llevados a cabo en la región central de Venezuela, se ha estimado que el límite entre las placas Suramericana y Caribe se encuentra localizado en un bloque de corteza interpuesto, el cual se originó durante la colisión de un paleoarco de islas y la plataforma continental.

La región central a estudiar está conformada principalmente, según OSTOS (1990), por tres dominios geológicos con características resaltantes. Tales dominios, ubicados de Norte a Sur son: (1) el dominio de la Placa Caribe, (2) el dominio intermedio producto de la colisión de la Placa Caribe con la de Suramérica y (3) el

dominio de la placa continental. Ésta última a su vez, está constituida por la Cordillera de la Costa al Norte, la región de Los Llanos al centro, y el Cratón de Guayana al Sur. La Figura 1.1 muestra la región y la sección considerada para este estudio.

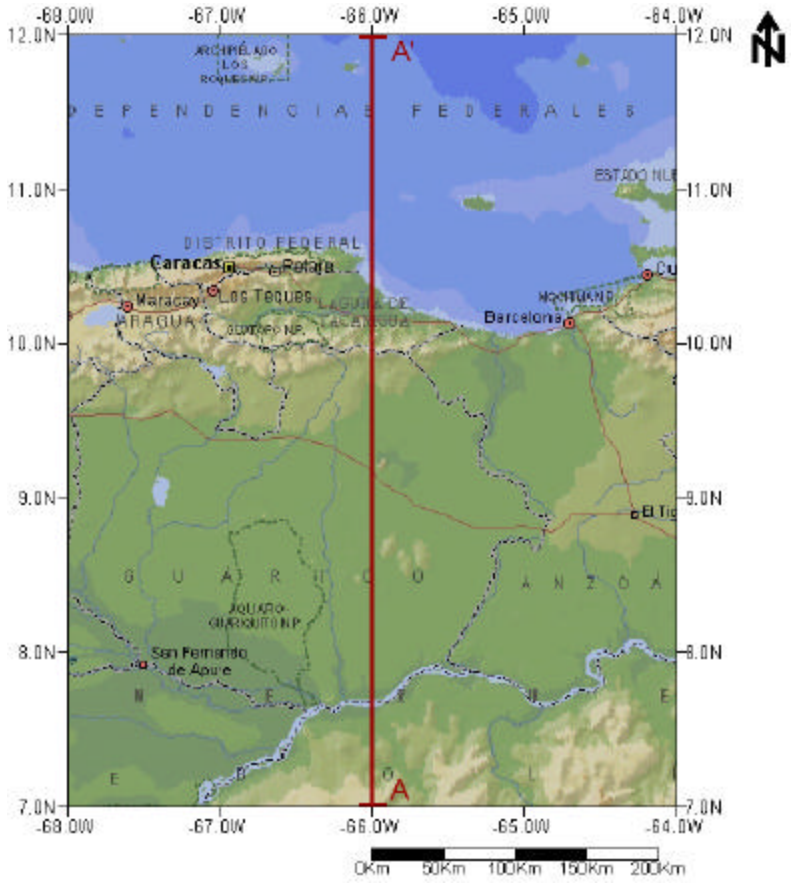


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio. Sección 66º00'00''W

El estudio de análisis de flexión de placas para la región central de Venezuela está basado en la representación espectral del modelo isostático propuesto por KARNNER y WATTS (1983), en el cual se considera no sólo el efecto de la masa causado por la presencia de cargas superficiales, como montañas y cinturones

orogénicos, sino también el efecto causado por la presencia de cargas intracorticales (o "*escondidas*"), las cuales pueden originarse en el proceso de flexión de la corteza cuando la misma supera una profundidad crítica, donde la temperatura es lo suficientemente alta (1330ºC) como para modificar las propiedades físicas de la corteza, alterando su densidad y rigidez, o ser resultado de la conformación de la corteza previa a la deformación.

Este estudio permitirá complementar la información disponible acerca de la evolución de la estructura interna del subsuelo en la región considerada y sus condiciones actuales. Además, se podrá estimar a partir de los resultados, las dimensiones en sección transversal de las cuencas antepaís así originadas y para posteriores investigaciones, se podrían realizar estudios "a detalle" en estas cuencas con el objeto de determinar su importancia como posibles fuentes de acumulación de hidrocarburos. Por otra parte, se podrá comprender mejor la actividad sísmica presente en la zona, ya que el estudio permitirá definir los límites de la placa Suramericana y la zona de posibles focos sísmicos, con lo cual se podrían evaluar las zonas de riesgo. En tal sentido, fueron planteados los siguientes objetivos:

- Generar un modelo estructural del subsuelo, sustentado en los datos geológicos y geofísicos disponibles, que permita explicar las respuestas gravimétricas y magnetométricas obtenidas de estudios geofísicos realizados en la región central de Venezuela.

- Cuantificar, en términos de dimensiones, masa y profundidad, las características físicas de las cargas a considerar para la evaluación de la flexión litosférica en dicha zona.
- Confirmar que la cupla gravimétrica observada, puede explicarse por la flexión de la Placa Suramericana en respuesta a la aplicación de "*cargas*" supra o intracorticales.
- Estimar el espesor elástico, la rigidez y la ubicación del extremo Norte de la Placa Suramericana en la sección elegida a partir del análisis de flexión de placas.
- Evaluar la implicación regional de la flexión litosférica en la evolución geodinámica y tectónica del margen Norte de Suramérica.

1.2.- LA PLACA CARIBE

La Placa Caribe ha sido objeto de numerosos estudios y constituye una de las regiones más estudiadas en el mundo, en lo que respecta a geología marina y geofísica. Los estudios realizados en esta región han sido investigaciones orientadas en los campos de la gravimetría y el paleomagnetismo, así como también la aplicación de estudios de refracción y reflexión sísmica, complementado con estudios geocronológicos, petrológicos y análisis de muestras de núcleos obtenidos en el Proyecto DSDP (Deep Sea Drilling Proyect).

1.2.1.- Breve descripción de los límites, occidental y oriental de la Placa Caribe

La Placa Caribe limita al Norte con la Placa de América del Norte, al Oeste con la Placa Nazca, al Este con la Placa Atlántico y al Sur con la Placa Suramericana. No está claramente definido el límite entre las placas Caribe y Suramericana. Esto parece ser debido a la naturaleza compleja del límite en parte transformante y en parte convergente (McCANN y PENNINGTON, 1990). Los datos sismológicos y sísmicos de la zona, revelan que los hipocentros se encuentran asociados a sistemas de fallamiento mayores, en lugar de estar asociados a zonas de subducción (BELLIZZIA, 1972). Hacia el Este, los datos revelan grupos de hipocentros ubicados en la región del arco de las Antillas Menores, asociado a la subducción de la Placa Atlántica bajo la Placa Caribe con dirección Oeste. Hacia el Norte se observa transcurrencia sinestral con respecto a la Placa de América del Norte, a partir de la Fosa de Caimán hacia Guatemala a través de la zona de fallas de Montagua-Polochic y continúa al Este hacia la Fosa de Puerto Rico.

En el margen continental de Venezuela y Colombia, los sedimentos de la Cuenca del Caribe se interrumpen por una secuencia de sedimentos altamente deformados, que forman la prominencia de Curazao o "*Cinturón Deformado del Sur del Caribe*", el cual se extiende desde la Fosa de Los Roques entre el Cinturón Deformado del Sur del Caribe y la falla de Oca. Éste constituye el bloque denominado Bloque de Bonaire, el cual se encuentra entre las Placas Suramericana y Caribe, limitada con una zona de subducción al con buzamiento hacia el Sur, con

aparente ausencia de vulcanismo y de actividad sísmica resaltante; esto probablemente se deba a que la subducción ha sido muy lenta. El límite Sur es con las fallas de Santa Marta-Oca-Boconó y Bucaramanga, las cuales la separan del Bloque de Maracaibo-Santa Marta.

Las zonas de convergencia son características resaltantes de los márgenes Este y Oeste de la Placa Caribe. Se observa un magmatismo activo de tipo calco-alcalino en el margen Este, originado por la subducción de la corteza oceánica del Atlántico bajo la Placa Caribe, formando un arco de islas conocido como la Cadena de Islas de las Antillas Menores. Por otra parte, en el margen Oeste de la Placa Caribe, existe una zona de convergencia determinada por la subducción de las Placas de Cocos y Nazca bajo Centroamérica, originando un vulcanismo Terciario-Reciente a lo largo de Centroamérica. Por medio de estudios de perfiles sísmicos de reflexión y refracción, se ha determinado que el espesor de la corteza del Caribe varía entre 10 a 20 Km; mientras que una corteza oceánica típica tiene un promedio de 5 Km (OFFICER *et al.*, 1959; EDGAR *et al.*, 1971; HOUTZ y LUDWIG, 1977).

La corteza de la Placa Caribe, a pesar de ser oceánica, presenta rasgos muy marcados que la diferencian de una corteza oceánica típica. Se ha demostrado a través de perforaciones y de datos sísmicos, que la misma presenta una estratificación interna en la corteza y una cobertura de flujos y diques basálticos. Se pueden definir dos tipos distintos de corteza en la Cuenca de Venezuela (DIEBOLD *et al.*, 1981) y

un límite entre ellas. La Cresta de Curazao y dicho límite, definen un bloque de unos 50.000 Km^2 donde la corteza tiene la aparencia típica de una corteza oceánica. El engrosamiento de la corteza Caribe se debe al emplazamiento de flujos basálticos y la edad de los mismos se remonta hacia el Conianience.

1.2.2.- El Límite meridional de la Placa Caribe

La región del margen meridional de la Placa Caribe se caracteriza por presentar una condición tectónica de movimientos transcurrentes-compresionales con respecto a la Placa Suramericana. MINSTER y JORDAN (1978) establecieron las relaciones cinemáticas entre las placas Caribe y Suramérica y calcularon una velocidad aproximada de 2.3±5 cm/a en dirección N77ºW (±10º) con respecto a la Placa Caribe. Por otra parte, datos geofísicos detallados permitieron a LATTIMORE *et al.* (1971) y a PETER (1972) concluir que han ocurridos desplazamientos menores en dirección E-W a lo largo del Noreste de Venezuela durante el Cenozoico, mientras que SPEED (1985) propuso que la obducción ocurre hacia el Este de Venezuela y Trinidad.

Comúnmente se define el área central del margen Sur de la Placa Caribe como una amplia zona de fallas y se atribuye el movimiento a una serie de fallas dextrales y corrimientos localizados en una zona de deformación entre la Cresta de Curazao y el

Corrimiento Frontal del límite meridional del Sistema Montañoso del Caribe (JORDAN, 1975).

Se ha indicado, por medio de estudios detallados de la zona de falla de Morón (FEO CODECIDO, 1972), la zona de falla de Boconó (SCHUBERT, 1982) y el sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar (SCHUBERT, 1984; SCHUBERT y KRAUSE, 1984), que existen desplazamientos dextrales mayores desde el Terciario Tardío a lo largo de esas zonas de fallas, los cuales están asociados con el movimiento relativo de las placas Caribe y Suramericana. MANN *et al*. (1990) clasificaron la región como una amplia zona de una longitud aproximada de unos 200 Km, con fallamientos de tipo "strike-slip" desde el Este de la falla de Boconó y a lo largo de la Cordillera de la Costa. Estos autores coinciden con el hecho de que la mayoría de estos fallamientos ocurren muy cerca de la costa, en la región centro-Norte de Venezuela.

La mayoría de las unidades tectónicas del Sistema Montañoso del Caribe han sido consideradas como alóctonas y muchos de los cinturones de arcos de islas cercanas a la costa (de edad Jurásico-Cretácico) fueron obducidos sobre la tierra firme de Suramérica (DONNELY, 1989). Se ha mostrado, a partir de secciones sísmicas realizadas a través del límite meridional del cinturón de corrimientos del Sistema Montañoso del Caribe, que la tectónica compresional se originó por el proceso de colisión, envolviendo sedimentos autóctonos Oligoceno-Mioceno en una

dirección aproximada de 70ºW y sedimentos autóctonos del Mioceno Medio a Superior en una dirección aproximada de 64ºW, como consecuencia de la propagación hacia el Este de la colisión (BLANCO *et al.*, 1988).

Para el modelaje de la corteza en el área central del margen de las placas Caribe-Suramérica, FOLINSBEE (1972) y BONINI *et al.* (1977) usaron datos gravimétricos y basaron su estudio sobre diversas hipótesis geológicas. SILVER *et al.* (1975) realizaron un estudio geofísico en la frontera venezolana que les permitió concluir que la complejidad del área se puede entender si se define un bloque de corteza separado (Bloque de Bonaire), el cual se localiza entre las placas Caribe y Suramericana, limitado al Sur por las zonas de fallas de Oca y Morón, al Este por el Cañon de Los Roques y al Norte por la Cresta de Curazao.

Separando, de Norte a Sur, las cuencas interiores del Caribe de la Placa Suramericana, se encuentra el cinturón meridional deformado del Caribe, una banda del complejo Neógeno con pliegues y corrimientos de tendencia ENE relacionados a una convergencia oblicua del centro del Caribe con Suramérica septentrional. Los datos de reflexión sísmica de las cuencas de Colombia y Venezuela (SILVER *et al.*, 1975; DIEBOLD *et al.*, 1981) y la sismicidad del área (KELLOGG y BONNINI, 1982) parece indicar sobrecorrimiento al Noroeste del cinturón deformado sobre la corteza oceánica del Caribe.

Hacia el Sur, se destaca la tendencia hacia el Este de los terrenos de las Antillas Neerlandesas (Aruba, Curazao y Bonaire), una cadena de bloques de islas levantadas con expresión gravimétrica positiva, alejada de la costa septentrional de Venezuela. Esta plataforma, que fue probablemente un arco magmático primitivo, está limitado por la cuenca de Los Roques sobre su margen septentrional y sobre su flanco meridional por una serie de cuencas a lo largo de la frontera venezolana, incluyendo la tendencia hacia el Este de las cuencas de Falcón-Bonaire y la Fosa de Cariaco.

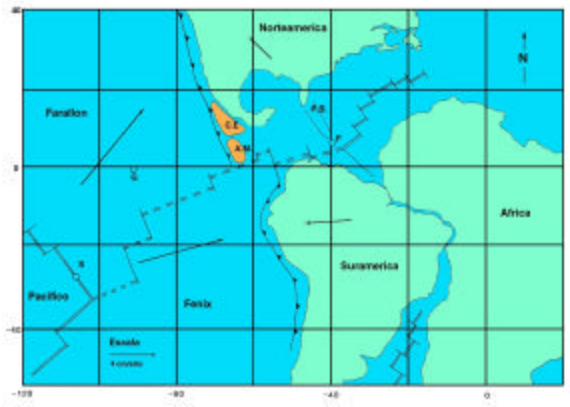
1.2.3.- Síntesis breve sobre la evolución tectónica de la Placa Caribe

Han sido numerosos los modelos propuestos sobre la evolución tectónica de la Placa Caribe. Sin embargo la tendencia más aceptada en la actualidad apunta hacia el hecho de que una gran porción de la Placa Caribe, consistente de una corteza oceánica inusual, se pudo haber formado en el Pacífico y que luego fue transportada desde el Oeste hasta la región del Norte de América del Sur (MATTSON, 1969; MALFAIT y DINKELMAN, 1972; BURKE *et al.*, 1978; PINDELL y DEWEY, 1982; SYKES *et al.*, 1982; BEETS *et al.*, 1984; DUNCAN y HARGRAVES, 1984). De ser así, su litosfera podría haber sido generada en la extensa cordillera del Farallón Pacífico o de la extensa cordillera del Farallón Phoenix. Estudios realizados por MORGAN (1981) y DUNCAN (1981) empleando el marco de referencia de los puntos calientes, han permitido realizar estimaciones alternativas sobre el origen y evolución de la Placa Caribe.

Durante el período Jurásico se produjo, por "*rifting*" o "*ruptura*", el nacimiento del margen septentrional de América del Sur al separarse las placas de América y Suramérica, formando un margen pasivo entre el período Jurásico Tardío y el Cretácico (DICKINSON y CONEY, 1980; PINDELL y DEWEY, 1982). La separación del Jurásico al Cretácico entre América y Suramérica pudo haber generado litosfera oceánica, pero también pudo proveer un espacio entre ambos continentes, lo suficientemente grande como para acomodar bloques oceánicos "*exóticos*" colisionando desde el Oeste (PINDELL y DEWEY, *op. cit.*).

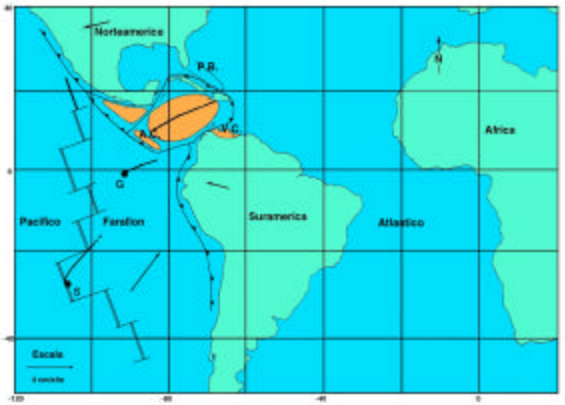
A principios del Neocomiense se produce la subducción de la Placa Farallón bajo américa y se observa un origen por vulcanismo de puntos calientes (DIETZ y HOLDEN, 1973; DICKINSON y CONEY, *op. cit.*). Sin embargo, no está clara la naturaleza de la interacción de la Placa Phoenix con Suramérica en este período. A mediados del Cretácico la extensión del Atlántico sigue en marcha, mientras la extensión Farallón-Phoenix es inactiva y se origina el Complejo Villa de Cura como producto de la subducción por el Este bajo el Noroeste de Suramérica. A finales del Cretácico, se profundiza el Margen y se produce desde el Cenomaniense al Santoniense la sedimentación lutáceo-calcárea euxínica (RENZ *et al.*, 1958) y posteriormente en el Campaniense-Matrichtiense se produce una sedimentación pelágica calcáreo-silícea (VIVAS *et al.*, 1977 y CHAPLET, 1998).

A principios del Paleoceno avanza diacronológicamente la deformación transpresional a lo largo del margen septentrional de Suramérica y la Placa Caribe se traslada iniciando su inserción hacia el Este con respecto a las placas de Norte y Suramérica. Al final del Eoceno, la intensa actividad tectónica ocasionó el transporte de las napas del borde Sur del Caribe en dirección SSE. Durante el Oligoceno, la velocidad del movimiento transcurrente fue disminuyendo mientras que aumentaron los movimientos verticales para lograr el equilibrio isostático de las masas rocosas (AGUASUELOS, 1990). Además, se comienzan a desarrollar los actuales limites meridional y septentrional transformantes de la Placa Caribe (BURKE *et al.*, 1978; SYKES *et al.*, 1982). En el período comprendido entre el Mioceno Temprano a Medio se inicia el movimiento transpresivo dextral entre las placas Caribe y Suramérica, mientras que la subducción renovada del Atlántico bajo la Placa Caribe, dirige el desarrollo de los arcos volcánicos de las Antillas Menores. En el presente se observa un movimiento transpresivo muy lento de la Placa Caribe con respecto al marco de referencia de los puntos calientes, aproximadamente de 1 cm/a (MINSTER y JORDAN, 1978), aunque este movimiento es relativamente significativo entre las placas Norte y Suramericana y la Placa de Cocos (SYKES *et al.*, *op. cit.*). La Figura 1.2 resume la evolución tectónica del Caribe discutida anteriormente.



a) El Caribe hace 119 m.a.

b) El Caribe hace 80 m.a.



c) El Caribe hace 38 m.a.

d) El Caribe en el presente.

Figura 1.2. Evolución del Caribe desde 119 m.a. hasta el presente (Modificado de Duncan y Hargraves, 1984).

CAPÍTULO II

2.1. - MARCO TECTÓNICO DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

2.1.1.- El Escudo de Guayana

El Escudo de Guayana, junto con los cinturones montañosos venezolanos, forma parte de los terrenos precámbricos presentes en toda la geografía de Venezuela. A diferencia de los cinturones montañosos venezolanos, el Cratón de Guayana es un terreno autóctono, una porción del cual forma parte el basamento de las cuencas paleozoicas a cenozoicas, mientras que la otra porción aflora en lo que se conoce como Escudo de Guayana o Macizo Guayanés. De acuerdo a las observaciones petrológicas y geofísicas, el Escudo de Guayana en Venezuela comprende cuatro provincias: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima. La Figura 2.1 muestra el Mapa de distribución de los terrenos alóctonos y autóctonos del Norte de Suramérica, en donde se muestra la ubicación geográfica de estas provincias. El Escudo de Guayana registra cuatro períodos de orogénesis descritas por MENDOZA (1977): Orogénesis Guriana (3600 a 2700m.a.), Orogénesis Pre-Transamazónica (2600 a 2100m.a.), Orogénesis Transamazonica (2000 a 1700m.a.) y Orogénesis Orinoquense (1200 a 800m.a.).

El Escudo de Guayana fue afectado por un evento termal local, representado por la inyección de magmas tholeíticos entre 190 a 240 m.a (HAWKES,1966; PRIEM *et al.*, 1978; CHOUDHURI, 1978; TEGGIN *et al.*, 1985). Esta actividad ígnea en el Escudo de Guayana podría correlacionarse con el arco volcánico de El Baúl (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La corteza en la mayor parte de estas

provincias es continental, pero algunos elementos oceánicos están presentes en algunas zonas. En términos de tectónica compresional, durante el Fanerozoico, el Escudo de Guayana ha sido relativamente estable tectónicamente, excepto para sus movimientos hacia el Oeste de África desde la apertura mesozoica del Océano Atlántico. Los elementos del Escudo de Guayana infrayacen las cuencas de Los Andes de Colombia y Venezuela.

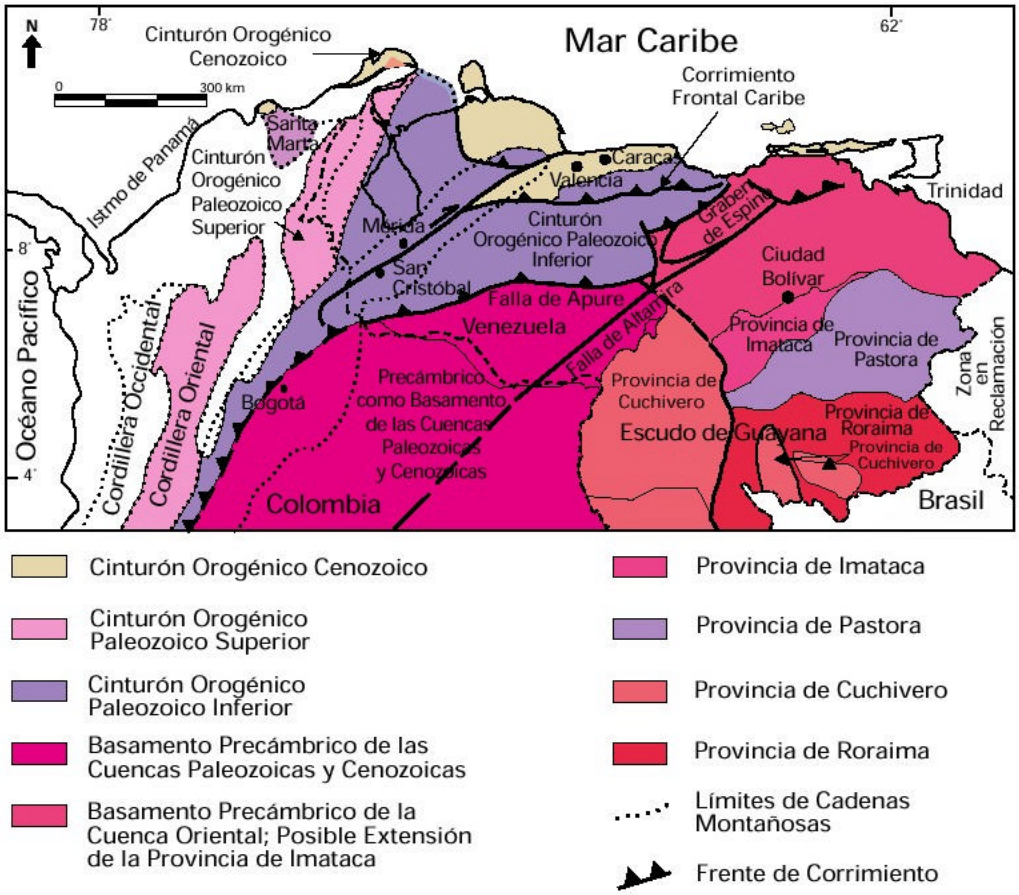


Figura 2.1. Mapa de distribución de los terrenos alóctonos y autóctonos de Suramérica. (Tomado de WEC Venezuela 1997 – Evaluación de Pozos. Schlumberger).

La Provincia de Imataca consiste de metasedimentos, gneises graníticos e intrusiones graníticas, metamorfizados en la facie de la anfibolita y las granulitas (DOUGAN, 1972). Los datos paleomagnéticos realizados sobre diques triásicos que cortan a la Provincia de Imataca indican que la posición del polo de Suramérica ha sido estable. Desde el punto de vista estructural este complejo se caracteriza por estructuras anticlinales bien desarrolladas y estructuras sinclinales mal definidas, con rumbo Este-Noreste. HURLEY *et al.* (1977) señalan edades superiores a los 3.000 m.a. y probablemente superiores a los 3.400 m.a., en base a datos Rb/S obtenidos en muestras de rocas del sitio de la represa de Guri, representados por rocas granulíticas, mientras que CASE *et al.* (1984) amplían el rango entre 2700 y 3700 m.a.

La Provincia de Pastora-Supamo se formó hace 2250 m.a. y estuvo sujeta a varias etapas de metamorfismo entre 2000 m.a. y 1500 m.a. (CASE *et al.*, *op.cit.*). Consiste de metasedimentos y rocas volcánicas máficas y félsicas, intrusionadas localmente por diques de diabasa y gabro. Las rocas fueron descritas por ZULOAGA (1930) como tobas andesíticas verdes depositadas subacuáticamente.

La Provincia de Cuchivero consiste de plutones félsicos y rocas volcánicas, metabasitas, metasedimentos y metavolcánicas (MENDOZA, 1977). Este terreno se originó sobre una corteza continental entre 1.900 y 1.400 m.a. Posteriormente, se produjo una sedimentación clástica y un volcanismo félsico, metamorfizándose en la facie de los esquistos verdes, seguido por una fase de intrusiones graníticas

(TALUKDAR y COLVEE, 1974). MARTÍN B. (1968) indicó también que el Grupo Cuchivero ha sufrido metasomatismo por efectos del emplazamiento del Granito de La Paragua, en el cual se determinó una edad K/Ar de 1300 m.a. MENDOZA (1974) utiliza el nombre de Grupo Cuchivero, integrado por la Formación Caicara, el Granito de Santa Rosalía y el Granito de Guaniamito.

La Provincia de Roraima consiste de sedimentos clásticos suprayacentes a metagabros, granitos y diabasas de la provincia de Pastora (GHOSH, 1977). En su localidad tipo, el Grupo Roraima tiene un espesor alrededor de 2.500 m. Sin embargo, sólo expone 2.380m de la secuencia total (3.750m) en el estado Bolivar de Venezuela (KEATS, 1974). La unidad se caracteriza por presentar altiplanicies, localmente conocidas como "*tepui*", las cuales alcanzan altitudes de hasta de 2500 m. (Cerro Roraima). Su edad ha sido determinada por métodos radiométricos en rocas ígneas intrusivas y tobas asociadas en el grupo (GHOSH, 1978, *op. cit.*), las cuales oscilan entre 1700-1800m.a. (Snelling y McCONNELL, 1969). GANSSER (1974) y GHOSH (1985, *op. cit.*) establecieron que el Grupo Roraima se hace más jóven de Este a Oeste. La figura 2.2. muestra la ubicacación geográfica y las diferentes unidades geológicas presentes en el Escudo de Guayana.

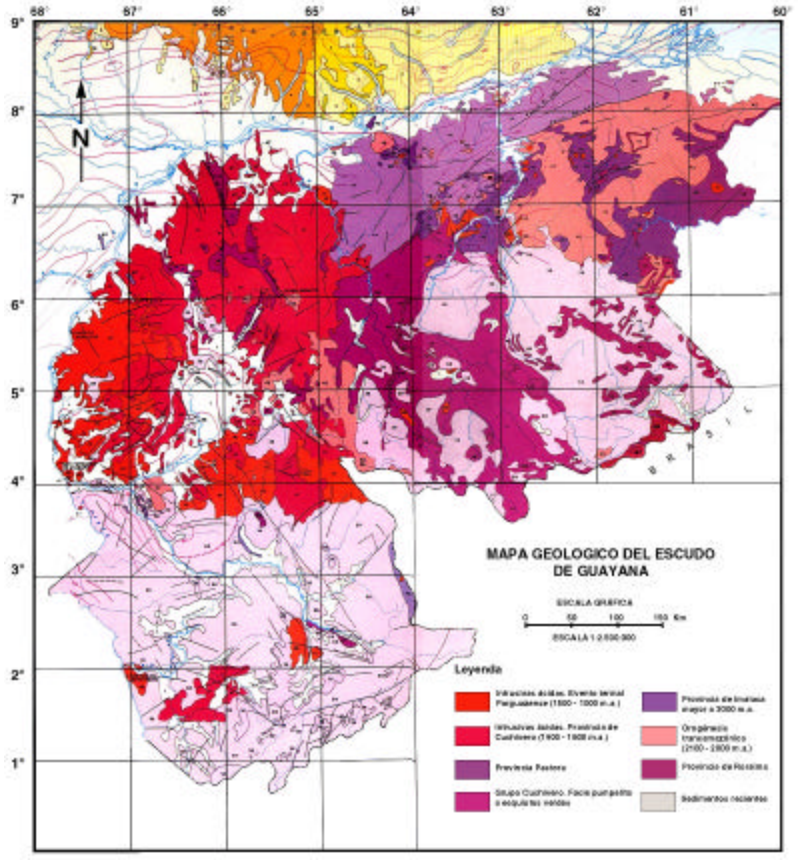


Figura 2.2. Distribución de las diferentes unidades geológicas presentes en el Escudo de Guayana .

2.1.2.- Cinturones orogénicos en la región centro-norte de Venezuela

Los cinturones orogénicos que se localizan en la región centro-Norte de Venezuela conforman el Sistema Montañoso del Caribe, cuyo primer estudio geológico fue llevado a cabo por la Universidad de Pricenton bajo el título: "*Caribbean Research Proyect*" (HESS y MAXWELL, 1949, 1953; MENÉNDEZ, 1966; BELL, 1968a, 1968b; MARESCH, 1974). El sistema Montañoso del Caribe se divide, según sus características petrológicas, geocronológicas y estructurales (MENÉNDEZ, *op. cit.*) en cuatro importantes cinturones orogénicos: la Napa de la

Cordillera de la Costa, la Napa Caucagua-El Tinaco, la Napa ofiolítica de Loma de Hierro-Paracotos, la Napa de Villa de Cura y la Napa Piemontina. Estos cinturones están separados, de Norte a Sur, por tres grandes fallas: La Victoria, Santa Rosa y Agua Fría. La figura 2.3 muestra la extensión de estos cinturones orogénicos y su distribución geográfica.

La Napa de la Cordillera de la Costa (para-alóctono y alóctono) se ubica en la región septentrional del Sistema Montañoso del Caribe y se extiende, en su parte central desde la falla de Morón, hasta la falla de La Victoria (MENÉNDEZ, 1966), aunque BECK (1985) ubica este último límite un poco más al Sur de la falla de La Victoria, donde está marcado por un contacto tangencial. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) describen esta región como un terreno de basamento precámbrico granítico y una cubierta volcánico-sedimentaria del Mesozoico. Este terreno fue originado a partir de un margen Atlántico pasivo, sobre el cual se depositó el espesor de sedimentos del Grupo Caracas (BELLIZIA, 1972; BECK, *op. cit.*; TALUKDAR y LOUREIRO, 1982; MARESCH, 1974).

MENÉNDEZ (1966), DENGO (1951), WEHRMANN (1972) y AGUEVERRE y ZULOAGA (1938), describen la Cordillera de la Costa en las siguientes unidades: Formación Tacagua, Complejo Basal de Sebastopol y el Grupo Caracas (Formación las Brisas y Formación Peña de Mora). Otras unidades fueron reconocidas por

BELLIZZIA y RODRÍGUEZ (1976) en el cinturón de la Cordillera de la Costa, como los complejos Yaritagua y Aroa y las formaciones Nirgua y Mamey.

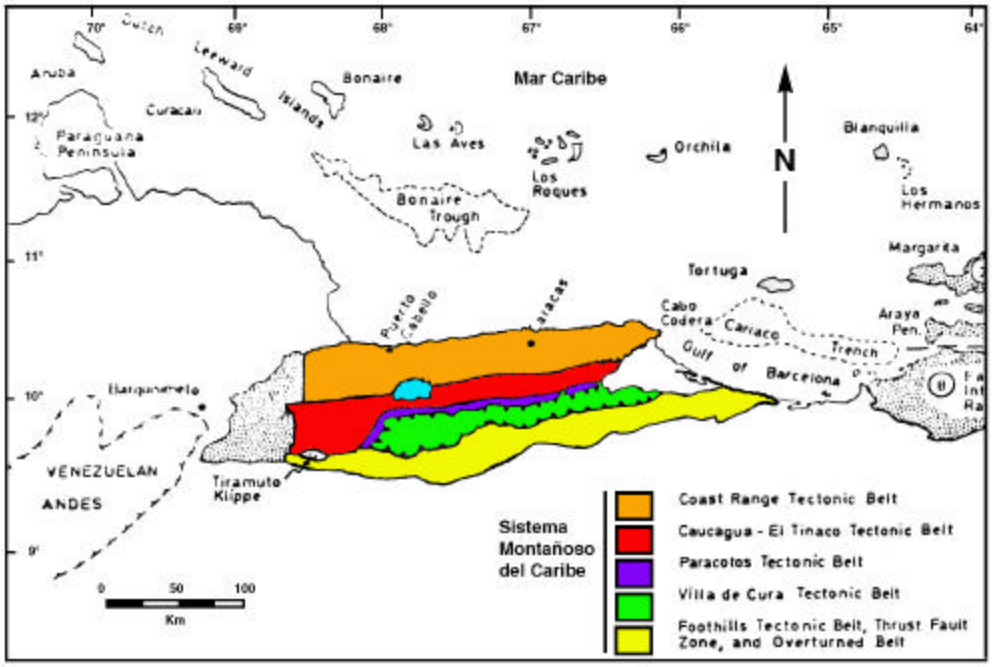


Figura 2.3. Distribución y ubicación geográfica de los cinturones orogénicos presentes en la región central de Venenzuela.

Las rocas metamórficas de anfibolíta y serpentinítas de alta P/baja T de esta región, podrían ser derivadas de material de corteza oceánica, pero otros tipos de rocas pueden igualmente ser relacionadas con depósitos de márgenes continentales pasivos (AVE LALLEMANT y SISSON, 1993) y las rocas metamórficas de alta P/T se formaron en las crestas medio-oceánicas o ambientes de cuencas marginales (MORB) (OSTOS, 1990). Este cinturón orogénico, junto con la Napa de Caucagua-El Tinaco, constituye el material proveniente del escamamiento del paleo-margen suramericano.

El Complejo Basal de Sebastopol consiste de gneisses graníticos metamorfizados en la facie de los esquistos verdes y representa el basamento del Grupo Caracas (MORGAN, 1967, 1969; SMITH, 1952; WEHRMANN, 1972). Sus afloramientos se ubican en la región de Caracas y Los Teques, aunque MORGAN (*op. cit.*), MATTSON y NEGRÓN (1980) y URBANI (1972 y 1982) consideran que algunos afloramientos de rocas gnéisicas en la región entre Valencia y Puerto Cabello pertenecen a esta unidad.

El Grupo Caracas se conforma de cuatro formaciones, que ordenadas de base a tope son las formaciones: Las Brisas, Peña de Mora, Antímano y Las Mercedes (AGUEVERRE y ZULOAGA, 1938; DENGO, 1951; WEHRMANN, *op. cit.*). La Formación Las Brisas está constituida por esquistos cuarzo-feldespáticos y cuarzo-micáceo-granatíferos, lentes de calizas cristalinas, anfibolitas, meta-areniscas, meta-conglomerados y gneises microclínicos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980; BELLIZZIA, 1985; URBANI y OSTOS, 1987; URBANI *et al.*, 1987; URBANI *et al.*, 1988). La Formación Peña de Mora se caracteriza esencialmente por augen-gneisses cuarzo-feldespáticos, intercalados con esquistos cuarzo-micáceos y cuarzo-feldespáticos, con lentes de esquistos y gneisses biotíticos (WEHRMANN, 1972; URBANI y QUESADA, 1972; OSTOS 1981). La Formación Antímano es concordante a los contactos con las formaciones Las Brisas y Las Mercedes y consiste de mármol grafitoso, esquisto calcáreo grafitoso, anfibol granatífero,

anfibolita epidótica, glauconita y anfibolíta eclogítica (DENGO, 1951; WEHRMANN, 1972.; BELLIZZIA, 1985; URBANI y OSTOS, 1987). Es posible que tanto la Formación Antímano en la región de Caracas como la Napa de la Cordillera de La Costa, pertenezcan a la Napa Franjo Costera-Margarita. La Formación Las Mercedes suprayace a la Formación Antímano y está constituida por esquistos calcáreo-grafitosos, filitas grafitosas y capas delgadas de calizas cristalinas (WEHRMANN, *op. cit*.; URBANI y OSTOS, *op. cit*; URBANI *et al.*, 1987).

La Formación Tacagua constituye una secuencia de esquistos sericítico-epidóticos que afloran en la parte Norte del sector central de la Cordillera de La Costa (DENGO, *op. cit*). Esta unidad es descrita por WEHRMANN (*op. cit*.) como una unidad constituida por esquistos cuarzo-muscovítico-cloríticos intercalados con lentes macizos de esquistos cuarzo-feldespático-epidóticos. El material original, según ambos autores, estuvo constituido por una toba volcánica o un sedimento compuesto esencialmente de cenizas volcánicas.

La Napa Caucagua-El Tinaco representa un cinturón de afloramientos dispersos en el Sistema Montañoso del Caribe. La sección más completa de esta estructura se encuentra en el área El Tinaco-Tinaquillo-El Pao representada por: el Complejo El Tinaco (Paleozoico o más antiguo), las Periodotitas de Tinaquillo (complejo básico-ultramáfico) y una cubierta volcánico-sedimentaria supra-cortical discordante.

La napa está limitada al Norte por, el sistema de fallas de La Victoria y al Sur por la Falla de Santa Rosa; aunque BECK (1985) considera que el borde Norte no es la falla de La Victoria, sino que el mismo se ubica un poco más al Sur, es de carácter tangencial y además, separa esta napa de la secuencia mesozoica metamorfizada de la Napa de la Cordillera de La Costa. Esta zona fue incluida por MENÉNDEZ (1966) y BELLIZZIA (1972) en la Faja Caucaga-El Tinaco; posteriormente, STEPHAN*et al*. (1980), la designaron como Napa de El Tinaco-Tinaquillo. BELLIZZIA y RODRÍGUEZ (1976), considerando su extensión hacia el Oeste, proponen designarla como Napa Caucagua-El Tinaco.

Se estima una edad pre-Albiense para las rocas más antiguas que descansan discordantemente sobre el Complejo El Tinaco, las cuales pertenecen a la Formación Pilancones. Por otra parte, se estima una edad Paleozoico inferior o más antiguo (BELLIZZIA, *op. cit.*) para el Complejo El Tinaco. PIBURN (1967), determinó edades de 112±3 m.a. y 117±3 m.a. (K/Ar) (Correspondientes al Cretácico temprano) en rocas del Complejo El Tinaco que podrían estar asociadas a un evento termal y no a la edad del metamorfísmo temprano de estas rocas. Según MATTSON (1985), la presencia de estructuras tempranas de deformación en el Complejo de Tinaquillo pareciera indicar que el macizo ultramáfico fue emplazado en un estado lo suficientemente sólido que le permitió retener esas estructuras primarias. La edad de

la Napa Caucagua-El Tinaco-Yumare-Siquisique, aunque es algo incierta, se ubica en el intervalo Albiense superior-Turoniense-Conaciense y es concordante al contacto con rocas del Albiense inferior y medio (Formación Pilancones).

La Napa ofiolítica de Loma de Hierro comprende un conjunto ofiolítico tipo oceánico y una secuencia de brechas volcánicas almohadilladas y coladas basálticas delgadas interestratificadas con calizas y lutitas radiolaríticas (capas del Río Guare) y aflora en la parte central del Sistema Montañoso del Caribe. El macizo ofiolítico del Complejo de Loma de Hierro constituye el mayor de una serie de cuerpos ultramáficos expuestos a lo largo y en las cercanías de la falla de Santa Rosa y Agua Fría. La Formación Tiara es un conjunto que está formado por un manto de lavas basálticas afíricas, con diques de micro-gabros. La serie volcánico-sedimentaria del Río Guare, ha sido el resultado de una actividad volcánica submarina, intercalada con sedimentación pelágica y semi-pelágica en un ambiente reductor.

BECK (1985), describe la Formación Paracotos o Cataurito como la cuarta unidad de la Napa ofiolítica de Loma de Hierro, de naturaleza discordante y constituida por una serie de filitas, conglomerados líticos y calizas pelágicas en capas delgadas; además, de acuerdo a la descripción de SHAGAN (1960), ésta corresponde a los niveles fechados como Maastrichtiense en la Formación Paracotos. La Napa de Loma de Hierro-Tinaquillo está representada, desde el Oeste de la población de Villa de Cura hasta la región de El Tinaco, por la Formación Paracotos y algunas escamas

de serpentinitas. OXBURGH (1960) y MENÉNDEZ (1965) consideran que hay ausencia de metamorfismo en la Formación Paracotos o que el mismo es de grado muy bajo.

La Napa de Villa de Cura está formada por el Grupo Villa de Cura y las formaciones Las Hermanas y Tiramuto. También se encuentran afloramientos en las Islas Neerlandesas (Aruba, Curazao y Bonaire) y en la Isla de Tobago. El Grupo Villa de Cura presenta un espesor aproximado de 4,5 Km. constituido por una secuencia volcánica y volcánico-sedimentaria metamorfizada, formada por un cinturón continuo de orientación Este-Oeste, de unos 250 Km de largo y 25 Km de ancho, que se extiende desde el Norte de la población El Pao (Estado Cojedes), hasta la Cuenca de Barlovento al Este. Los métodos radiométricos (K/Ar) en la determinación de edades, han arrojado edades que varían en un rango de 35 a 192 m.a. (OSTOS, 1990).

Hacia el Oeste de El Pao, se encuentra un "*klippen*" (Formación Tiramuto), el cual ha sido considerado como una posible prolongación occidental del Grupo Villa de Cura o de la Formación Las Hermanas (Tiara Sur). En su parte central, el Grupo Villa de Cura está limitado por la Falla de Agua Fría al Norte, y una zona de corrimiento en su borde Sur. El contacto entre el Grupo Villa de Cura y las volcánicas de Tiara Sur, designadas por GIRARD (1981), como Formación Las Hermanas, corresponde a una discontinuidad tectónica de importancia (discordancia o sobrecorrimiento).

GIRARD (1981) designó con el nombre de Formación Las Hermanas, a un conjunto de rocas volcánicas y volcano-clásticas que afloran al Sur del Grupo Villa de Cura, al Norte de la población de San Sebastián, el cual habría sido asignado originalmente por SHAGAN (1960) y PIBURN (1967), como parte de la Formación Tiara que aflora más al Norte y que es parte de la Napa de Loma de Hierro. La Formación Las Hermanas, según PIBURN (*op. cit.*), está caracterizada por dos miembros principales: el inferior consiste esencialmente de conglomerados volcánicos gruesos, con intercalaciones delgadas de tobas; mientras que el superior está formado de tobas líticas, flujos de lavas y ftanitas.

PIBURN (1968) considera que el Grupo Villa de Cura pertenece a la facies de los esquistos azules y la Formación Las Hermanas corresponde a la facies de la meta-grauvaca con prehnita y pumpellita. DONNELLY y ROGERS (1978), GIRARD (1981), GIRARD *et al.*, (1982) y BEETS *et al.*, (1984), consideran que el Grupo Villa de Cura pertenece al tipo de vulcanismo orogénico de un arco de islas primitivo. La presencia de meta-volcánicas ácidas e intermedias especialmente en la Formación Santa Isabel y rocas volcano-clásticas metamorfizadas, sugieren volcanes submarinos emergentes y altas presiones de vapor. Aunque la mayoría de los autores han interpretado el Grupo Villa de Cura como el remanente de un arco de islas emplazado tectónicamente en su posición actual, por un proceso de colisión durante el Cretácico superior-Paleoceno, TALUKDAR *et al.*, (1981), NAVARRO (1983) y OSTOS y

NAVARRO (1985) consideran que Villa de Cura es parte de un complejo de arco-surco originado en una cuenca marginal ubicada entre el Escudo de Guayana al Sur y un micro-continente derivado de este último al Norte.

La Napa Piemontina está limitada por los surcos de Guárico, Portuguesa y Barquisimeto, con un relleno sedimentario tipo flysch (formaciones Guárico, Río Guache y Matatare, de edad Paleoceno y Eoceno) y constituye el Complejo Tectónico de Lara (Surco de Barquisimeto). La Napa Piemontina forma un cinturón compuesto de unidades metamorfizadas sobrecorridas unas sobre otras desde el Noroeste hacia el Sureste. Se caracteriza por corrimientos imbricados, deformaciones intraformacionales, plegamiento isoclinal y un acortamiento cortical que afecta las rocas del cretácico medio al Paleógeno y que se sedimentaron en ambientes pelágicos, semi-pelágicos y turbidíticos. Se extiende por 400 Km. desde la desembocadura del Río Unare, al Noreste hasta la Serranía de Portuguesa, al Suroeste. La napa tiene un espesor promedio de 15 Km, con variaciones locales entre 10 y 35km. La Napa Piemontina fue descrita originalmente por BELL (1968b) como "*Faja Piemontina*" y luego por BECK (1977 y 1978) como "*Napa Piemontina*". El contacto de corrimiento con la Napa de Villa de Cura, el Complejo ígneo-metamórfico de El Tinaco, y las Napas de la Cordillera de la Costa, constituyen su límite septentrional; mientras que la Falla de Corrimiento Frontal Piemontino constituye el límite meridional, en donde la napa se encuentra en contacto con la "*Zona de Fallas de Corrimiento*" (PEIRSON, 1965).

PEIRSON (1965) y BELL (1972) propusieron para el área central de la región Piemontina las siguientes Divisiones: Faja Piemontina, Zona de Corrimiento Frontal (Complejo Chacual), Faja volcada y Faja de Buzamiento suave; pero por razones estructurales BECK (1977 y 1978) consideró la siguiente subdivisión: Napa Piemontina Interna, La Unidad Guatopo (Dominio psetititco), la Unidad del Río Orituco (Dominio psanítico) y Zona de escamas Frontales. La Napa Piemontina aflora con buena continuidad en las áreas de Batatal y Boca de Uchire (VIVAS y CAMPOS, 1977).

2.2.- LA CUENCA ANTEPAÍS CENTRAL DE VENEZUELA

2.2.1.- El basamento de la cuenca

El basamento de la cuenca de Los Llanos venezolanos, conformado por la Cuenca Oriental de Venezuela y la Cuenca Barinas-Apure, ha sido descrito durante muchos años como una extensión relativamente compleja del Escudo Precámbrico, que preserva rocas sedimentarias no-metamorfizadas de las formaciones Hato Viejo y Carrizal del pre-Cretácico (RENZ *et al.*, 1958).

El Bloque Piarra, una gran área del basamento Precámbrico levantado, ocupa gran parte de los estados orientales de Anzoátegui y Monagas, cuyo límite occidental está localizado a lo largo de la de la Falla Trico. FEO CODECIDO *et al.* (1984)

confirmaron la edad Precámbrico del basamento en los pozos Hamaca-2X y CN, pero no distinguen el límite septentrional. MUNRO y SMITH (1984) mostraron que el basamento del Bloque Piarra es cortado por la Falla de Urica de edad Terciario Tardío, mientras que FEO CODECIDO *et al.* (1984) sugieren una posible transcurrencia de 100 Km compensada a lo largo de esta falla.

La presencia de un alto gravimétrico en las cercanías de Zaraza en Guárico, podría marcar el límite más oriental del basamento Paleozoico (BONINI *et al.*, 1977; BELLIZZIA y RODRÍGUEZ, 1976). A lo largo de la zona de la falla de Oca se encuentra el límite con el basamento Terciario, en donde han sido datados los granitos de los pozos del campo Mara en el rango de 304 a 200 m.a. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Hacia el Sur, la exposición de este basamento es la zona de corrimiento de Cantagallo, en donde las rocas cristalinas del Mesozoico están en contacto sobrecorrido con el flysch Paleozoico Inferior a Eoceno de la Napa Piemontina, la cual termina en la zona de corrimientos de Guárico. Al Sur de la zona de corrimientos de Cantagallo, se encuentra el granito de El Baúl, de edad Pérmica (FEO CODECIDO *et al.*, 1984), cuyo límite entre el basamento Paleozoico Mesozoico-Terciario debería ser al Norte del Arco de El Baúl. FEO CODECIDO *et al.* (*op. cit.*) consideran que el límite meridional de las rocas de edad Mesozoico es la zona de corrimiento de Cantagallo. El límite entre el basamento Paleozoico y el Mesozoico-

Terciario debería estar localizado entre Los Andes y la Falla de Apartaderos (FEO CODECIDO *et al.*, 1984).

En los estados Cojedes, Barinas, Portuguesa y Guárico, el cinturón orogénico Paleozoico está conformado de granitos, esquistos y otras rocas metamórficas de edad Paleozoica y se encuentran cubiertas por rocas sedimentarias del Cretácico o Terciario expuestas en el área de El Baúl. El límite septentrional es cubierto por material alóctono Mesozoico o Terciario de las montañas del Caribe occidental. La Figura 2.4 muestra el mapa del basamento de las provincias Paleozoicas, Escudo Precámbrico, Bloque Piarra y Mesozoico-Terciario de Venezuela.

Figura 2.4. Mapa de basamento de las provincias Paleozoicas, Escudo Precámbrico y Mezosoico Terciario de Venezuela. (Modificado de Feo Codecido et al., 1984).

2.2.2.- Cretácico Pre-Temprano

Las rocas sedimentarias del Pré-Cretácico son encontradas en áreas aisladas del Sur de la subcuenca de Guárico y están restringidas a areniscas de la Formación Hato Viejo y esquistos de la Formación Carrizal (PATTERSON y WILSON, 1953; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980; FEO CODECIDO *et al.*, 1984; MOTISCKA, 1985).

Las rocas de edad Pre-Cretácico podrían haber sido originalmente más extendidas prioritariamente a una fase de ruptura cortical, y una etapa de erosión del Jurásico Medio a Tardío o Neocomiense. Sin embargo, las rocas ígneas relacionadas al "*rift*" del Jurásico se ubican en el área de El Baúl y en partes del Escudo Precámbrico de Guayana (FEO CODECIDO *et al.*, *op. cit.*; MOTICSKA, *op. cit.*).

Trabajos recientes (*e.g.,* ALGAR *et al.*, 1991) sugieren que algunas de las rocas metamórficas de los terrenos Araya/Paria y la Cordillera Septentrional de Trinidad son secciones de corrimientos hacia el Sur de un margen autóctono pasivo de Suramérica. El problema que involucra esta idea es que las gruesas secciones de las rocas de Carrizal y Hato Viejo están preservadas en el cratón, pero las mismas no se encuentran en los cinturones tectónicos de las Cordilleras de Araya/Paria ni las Cordilleras septentrionales.

2.2.3.- Cretácico Temprano a Paleoceno

El grosor y distribución de las rocas varía mayormente en una dirección de pendiente depositacional de Sur a Norte. Hacia el Sur, la sección es truncada erosionalmente contra las rocas precámbricas del Escudo de Guayana, pero su espesor se hace más grueso hacia el Norte alrededor de 5Km (HEDBERG, 1950; PATERSON y WILSON, 1953; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980; AYMARD *et al.*, 1990).

Las únicas estructuras influyentes sobre el patrón depositacional Cretácico parecen haber sido el Arco de El Baúl y el Escudo de Guayana. En cada subcuenca, las litologías de las rocas sedimentarias del Cretácico, reflejan el típico ciclo depositacional de un margen pasivo; los clásticos continentales, fluviales y deltaicos del Neocomiense (Barremiense) descanzan sobre el basamento Precámbrico o rocas del Paleozoico Temprano y gradan vertical y lateralmente en secuencias conformables de clásticos marinos de poca profundidad y carbonatos de edad Aptiense a Cenomaniense.

Las inundaciones de la plataforma de carbonatos del Cretácico Temprano en el Albiense Tardío fueron seguidos por la depositación de esquistos orgánicos, limos y cherts por toda la Cuenca Oriental de Venezuela. Esta secuencia representa la máxima transgresión marina durante la fase de depositación del margen pasivo. Las unidades del Cretácico Tardío y el Terciario reflejan el llenado gradual de la

subsidencia de la cuenca, primero por aguas profundas y finalmente por clásticos de aguas someras (HEDBERG, 1950; ROD y MAYNC, 1954; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980; CEPET, 1989; FASOLA y PAREDES, 1991).

2.2.4.- Paleoceno a tiempo Presente

La depositación de clásticos marinos poco profundos en el margen pasivo continuó a través del límite Cretácico/Terciario sobre gran parte de la Cuenca Oriental de Venezuela a través del Paleógeno. Los sobrecorrimientos de la parte septentrional de la subcuenca de Guárico causaron la flexión y cargamiento del basamento y en consecuencia, la formación de la actual cuenca antepaís al Sur, en donde fueron depositados posteriormente unos 3 Km de espesor de clásticos del Eoceno-Oligoceno (PATTERSON y WILSON, 1953; BLANCO y SANCHEZ, 1990).

Los sedimentos del Mioceno-Plioceno se hacen más gruesos hacia el Este en la subcuenca de Maturin. Se estiman rangos de 4 a 9 Km (HEDBERG, 1950; LANDER *et al.*, 1990) en el eje de la cuenca. La depositación de esas unidades fue extrañamente influenciada por el levantamiento, carga y flexión de la corteza por la Serranía del Interior al Norte (ERLICH y BARRETT, 1990). La sección Mioceno-Plioceno se hace delgada al Norte y al Sur por la depositación y erosión, y al Oeste por erosión en la subcuenca de Guárico.

2.2.5.- Estructuras regionales asociadas

Los límites de la Cuenca Oriental de Venezuela son la rocas Precámbricas del Escudo de Guayana al Sur, el arco de El Baúl al Oeste, la corteza oceánica del Atlántico ecuatorial al Este y, al Norte las napas del Sistema Montañoso del Caribe, el cinturón ígneo-metamórfico de Araya-Paria y el sistema de fallas transcurrentes. El límite que separa la subcuenca de Maturín de la subcuenca de Guárico es el arco de Urica, el cual fue intermitentemente activo durante el Mioceno-Holoceno (YOUNG *et al.*, 1956; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). Hacia el Sur, se infiere un contacto tectónico a lo largo de la zona de falla de Apure entre el cinturón orogénico y las rocas sedimentarias del Paleozoico o el Escudo Precámbrico de Guayana.

En el Oeste, la secuencia sedimentaria de los pozos Apure 1, 2, 3, y Nutrias-1 se encuentra sobre rocas sedimentarias, las cuales son identificadas como la Formación Carrizal sobre la base de la litología, perfiles eléctricos característicos y para los cuales se asume una edad Cámbrica.

Estudios aeromagnéticos indican la presencia de una depresión rectilínea desde alrededor de 30 Km al Sur de Barcelona en Anzoátegui hasta Zaraza en Guárico y desde San Fernando de Apure hasta el borde con Colombia, con una orientación de aproximadamente 70ºW. Esta estructura es conocida como el Graben de Espino, cuya profundidad al basamento de posible edad Precámbrica se calcula en 6100 m., y en el cual se preservan rocas sedimentarias del Carbonífero y Jurásico.

El sistema de fallas transcurrentes se compone de grandes fallas transcurrentes de tendencia Este-Oeste, que se ubican a lo largo de la región centro-Norte de Venezuela. Este sistema de fallas presenta una sismicidad relativamente baja desde el Neógeno hasta el presente (PETER, 1972; MANN *et al.*, 1990) y está constituido principalmente por el Sistema de fallas de Morón (San Sebastián) – El Pilar. La falla de Morón se desprende de la falla de Boconó (SCHUBERT, 1984), bordeando la costa del Caribe hasta la Cuenca neógena *"pull-appart"* de Cariaco, en donde se ubica la zona de fallas de El Pilar – Urica. La Falla de El Pilar se extiende hasta la zona de subducción de las Antillas Menores, a través de Trinidad septentrional; mientras que la falla de Urica se extiende en dirección Sureste hasta la Región de Urica, en Anzoátegui. Otros sistemas de fallas menores se ubican al Sur de la falla de Morón pertenecientes al Sistema Montañoso del Caribe (SCHUBERT, 1988). La Falla Marginal del Caribe, constituye el límite septentrional del Bloque de Bonaire y posiblemente el límite Sur de la Placa Caribe (BOSCH y RODRÍGUEZ, 1992). La figura 2.5. muestra los principales sistemas de fallas presentes en el margen septentrional de Suramérica y los tres dominios geológicos descritos por OSTOS (1990) (el dominio de la Placa Caribe al Norte, el Bloque de Bonaire al centro y el dominio de la placa continental al Sur) .

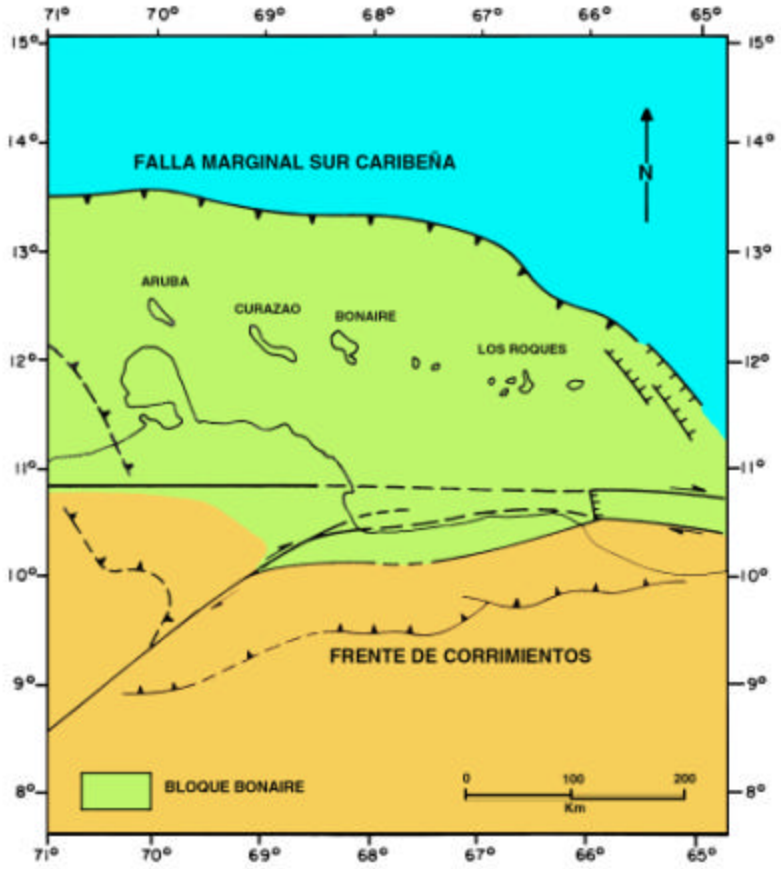


Figura 2.5. Dominios geológicos descritos por Ostos, 1990, en el cual se destaca el Bloque de Bonaire y los principales sistemas de fallas presentes en el margen septentrional de América del sur (Modificado de Bosch y Rodríguez, 1992).

CAPÍTULO III

3.1.- MECANISMOS DE FORMACIÓN DE CUENCAS

3.1.1.- Clasificación de las cuencas sedimentarias

La evolución de una cuenca puede ser explicada en términos de las placas cambiantes y la interacción entre las mismas. DICKINSON (1974) clasificó las cuencas de acuerdo al tipo de substrato, la proximidad de la cuenca al margen de la placa y al tipo de límite de placa cercano a la cuenca, bien sea divergente, convergente o transformante. DICKINSON (*op. cit.*) reconoció cinco tipos de cuencas: cuencas oceánicas, cuencas en márgenes divergentes agrietados, sistemas arco-trinchera, cinturones de sutura y cuencas intracontinentales.

BALLY (1975) y BALLY y SNELSON (1980) reconocieron tres familias diferentes de cuencas sedimentarias localizadas sobre litosfera rígida: cuencas no asociadas a la formación de megasuturas, cuencas perisuturales asociadas a la formación de megasuturas compresionales y cuencas episuturales localizadas principalmente en megasuturas compresionales; entendiéndose por megasuturas al resultado de la actividad ígnea y orogénica asociada principalmente con la deformación compresional. La Tabla 3.1 muestra la clasificación de BALLY y SNELSON (*op. cit.*).

1. Cuencas localizadas sobre litosfera rígida, no asociadas a deformación transcurrente.
- 1.1 Relacionadas a formación de corteza oceánica.
  - 1.1.1 Rifts
  - 1.1.2 Cuencas oceánicas asociadas a fallas transformantes.
  - 1.1.3 Planos abisales oceánicos
  - 1.1.4 Márgenes tipo Atlántico-pasivo donde descanza corteza oceánica y continental.
    - 1.1.4.1 Sistemas de pre-rift.
    - 1.1.4.2 Sistemas pre-transformantes.
    - 1.1.4.3 Sistemas pre-retroarco de cuencas tipo (321) y (322).
- 1.2 Localizadas sobre litosfera continental pre-Mesozoica.
  - 1.2.1 Cuencas cratónicas
    - 1.2.1.1 Localizadas sobre grábenes pre-rift.
    - 1.2.1.2 Localizadas sobre antiguas cuencas retroarco de tipo (321).

2. Cuencas perisutrurales sobre litosfera rígida, asociadas a formación de megasuturas compresionales.
- 2.1 Trincheras marinas profundas o fosas sobre corteza oceánica adyacente a margen de subducción tipo B.
- 2.2 Foredeep y sedimentos de plataformas subayacentes, o fosas sobre corteza continental adyacentes a márgenes de subducción tipo B.
  - 2.2.1 rampas con grábenes soterrados, pero con pocos o ningún bloque fallado.
  - 2.2.2 Dominadas por bloques fallados.
- 2.3 Cuencas tipo China, asociadas a fallamiento distal de bloques relacionados a megasuturas compresionales sin asociación de márgenes de subducción tipo A.

3. Cuencas episuturales localizadas y contenidas en su mayor parte en megasuturas compresionales.
- 3.1 Asociados con zonas de subducción tipo B.
  - 3.1.1 Cuencas Forearc.
  - 3.1.2 Cuencas circum-Pacífico retroarco.
    - 3.1.2.1 Cuencas retroarco limitadas por corteza oceánica y asociadas con subducción tipo B (mar marginal sensu stricto).
    - 3.1.2.2 Cuencas retroarco limitadas por corteza continental o intermedia, asociadas con subducción tipo B.
- 3.2 Cuencas retroarco, asociadas a colisión continental sobre el lado cóncavo de un arco de subducción tipo A.
  - 3.2.1 Sobre corteza continental o cuencas tipo Pannonian.
  - 3.2.2 Sobre corteza transicional y oceánica o cuencas tipo W. Mediterráneo.
- 3.3 Cuencas relacionadas a sistemas de megasuturas episuturales.
  - 3.3.1 Cuencas tipo Gran Cuenca.
  - 3.3.2 Cuencas tipo California.

Tabla 3.1: Clasificación de las cuencas según Bally y Snelson (1980). Tomado de Allen y Allen (1982)

Los límites de las megasuturas pueden ser lugares de importante deformación tectónica a lo largo de las fallas transformantes y están frecuentemente asociadas a zonas de subducción, si la misma se conforma de trozos de litosfera continental relativamente flotante (Anferer o subducción tipo A) o litosfera oceánica (Benioff o subducción tipo B). HALBOUTY *et al.* (1980) sugirieron un esquema basado en las clasificaciones industriales, el cual fue desarrollado luego por FISHER (1975) y KLEMME (1980). KLEMME (*op.cit.*) reconoció ocho tipos principales de cuencas basadas en sus características arquitecturales, tales como asimetría y geometría de la sección, las cuales están íntimamente relacionadas a la tectónica y a la evolución de la cuenca.

El objetivo de la clasificación industrial es la caracterización de una cuenca sedimentaria para tener una idea predictiva sobre las fronteras de las cuencas, facilitando la comparación entre las cuencas y proporcionando una idea del volumen de hidrocarburos (HUFF, 1978; KLEMME, 1980; KINGSTON, DISHROON y WILLIAMS, 1983a, b).

La carga de la litosfera y el peso adicional de los sedimentos juegan un papel importante en la formación de volcanes, cadenas de montañas marinas y cinturones montañosos, causando la flexión y subsidencia litosférica, amplificando los mecanismos termales y tectónicos primarios.

3.1.2.- Revisión de los mecanismos de formación de cuencas

Desde el punto de vista de las propiedades mecánicas de la litosfera, la subsidencia de una cuenca se debe principalmente a tres mecanismos básicos (ALLEN y ALLEN, 1993): (1) por mecanismos puramente termales, (2) por cambios en el espesor de la litosfera/corteza y (3) por carga y descarga de la litosfera. La figura 3.1 muestra un esquema descriptivo de estos tres mecanismos.

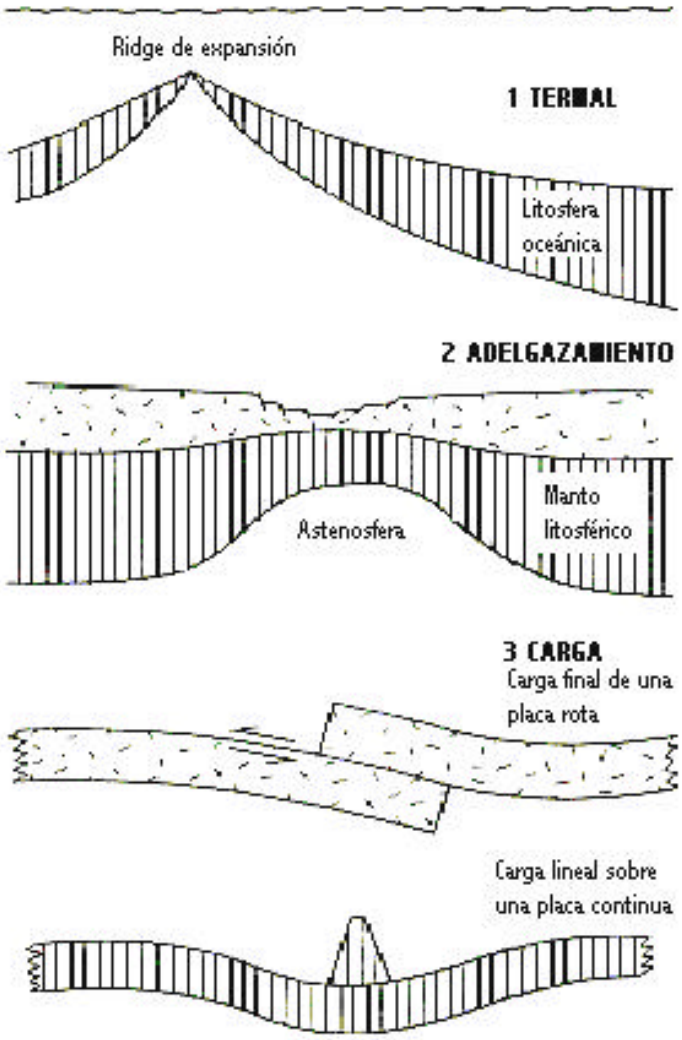


Figura 3.1. Mecanismos básicos de subsidencia de una cuenca (Tomado de Allen y Allen, 1993).

Por otra parte, de acuerdo a diferentes procesos tectónicos, la formación de cuencas sedimentarias puede ser clasificada en tres tipos: Cuencas debidas al estrechamiento de la litosfera, Cuencas debidas a la flexión de la litosfera y Cuencas asociadas a deformación transcurrente.

3.1.2.1.- Cuencas debidas al estrechamiento de la litosfera

Las rupturas o "*rifts*" son sitios de extensión de corteza y ejemplos actuales se caracterizan por una anomalía gravimétrica negativa, fluidos de calor elevado y una marcada actividad volcánica, lo cual sugiere la presencia de una anomalía termal a gran profundidad. El proceso de ruptura, es frecuentemente asociado al levantamiento dómico de corteza; lo que sugiere que el proceso de ruptura se divide en dos clases: un "*rift activo*", en el cual la influencia de una pluma termal o capa sobre la base de la litosfera, causa adelgazamiento convectivo, levantamiento dómico y extensión de corteza y un "*rift pasivo*", en el cual los esfuerzos de tensión sobre la litosfera continental causan adelgazamiento y el brote pasivo de calor desde la astenosfera.

Tales rupturas pueden envolver un centro de expansión oceánica o pudieran ser abortadas para formar rupturas falladas o aulacógenos. Con la creación del piso marino y arrastramiento del borde continental muy lejos del centro de expansión, se desarrollan las cuencas de márgenes pasivos. El calentamiento de la litosfera suprayacente por la introducción de una pluma caliente del manto, podría ser debido a la conducción de calor, generación y migración de magma y convección.

SALVESON (1976, 1978) propuso un modelo cualitativo de extensión mecánica pasiva de la corteza y subcorteza de la litosfera, asumiendo que la corteza está propensa a fallar por frágiles fracturas. McKENZIE (1978a, b) consideró los

modelos de estrechamiento mecánico, asumiendo que la corteza y el manto se extienden en las mismas proporciones, este modelo es conocido como el modelo de estrechamiento uniforme.

Otro modelo supone el hecho de que la litosfera podría extenderse de manera no-uniforme con la profundidad, basado en el hecho de que la litosfera se compone de diferentes capas reológicas. La transmisión de energía mecánica a través de la litosfera como resultado de la colisión de placas ha sido propuesta como una causa de rifting continental, pero algunos modelos numéricos usando esfuerzos de plano simple han sugerido que los eventos de colisión no son responsables en el desarrollo de rifts continentales (ALLEN y ALLEN, 1993).

3.1.2.2.- Cuencas debidas a la flexión de la litosfera

Las cuencas formadas por flexión se dividen en dos grupos: cuencas debidas a la flexión de litosfera oceánica y cuencas debidas a la flexión de litosfera continental. Las primeras son el resultado de su proximidad a zonas de subducción y son responsables de la formación de trincheras oceánicas profundas y proveen el marco de referencia para la teoría general de la flexión litosférica. Por otra parte, la flexión de la litosfera continental está asociada a zonas de colisión y contribuye a la formación de cuencas antepaís. Las trincheras oceánicas probablemente se forman como combinación de fuerzas gravitacionales de cuerpos sobre el bloque oceánico

descendente y el exceso de material sobre el arco magmático. En el caso de las cuencas antepaís, las fuerzas involucradas son el resultado de una combinación de la carga topográfica representada por el cinturón de montañas, la variación lateral de la densidad del material de la litosfera y las fuerzas horizontales ocasionadas por las colisiones ocurridas contra la litosfera continental flotante. Sin embargo, estas fuerzas no pueden determinarse de forma directa.

La deflexión de la litosfera puede ser explicada por la flexión de una placa continua sometida a una fuerza vertical aplicada (representada por el exceso de masa en las cadenas de montañas marinas) o por la flexión de una placa rota bajo la fuerza vertical aplicada (representada por el exceso de masa de las cordilleras continentales). La geometría de la deflexión puede ser reproducida por una simple expresión, la cual involucra la máxima amplitud de la deflexión, el ancho de la cuenca y la localización y la altura del abultamiento (*forebulge*). La longitud de onda de la deflexión depende principalmente de la "*rigidez flexural*", mientras que la máxima deflexión depende de la rigidez flexural y la magnitud de las cargas aplicadas. Los factores que determinan la rigidez flexural de la litosfera continental no son muy claros.

Han sido numerosos los estudios de flexión que han sido realizados en zonas de colisión continental (*e.g.*, DICKINSON, 1974; McKENZIE, 1978a, b; BEAMONT, 1981; WATTS *et al.*, 1982; KARNER y WATTS, 1983; ROYDEN y KARNER, 1984; RODRÍGUEZ, 1986). Los resultados de los perfiles de anomalía de

Bouguer que se han efectuado a través de los cinturones de montañas y las cuencas antepaís, sugieren la presencia de distintas variables que conforman el sistema de fuerzas que flexionan la placa continental. En el Himalaya, la carga topográfica parece ser muy grande para explicar la deflexión de la Placa de la India bajo la cuenca Ganga (KARNER y WATTS, 1983), sugiriendo que debe existir una fuerza flotante adicional que explique el exceso de material observado, mientras que la carga topográfica de los Alpes es insuficiente para causar la flexión observada de la Placa de Europa, sugiriendo que debería estar presente una fuerza adicional con una componente actuando hacia abajo.

3.1.2.3.- Cuencas asociadas a deformación transcurrente

En virtud de que cada límite transcurrente envuelve alguna extensión (transtensión) y alguna compresión (transpresión), se hace difícil describir las cuencas asociadas a zonas de tectonismo transcurrente en términos racionales sencillos. La formación de cuencas relacionadas a la transcurrencia pueden causar la rotación de bloques desacoplados a grandes profundidades o de delgadas capas de corteza que pueden experimentar una deformación como consecuencia de un "*efecto dominó*" (FREUND, 1970). Las cuencas asociadas a deformación transcurrente, generalmente son pequeñas y complejas comparadas con las rupturas, márgenes pasivos y cuencas antepaís.

Las cuencas sedimentarias generalmente se forman en extensiones localizadas a lo largo de sistemas de fallas transcurrentes que están relacionados a movimientos relativos de placas convergentes o divergentes. El esfuerzo de cizalla acomoda el abultamiento en una *"zona de desplazamiento principal"* (PDZ), la cual comúnmente deriva hacia arriba en un extenso sistema de fallas produciendo una estructura en flor, cuyo patrón estructural es controlado por un número de factores que incluyen: cinemática convergente, divergente y transformante simple, magnitud de desplazamiento y las propiedades materiales de las rocas y sedimentos en la zona de deformación (CHRISTIE-BLICK y BIDDLE, 1985).

El modelo de extensión uniforme ha sido aplicado en cuencas envueltas en adelgazamiento litosférico, con ligeras modificaciones para incluir la pérdida lateral de calor a través de las paredes de la cuenca durante la extensión. Tanto el modelo termal y de subsidencia son poco aplicados en la formación de cuencas transcurrentes. Otras cuencas parecen formar zonas cubiertas de delgadas extensiones, sin envolver el manto. Las estructuras preexistentes, las cuales influyen significativamente en la localización y orientación de plegamientos y fallas durante la transcurrencia son denominados estructuras "*esenciales*"; mientras que las estructuras que no ejercen control sobre la deformación son denominados "*incidentales*" (CHRISTIE-BLICK y BIDDLE, *op. cit.*).

3.2.- CUENCAS EN MÁRGENES DIVERGENTES

Brevemente se describen a continuación, en el marco de tectónica de placas los diferentes estados sucesivos que caracterizan los procesos de ruptura continental (SCHNEIDER, 1972 y DICKINSON, 1974). El proceso comienza con un arqueamiento "*pre-rift*" con vulcanismo peralcalino concentrado sobre levantamiento dómico, seguido por erosión y la formación de los valles de rift, junto con el desarrollo de graben y semi-graben y la depositación continental de capas rojas intercaladas de fluidos volcánicos. Se produce una rápida subsidencia acompañada por la depositación de evaporitas, luego de establecerse la zona de ruptura. Le sigue una rápida acumulación de espesores clásticos como una fase basal acompañada de una lenta subsidencia, la cual podría persistir por un período de 50 a 80 m.a.

El margen continúa evolucionando a través del tiempo con sus características de facies sedimentarias sobre la plataforma continental. Cuando se completa la subsidencia termal, en ausencia de otras fuerzas externas, el margen restante en un ambiente de intraplaca experimenta una apertura oceánica. La duración del proceso varía considerablemente dependiendo de los patrones regionales de extensión.

Finalmente, el proceso de separación continental conduce a la formación de una depresión topográfica, que posteriormente es llenada con sedimentos para convertirse en una cuenca sedimentaria. A través de este proceso se genera la corteza oceánica, y

una zona transicional de corteza y de la litosfera se desarrolla entre el continente y las cuencas oceánicas adyacentes. Los sedimentos que se depositan sobre este tipo de corteza transicional suprayacen las rocas del basamento de bloques de continentales de corteza.

3.2.1.- Margen divergente en la Cuenca Central de Venezuela

La Cuenca Central de Venezuela desarrollada sobre un margen tipo Atlántico de la placa continental de Suramérica, en términos de tectónica de placas, comienza a formarse luego de la separación de las placas de Norte y Suramérica desde el período Cretácico Temprano y finaliza su cierre en el Eoceno Temprano.

La aparente evidencia que destaca la presencia de algún régimen extensional en Venezuela central y oriental podría ser el levantamiento del cratón de Guayana como un evento Triásico-Jurásico (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980) y la existencia de una estructura tipo graben en el área de Espino, donde parece estar presente un registro completo del pre-rifting en el estado de extensión.

La evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela parece estar de acuerdo con la teoría sobre la separación de las placas de Norte y Suramérica. Es difícil encontrar evidencias de rifting entre esas dos placas, debido a que las rocas que podrían

descubrir la fase Jurásico a Cretácico Temprano, están enterradas bajo una gruesa secuencia sedimentaria.

La secuencia de 1.6 Km de espesor de capas rojas y fluidos basálticos intercalados (de 113 m de espesor y 162 m.a.) reportados por FEO CODECIDO *et al.* (1984) con tendencia hacia el Noreste del Graben de Espino, parece indicar que el evento de rifting podría haber sido filtrado en esas áreas tanto en el Jurásico Temprano como en el tardío. África y Suramérica son arrastradas aparte, probablemente durante el Cretácico medio (hace 110 m.a.; BURKE *et al.*, 1984; PINDELL *et al.*, 1988) luego de la relativa inactividad tectónica del Cretácico Temprano. La sedimentación se inicia desde las primeras fases del rifting sobre el borde continental nor-oriental de la placa Suramericana, la cual ha constituido un margen oceánico tipo Atlántico desarrollado a lo largo del borde meridional de el Proto-Caribe durante el período Jurásico-Cretácico (DEWEY y BIRD, 1970; MARESCH, 1974; ROSS Y SCOTESE, 1988; SPEED, 1985; PINDELL *et al.*, *op. cit.*).

Durante el Barremiense-Aptiense, comienza la subsidencia de la plataforma y la región costera de Venezuela nor-oriental mientras que el margen oceánico continúa acumulando sedimentos con el patrón típico de depósitos marinos poco profundos cerca del cratón; de allí que las evidencias estratigráficas muestran que la distribución

de facies sedimentarias estuvo controlada por la topografía del basamento. Un estimado aproximado de la subsidencia inicial arroja valores de 1.3 a 4.3 Km; el mínimo espesor de depósitos plataformales –Formación Barranquín, cuya profundidad a la base es desconocida – es del orden de 1.3 a 2.5Km. La evolución del margen superior de la cuenca Oriental de Venezuela para el Eoceno-Oligoceno fue controlada por la subsidencia termal, cuando comenzó la colisión y las cargas aplicadas en el extremo Norte de la cuenca inducen la subsidencia y la flexión de la litosfera.

3.3.- CUENCAS ANTEPAÍS O "FORELAND"

Las cuencas antepaís o *"foreland"* se definen como las cuencas sedimentarias localizadas entre el frente de las cadenas montañosas y el cratón adyacente (ALLEN *et al.*, 1986). Las cuencas antepaís son cuencas alargadas, altamente asimétricas, íntimamente asociadas con zonas de colisión continental. DICKINSON (1974) propuso dos clases genéticas de cuencas antepaís: cuencas periféricas formadas durante la colisión continente-continente y cuencas antepaís retro-arco vinculadas a la subducción de litosfera oceánica.

Ambas clases de cuencas antepaís están asociadas con acortamiento en zonas tectónicamente activas y de manera mecánicamente similar, se observa la misma situación para zonas de colisión océano-océano y océano-continente, donde la

litosfera oceánica es objeto de subducción. En el caso de una cuenca antepaís, la litosfera continental se deforma bajo la suma de cargas impuestas por orogénesis, mientras que en el caso de trincheras oceánicas (cuencas antearco o "*foredeep*") la litosfera oceánica es deformada antes de la subducción.

En regímenes compresionales, el borde de la placa continental es deformado en un cinturón plegado de corteza (DEWEY, *en* MIALL, 1984). La corteza puede hacerse más gruesa, formando un cinturon montañoso, donde pueden ser expuestas las rocas metamórficas y plutónicas del arco, al igual que la masa de rocas sobrecorridas de diferente naturaleza. La depresión formada a través del proceso de flexión, causada por la carga de la litosfera (BEAUMONT, 1981), es llenada posteriormente con sedimentos derivados de las áreas positivas adyacentes y la carga de sedimentos contribuye igualmente a la depresión de la corteza. Debido a que el proceso continúa, el basamento continental no-deformado y las rocas cubiertas también podrían ser afectadas por plegamientos y corrimientos, volviéndose de esta forma en una fuente contribuyente de sedimentos en la cuenca.

3.3.1.- La Cuenca antepaís Central de Venezuela

En términos de la tectónica de placas, el final del Eoceno constituye un período muy importante en el desarrollo del Caribe, ya que fue el inicio del movimiento hacia el Este (alrededor de 38 m.a.) del Caribe (BELL, 1972; LADD, 1976; SPEED, 1985) con respecto a las placas de Norte y Suramérica, también el comienzo del vulcanismo

en las Antillas Menores (PINDELL y DEWEY, 1982), contribuyendo en gran medida en la génesis de la Cuenca antepaís Central de Venezuela y su temprana evolución.

Toda la historia terciaria de la Cuenca antepaís Central de Venezuela fue registrada por el estado de colisión-sutura en Venezuela Central, lo cual luego de la orogénesis Cretácico Tardío-Eoceno Temprano, quedó limitada al Norte por el Corrimiento antepaís Central de Venezuela y el Cinturón Deformado, superimpuesto sobre el Cretácico Primario. La Cuenca antepaís Central de Venezuela es asimétrica de Norte a Sur, abierta hacia el Este, limitada por planicies costeras sobre su flanco occidental y meridional y profundizándose hacia el Norte y el Este.

Los terrenos meta-ígneos que se desarrollaron durante el Cretácico al Noroeste de la cuenca, fueron emplazados hacia el Sur, comprimiéndose posiblemente durante el Paleoceno (GONZÁLEZ DE JUANA, 1980) a través de la cubierta cratónica sedimentaria de la cuenca Cretácica. Quizás el primer signo de la colisión fue el levantamiento del Escudo de Guayana (SPEED, 1985). Posteriormente, luego del pulso orogénico del Eoceno superior, fue levantada la Serranía del Interior dentro de la corteza antepaís y la provincia del Cinturón Deformado. La carga tectónica sobre el cratón, causó una mayor subsidencia de la cuenca antepaís Central de Venezuela sobre el borde continental del Cinturón Deformado. La colisión de los terrenos Araya-Tobago al final del Terciario, causó un amplio sobrecorrimiento sobre el flanco septentrional de la cuenca antepaís Central

de Venezuela, mientras hacia el Sur, no ocurrieron mayores deformaciones (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

La primera evidencia estratigráfica registrada de levantamientos en la cuenca antepaís de Venezuela lo constituye la Formación Los Jabillos (Oligoceno Temprano), pero el intervalo conglomerático tardío sugiere que la depositación y subsidencia asociada a la cuenca antepaís continúa a través de pulsos renovados, reflejando probablemente el avance de las napas sobre el continente. El volumen de sedimentos en la Cuenca Cretácica Oriental de Venezuela fue derivado desde el área cratónica meridional de Guayana y su extensión occidental, mientras en el Terciario el creciente corrimiento adyacente y cinturón de deformación se volvió una nueva fuente de sedimentos. Al parecer, las formaciones del Mioceno muestran la presencia de sedimentos de proveniencia aproximadamente septentrional, lo que significa que en el Mioceno la Serranía del Interior Oriental fue siempre una característica positiva al Norte de Venezuela, pero el proceso de colisión podría haber comenzado en el Oligoceno temprano. La máxima subsidencia de la Cuenca ocurrió durante el Mioceno Medio.

CAPÍTULO IV

4.1.- ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y MAGNÉTICAS EN LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

En este contexto se analizarán las anomalías gravimétricas en la región central de Venezuela, tanto las relacionadas exclusivamente con la topografía (anomalías de aire-libre) como las que consideran la densidad de las masas que se encuentran por encima de un nivel de referencia (anomalías de Bouguer). Las anomalías de aire-libre permiten determinar si existe o no una relación de la respuesta gravimétrica con la topografía de la zona en estudio; mientras que las anomalías de Bouguer, permiten determinar la influencia gravimétrica de los cuerpos que se encuentran por debajo de un nivel de referencia y descartar el efecto de las masas (consideradas de densidad uniforme) que se encuentran por encima del mismo. Se considerarán igualmente las anomalías aeromagnéticas, las cuales son el resultado del efecto del campo magnético terrestre en el proceso de formación de rocas ígneas y metamórficas y, permiten reconocer importantes estructuras como fallas y/o basamento magnético de las cuencas.

Se recabaron datos gravimétricos y magnéticos de la región central de Venezuela, que permitieran calcular las anomalías de Bouguer, aire-libre y magnéticas correspondientes a la zona de estudio, con el fin de establecer las relaciones anteriormente descritas y además, generar un modelo estructural del subsuelo, sustentado en la información geológica y geofísica disponible, que permita

explicar las respuestas gravimétricas y magnéticas observadas en la región central de Venezuela.

4.1.1.- Fuente de los datos gravimétricos y magnéticos

Tanto los datos gravimétricos como los aeromagnéticos, fueron suministrados por el Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela en formato digital e impreso y corresponden a la red gravimétrica y magnética nacional. Como referencia, fueron utilizados los mapas topográficos en escala 1: 500.000 (hojas: NC-19-I, NC-19-II, NB-19-I, NC-20-IV, NC-20-III, NB-20-IV), el mapa de anomalías de Bouguer (ρ= 2.67 g/cm^3) en escala 1: 2.000.000 del Instituto Nacional de Geografía (antiguamente Dirección de Cartografía Nacional), los mapas geológicos en escala 1:250.000 (hojas: NB-19-I, NC-19-I, NC-20-II y NC-20-IV), y el mapa batimétrico en escala 1:1.000.000 de la Dirección de Geología, Minas e Hidrocarburos.

4.2.- MAPAS Y PERFILES DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

A partir de los datos gravimétricos, se procedió a calcular las anomalías de Bouguer y de aire-libre de la zona comprendida entre los meridianos 65º48'W y 66º12'W y los paralelos 7º30'N y 10º30'N, para una densidad ρ = 2.3 g/cm^3, en un área aproximada de 14.700 Km^2. Se realizó primeramente un análisis de distribución de frecuencias de las anomalías de Bouguer para el estudio completo de los datos, con

el fin de determinar si existe una distribución uniforme de los mismos. La Tabla 4.1 muestra los resultados estadísticos del análisis de distribución de frecuencia de los datos gravimétricos.

Estadísticos								
Anomalías De Bouguer	N		Media	Mediana	Moda	Desv. típ.	Varianza	Rango
	Válido	Perdido						
	1929	0	-11,67198285	-13,26	-20,139999	18,83532283	354,769386	114,530003

Tabla 4.1: Resumen de estadísticos de datos de anomalías de Bouguer.

Se construyó entonces el histograma de frecuencias de anomalías de Bouguer, el cual se muestra en la figura 4.1, con un total de 1929 datos y cuyos valores se distribuyeron en 20 intervalos de clase de 6 mgal cada uno. Se puede apreciar en este histograma que la distribución de los datos pareciera no corresponder a una distribución normal, sino que por el contrario sigue la tendencia de una distribución multimodal, si se observa que se tienen tres modas representadas por los tres máximos observados en el histograma. Sin embargo, dado que el conjunto de datos utilizados corresponde a una misma zona, con características geográficas que facilitan la colocación de estaciones gravimétricas en algunos puntos, mientras que en otras la complica, la distribución de los datos en la región no se hace uniforme. Razón por la cual en algunos puntos habría una concentración de estaciones gravimétricas, mientras que en otras habría una deficiencia. De acuerdo a esto, se estima que los datos siguen una distribución normal, si se considera que en aquellos valores de anomalías gravimétricas mostrados en el histograma, para los cuales se observan mínimos relativos (intervalos [–36.5,-26.5] y [-2.5, 9.5]), probablemente se tendría

una deficiencia de estaciones, mientras que para la región correspondiente a los tres máximos observados, se tendría una concentración elevada de estaciones.

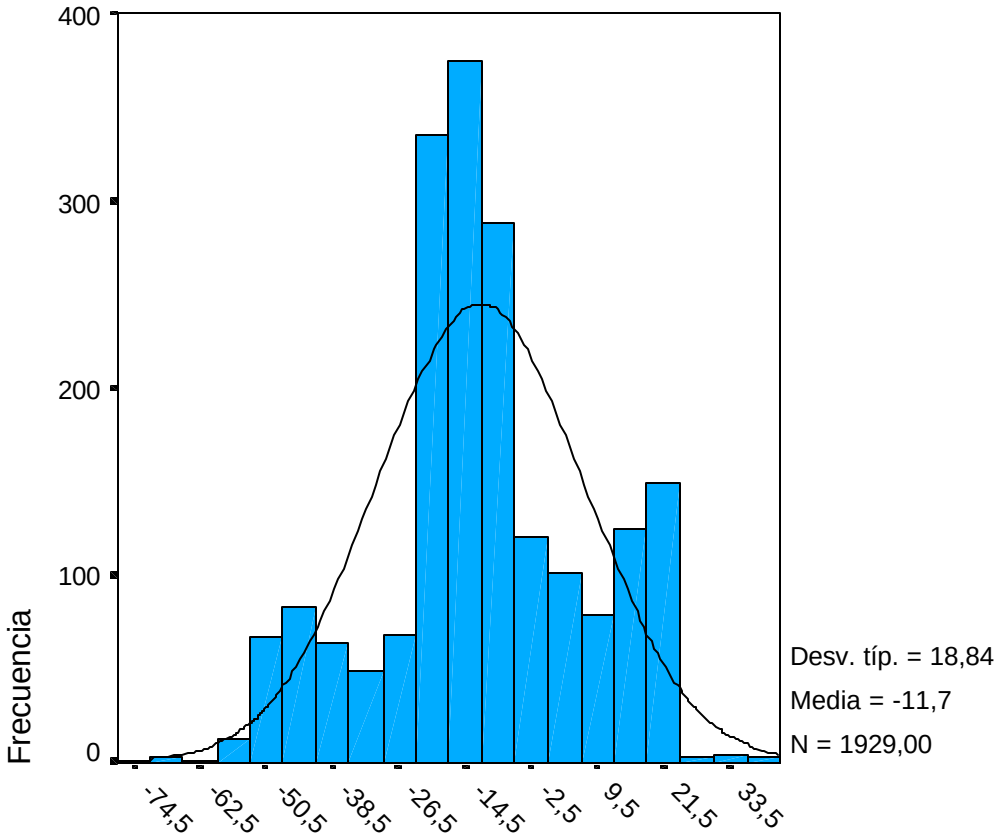


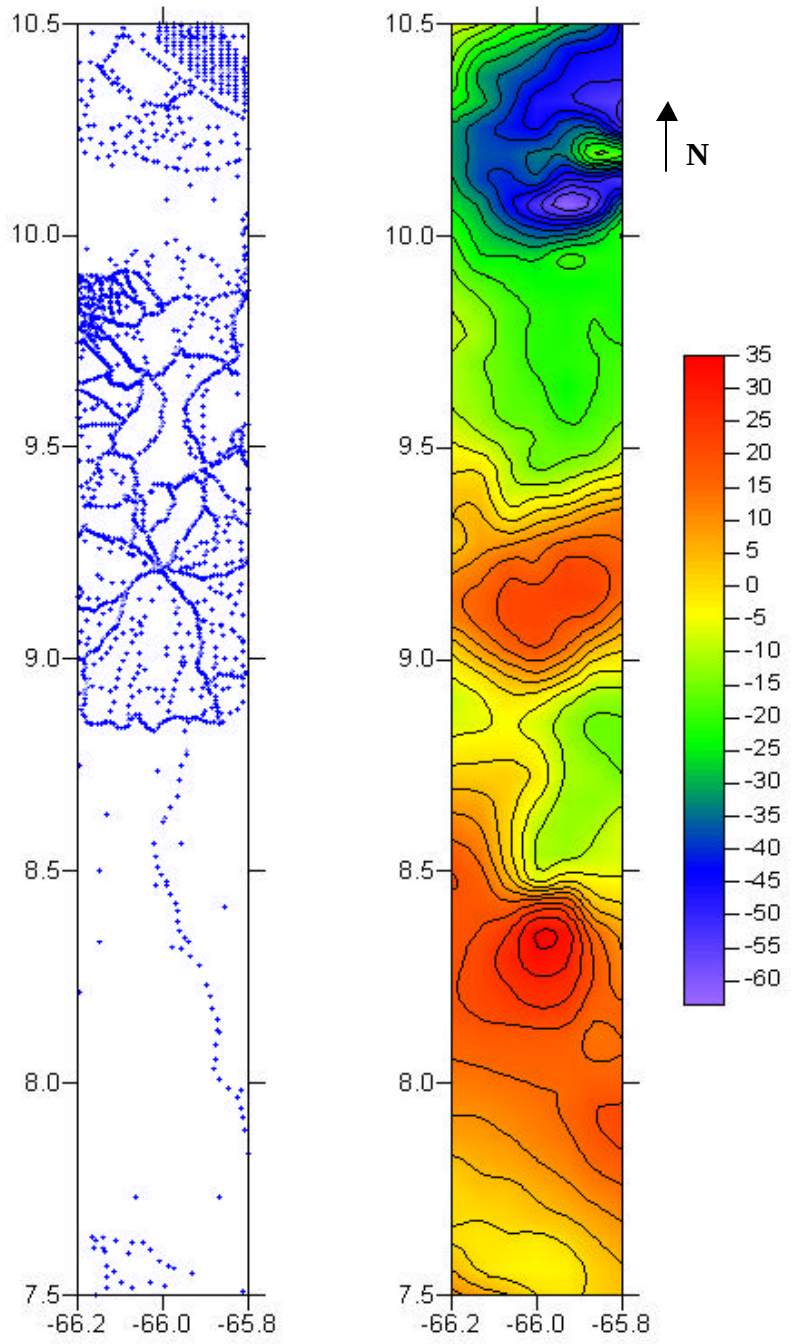
Figura 4.1. Histograma de distribución de frecuencias de anomalía de Bouguer de la zona de estudio.

4.2.1.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER COMPLETA

En esta sección se realiza una descripción cualitativa del mapa de anomalías de Bouguer completa generado para una densidad $\rho = 2.3$ g/cm^3, con el fin de identificar las principales estructuras y las zonas de mayor y menor influencia gravimétrica. El mapa de ubicación de las estaciones gravimétricas y el mapa de anomalías de Bouguer se muestran en la figura 4.2. Dado que no se disponía de datos numéricos de

anomalías de Bouguer en formato digital para latitudes superiores a 10º30'N, la ventana de datos mostrada en la figura 4.1 fue establecida para latitudes comprendidas entre 7º30'N y 10º30'N y para fines de este estudio las longitudes fueron restringidas entre 65º48'W y 66º12'W.

Como se puede apreciar en la figura 4.1, la mayoría de los valores positivos de anomalías de Bouguer se distribuyen hacia el Sur con un máximo de +39.24 mgal, mientras que los valores negativos se ubican hacia el Norte con un mínimo gravimétrico de –75.29 mgal. La presencia de anomalías positivas hacia el Sur refleja la cercanía a la superficie del cratón de Guayana y la respuesta gravimétrica del graben de Espino, cuyos flancos se asocian a dos fuertes anomalías superiores a los 30 mgal, con una tendencia aproximada de dirección N30ºE entre 8º15'N y 9º06'N respectivamente, considerando que hacia el Sur la deficiencia de estaciones gravimétricas no permite una buena interpolación de los datos y por ende se hace difícil la clara identificación de esta tendencia. Esta deficiencia de estaciones hacia el Sur, se debe a la falta de un número suficiente de vías de acceso que permitieran realizar un levantamiento gravimétrico más efectivo en dicha zona, lo cual se corresponde con el resultado obtenido en el histograma de frecuencias de la figura 4.1 entre los valores de –2,5mgal y 9.5mgal, al igual que ocurre entre las latitudes de 10º00'N y 10º15'N, en donde se observa también una deficiencia de estaciones.



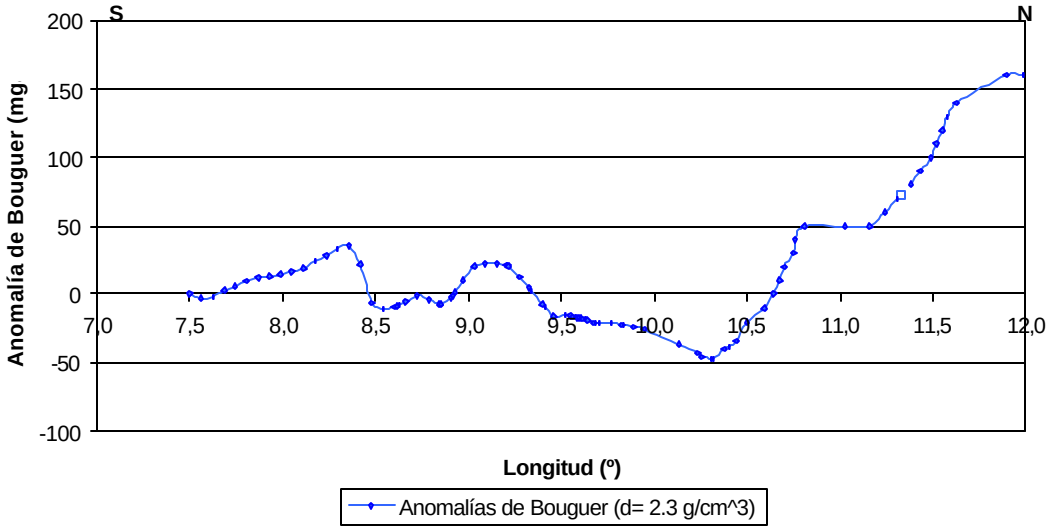
(a) (b)

Figura 4.2. Anomalías gravimétricas de la zona de estudio. (a) Mapa de distribución y ubicación de estaciones gravimétricas y (b) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer ($\rho = 2.3$ g/cm^3).

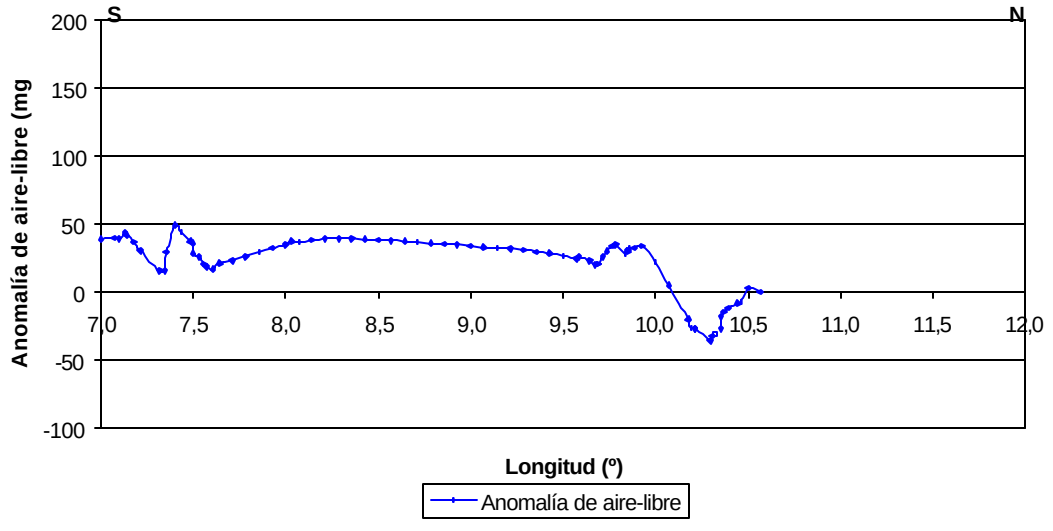
En latitudes superiores a 9º30'N (en donde se ubica la parte occidental de la Cuenca Tuy-Cariaco) se aprecia una aparente profundización del cratón con dirección hacia el Norte, permitiendo suponer la presencia de una fuerte depresión, cuyo depocentro pareciera ubicarse entre latitudes de 10º00N y 10º30'N, en donde se registran las anomalías más negativas. Esta aparente profundización del cratón hacia el Norte, representa una parte de la Cuenca antepaís Oriental de Venezuela y podría explicarse como una respuesta por flexión, de cargas presentes en el subsuelo o en superficie.

4.2.2.- Perfiles de Anomalías de Bouguer y Aire-Libre

A partir de los datos gravimétricos se elaboraron los perfiles de anomalías de Bouguer y de anomalías de aire-libre. El perfil de anomalías de Bouguer fue extraído del mapa de anomalías de Bouguer de la figura 4.2 y se utilizaron algunos datos suministrados por el Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales Renovables, para extender el perfil de Bouguer desde una latitud de 10º30'N hasta 12º00'N. Del mismo modo fueron utilizados estos datos para el cálculo de las anomalías de aire-libre, pero se utilizaron sólo aquellas estaciones que presentaban una estrecha cercanía al meridiano 66º00'00''W, para garantizar una mejor exactitud en la presentación de los resultados. Tanto el perfil de anomalías de Bouguer, como el perfil de anomalías de aire-libre se muestran en la figura 4.3, donde se observa cierta correspondencia gravimétrica entre ambos perfiles.



(a)



(b)

Figura 4.3. Perfiles de anomalías gravimétricas de la sección 66º00'00''W. (a) Perfil de anomalías de Bouguer ($\rho = 2.3\ g/cm^3$) y (b) Perfil de anomalías de aire-libre.

4.3.- RELACIÓN DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS CON LA TOPOGRAFÍA

Las anomalías de Bouguer, las anomalías de aire-libre y la topografía de una región dada, guardan una estrecha relación que permite estimar, a escalas muy regionales, si las anomalías gravimétricas observadas son el resultado de la presencia de cargas impuestas sobre la superficie de la corteza o del interior de la misma.En este contexto, se entiende por carga al contraste de densidad entre dos capas de materiales presentes en la litosfera. Las anomalías de Bouguer, al considerar la densidad de las masas que se encuentran sobre un nivel de referencia (comúnmente el nivel medio del mar), permiten descartar el efecto gravitatorio causado por la presencia de topografías locales o de "*alta frecuencia*" (tales como pequeños valles y colinas). Sin embargo, las anomalías de Bouguer no son muy efectivas en la reducción de los efectos causados por topografías regionales o de "*baja frecuencia*" (tales como grandes cordilleras). La razón de ello es que este tipo de topografías son causantes de la deflexión de la litosfera elástica, causando además, la formación de fuertes depresiones cuya respuesta gravimétrica se manifiesta como fuertes anomalías negativas (TURCOTTE y SCHUBERT, 1982), lo cual permite predecir la flexión de la corteza en algunas regiones.

Por otra parte, las cargas topografícas locales o de "*alta frecuencia*" no representan una carga lo suficientemente elevada como para causar la deflexión de la litosfera a escala regional y por ello las anomalías de Bouguer no son lo suficientemente sensibles ante esta situación. Sin embargo, las anomalías de aire-libre

son muy sensibles a las topografías locales y son una medida de la influencia gravimétrica causada por las cargas impuestas en superficie, ya que consideran solo el efecto causado por la lejanía de las cargas con respecto al centro de gravedad terrestre. De acuerdo a esto, las anomalías de aire-libre mostraran cierta correspondencia con la topografía si la misma contiene "*altas frecuencias*"; por el contrario, no habrá correspondencia si la topografía presenta "*bajas frecuencias*". Un ejemplo de la relación de la topografía con las anomalías de aire-libre y Bouguer se ilustra en la figura 4.4.

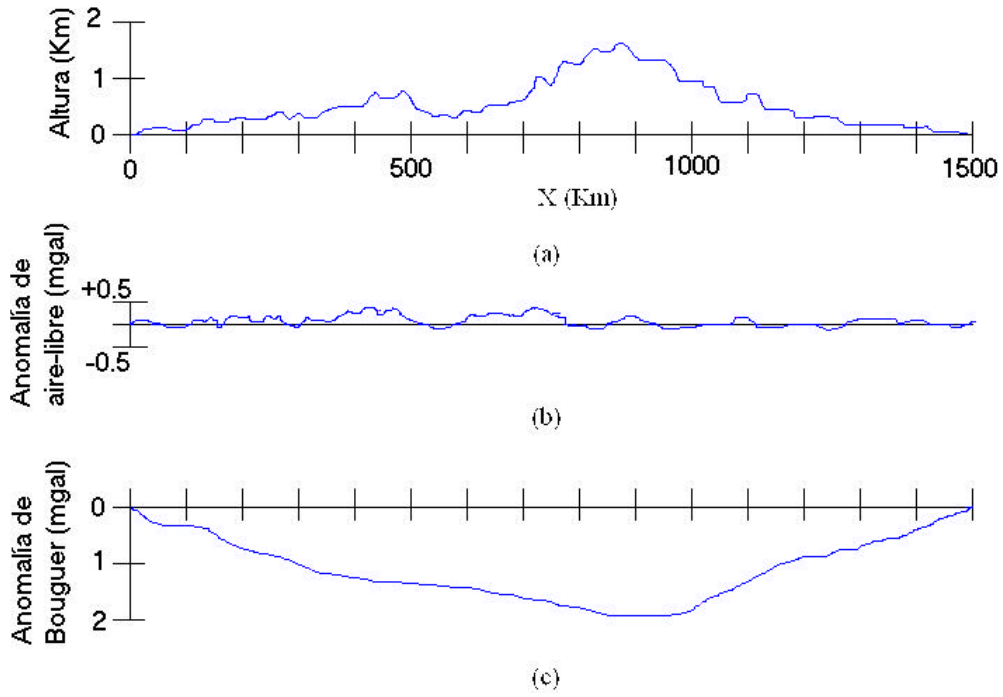


Figura 4.4. Ejemplo de relación de anomalías gravimétricas con la topografía. (a) Perfil topográfico, (b) Perfil de anomalías de aire-libre y (c) Perfil de anomalías de Bouguer.

4.3.1.- Relación de las Anomalías de Bouguer y Aire-Libre con la topografía

En esta sección se establecerá la aparente relación que existe entre los perfiles de anomalías de Bouguer y aire-libre con la topografía, entre una latitud de 7º00'N y 10º30'N para una longitud de 66º00'W. El perfil de anomalías de Bouguer abarca las latitudes de 7º30'N y 12º00'N con una longitud promedio de 495Km, mientras que el perfil de anomalías de aire-libre abarca las longitudes de 7º00'N y 10º36'N con una longitud promedio de 395Km. Se generó además el perfil topográfico de la sección completa, desde las latitudes de 7º00'N hasta 12º00'N, con una longitud aproximada de 550Km. Las tablas de valores utilizadas en la construcción de estos perfiles son mostradas en la sección de apéndices.

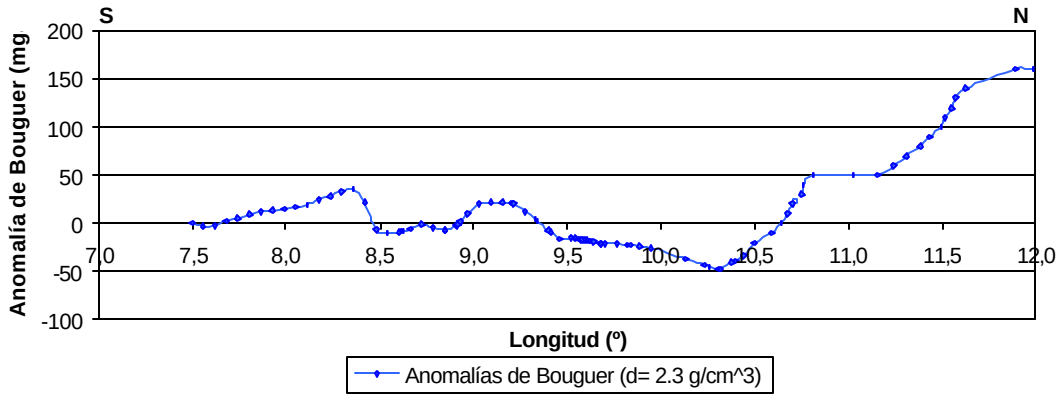
La figura 4.5 muestra los perfiles de anomalías de Bouguer, anomalías de aire-libre y topográfico de la sección 66º00'00''W. Al comparar el perfil de anomalías de Bouguer con la topografía, se puede notar un gran contraste hacia el Sur (específicamente entre 8º00'N y 9º30'N), en donde se observa un máximo de 35 mgal y otro de 22.25 mgal, con respecto a una topografía muy suave. Ello se debe a que en dicha zona el perfil corta a una importante estructura del Jurásico conocida como el Graben de Espino, cuya profundidad se estima alrededor de 6 a 7 Km, y de aquí que la expresión gravimétrica se vea representada con la geometría de una "W", en donde los máximos estarían representados por los flancos Norte y Sur del graben y la parte intermedia pudiera estar asociada a alguna estructura localizada en el interior del graben (como un pequeño bloque fallado). Hacia la parte intermedia del perfil (entre

9º30’N y 10º30’N), las anomalías de Bouguer tienden a hacerse más negativas, registrándose un mínimo de –47 mgal, mientras que la topografía aumenta hasta un máximo de 271 m. Ello parece indicar que existe una relación inversamente proporcional de la anomalía de Bouguer con respecto a la topografía hacia esta zona, lo cual podría justificarse por la presencia de una gran depresión, rellena de sedimentos de relativa baja densidad. Por otra parte, si se descarta el efecto ocasionado por el Graben de Espino hacia al Sur, la línea de contorno de anomalías de Bouguer se podría dibujar como una línea suave y descendente desde los 7º30’N hasta los 10º00’N, lo cual sugiere la existencia de flexión litosférica en dirección hacia el Norte. Hacia el Norte, la relación anomalías de Bouguer-topografía diverge significativamente. Esta situación podría estar asociada al hecho de que probablemente existe un cambio en la densidad de corteza presente en el lugar, en donde podría existir un límite de placa continente-oceáno (Placa Suramericana-Placa Caribe), o la presencia de una porción de material del manto que sustituye a la corteza en dicha zona, aumentando su densidad y por ende las anomalías de Bouguer registradas o, bien pudiera ser una combinación de ambas.

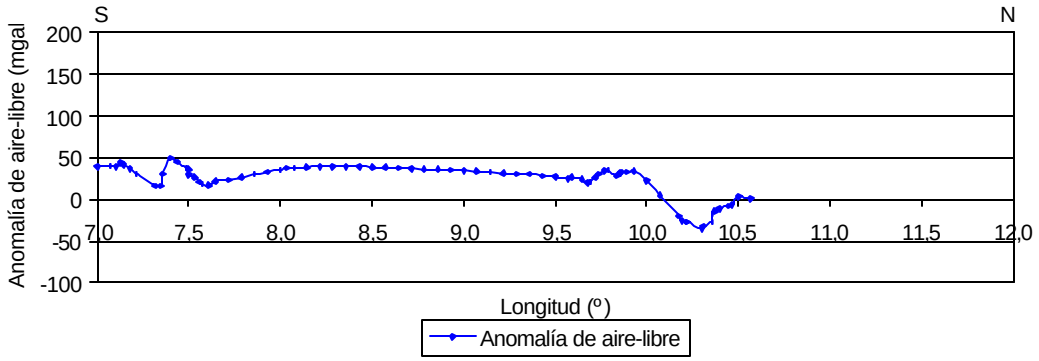
Al comparar el perfil de anomalías de aire-libre con la topografía, se puede decir a groso modo, que existe cierta correspondencia de las anomalías de aire-libre con la topografía. Hacia el Sur se muestra cierta correspondencia anomalía aire-libre con la topografía desde una latitud de 7º00’N hasta 7º15’N, considerando que hacia

esta zona aflora el cratón de Guayana. Sin embargo, a una latitud próxima a 7º30'N, se observa una anomalía muy local con un máximo de 49.4 mgal.

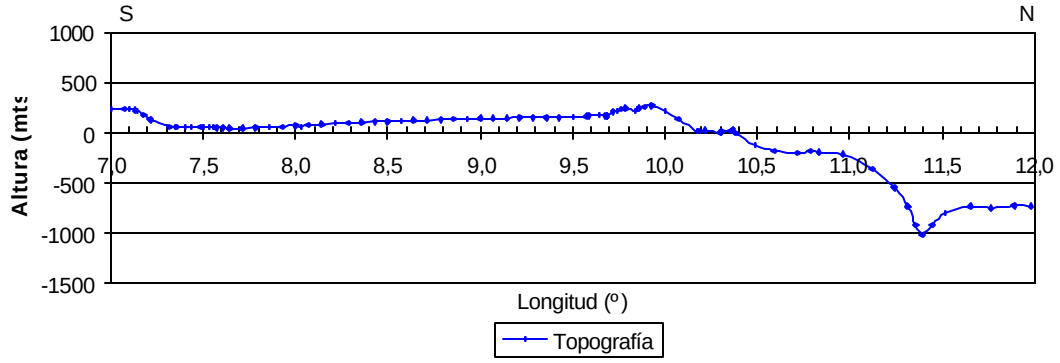
Entre una latitud de 7º15'N y 9º30'N se observa un suave crecimiento en la altura, mientras que la anomalía de aire-libre también muestra una suave respuesta, la cual puede asociarse a que esta zona corresponde a la región de Los Llanos venezolanos, el cual se caracteriza por ser una llanura con una altura promedio de 50 m s.n.m. Entre 9º30'N y 10º00'N se observa también correspondencia de la topografía con las anomalías de aire-libre, la cual se justifica debido a que esta zona corresponde a la Serranía del Interior Central. Más hacia el Norte (entre 10º00'N y 10º30'N), se observa una disminución tanto en los valores de anomalías de aire-libre como en los valores de topografía, en donde ésta última muestra su cercanía a la línea de costa, lo cual hace disminuir aún más los valores de anomalías, debido a que la corrección de aire-libre se anula en estaciones ubicadas en el mar, quedando la anomalía de aire-libre dependiendo sólo de la gravedad teórica y de la gravedad observada. Cabe destacar, que en esta región existe una correspondencia entre las anomalías de aire-libre y las anomalías de Bouguer, en donde ambas registran un mínimo absoluto y que pudiera estar asociado a una fuerte depresión localizada en dicha zona.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.5. Relación de anomalías de Bouguer con la topografía (a) Perfil de anomalías de Bouguer ($\rho = 2.3\ g/cm^3$) y (b) Perfil de anomalías de aire-libre y (c) Perfil topográfico de la Sección 66º00'W.

4.4.- ANOMALÍAS MAGNÉTICAS EN LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

A partir de los datos magnéticos suministrados por el Departamento de Geofísica, se procedió a realizar el análisis de distribución de frecuencia de los datos magnéticos, con el fin de conocer si los datos están uniformemente distribuidos. Se realizó entonces la construcción del histograma de frecuencias de anomalías magnéticas (*ver figura 4.6*) para un total de 720 datos, para 17 intervalos de clase de 39.70 gammas cada uno. La Tabla 4.2 muestra los resultados estadísticos del análisis de distribución de frecuencia de los datos gravimétricos.

Estadísticos								
Anomalías magnéticas	N		Media	Mediana	Moda	Desv. típ.	Varianza	Rango
	Válidos	Perdidos						
	720	0	9743,2417	9728,6602	9655,95	77,9532	6076,7057	653,18

Tabla 4.2: Resumen de estadísticos de los datos de anomalías aeromagnéticas.

Se puede observar en el histograma que los datos parecieran comportarse aproximadamente como una distribución normal con un ligero sesgamiento hacia la izquierda, indicando que hay una buena distribución de los datos, lo cual no sucedía con los datos de anomalías de Bouguer discutidos en la sección 4.2. Esta distribución aproximadamente uniforme de los datos, permite destacar que los mismos son confiables para la representación de un mapa bidimensional de anomalías magnéticas.

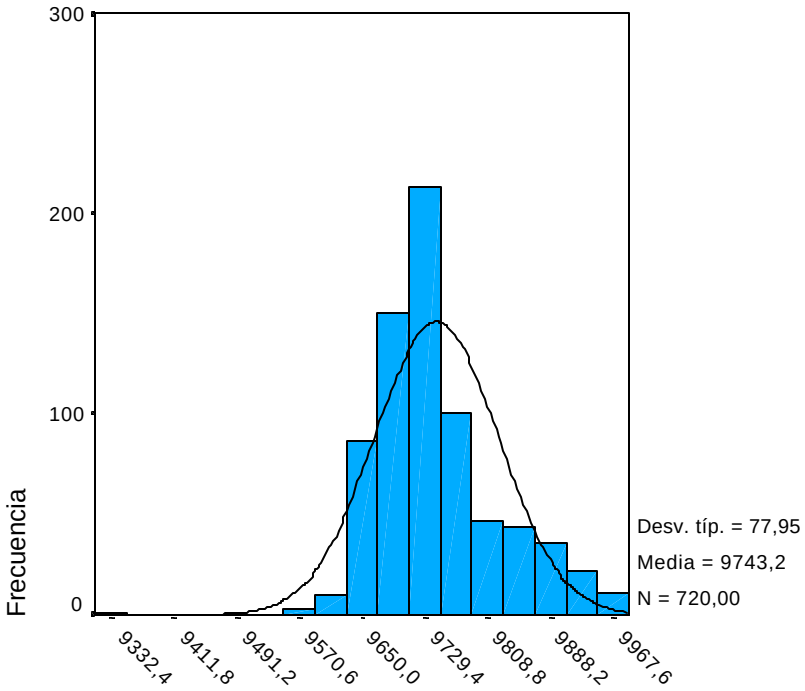


Figura 4.6. Histograma de distribución de frecuencias de anomalías magnéticas de la zona de estudio.

4.4.1.- Mapa de anomalías de magnéticas

Se procedió entonces a la construcción del mapa de anomalías magnéticas de la zona de estudio, el cual se puede apreciar en la figura 4.7., donde también se muestran la distribución de las estaciones magnéticas.

Los datos de anomalías magnéticas abarcan longitudes desde 65º48'W hasta 66º12'W y las latitudes desde 7º40'12''N hasta 10º28'12''N. Se puede apreciar en el mapa de la figura 4.7 que los datos están muy bien distribuidos sobre el área de estudio, lo cual está de acuerdo con el resultado obtenido del histograma de distribución de frecuencias de la figura 4.6.

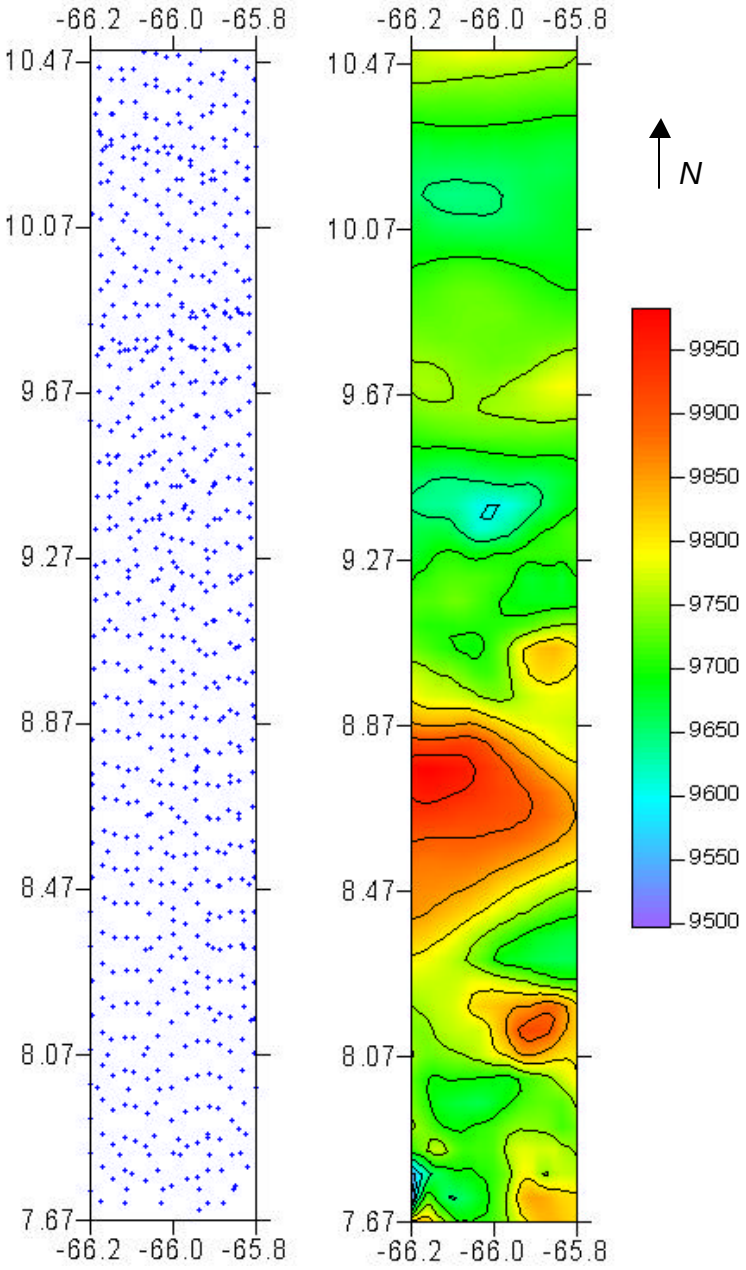


Figura 4.7. Anomalías magnéticas de la zona de estudio. (a) Mapa de distribución y ubicación de estaciones magnéticas y (b) Mapa de anomalías magnéticas.

Se puede observar del mapa que los valores de las anomalías magnéticas se mantienen en el rango de 9600 gammas a 9750 gammas, en casi toda la extensión de la región considerada, a excepción de la región comprendida entre las latitudes de 8º04'12''N y 8º52'12''N, en donde se observa una fuerte anomalía magnética. Esta fuerte anomalía, cuyo máximo se ubica en unos 9982.74 gammas, tiene una tendencia aproximada de rumbo N30ºE, y su ubicación coincide con la anomalía de Bouguer observada en el mapa de anomalías de Bouguer de la figura 4.2, razón por la cual se considera estar asociada a la respuesta magnética del Graben de Espino. Sin embargo, si el mapa de anomalías magnéticas es comparado con el mapa de anomalías de Bouguer, se puede notar una correspondencia inversa en los valores de las anomalías involucradas, es decir, en aquellos lugares en donde se observan valores altos en las anomalías de Bouguer, se observan valores bajos en las anomalías magnéticas; así mismo, se observan algunos cierres en los contornos de las anomalías magnéticas, tanto hacia el Norte como hacia el Sur. Esto bien pudiera estar asociado a la respuesta de una superficie irregular del basamento magnético, o bien pudiera ser la respuesta de pequeñas mineralizaciones de minerales ferromagnéticos cercanos a la superficie.

4.5.- MODELAJE GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO BIDIMENSIONAL

Esta etapa tuvo como objetivo fundamental generar un modelo teórico estructural del subsuelo, con el fin de justificar las anomalías gravimétricas

observadas tanto en el perfil de anomalías de Bouguer como en el perfil de anomalías de aire-libre.

Se revisaron los datos de geología de superficie, datos de pozos y datos aeromagnéticos, así como los diferentes aspectos discutidos por diversos autores en los capítulos I, II y III para tener una visión completa de la información disponible que permitiera tener un buen sustento teórico tanto desde el punto de vista geológico como desde el punto de vista geofísico.

4.5.1.- Restricciones a partir de datos de pozo

La información proveniente de los datos de pozos consistió en datos de profundidades a los topes de algunas formaciones geológicas importantes, correspondientes a nueve pozos relativamente cercanos a la sección 66º00'00''W. La ubicación de tales pozos se muestra en la figura 4.8. y las profundidades alcanzadas por los mismos se muestran en la tabla 4.3. De los nueve pozos, sólo fueron utilizados los pozos 2, 3, 6, 8 y 9 para el control de profundidad, ya que los mismos se encontraban relativamente cercanos a la a la sección 66º00'W a excepción del Pozo 8, el cual a pesar de estar algo alejado de la sección, se consideró de mucha utilidad, ya que alcanzó el basamento paleozoico a una profundidad de 5250'.

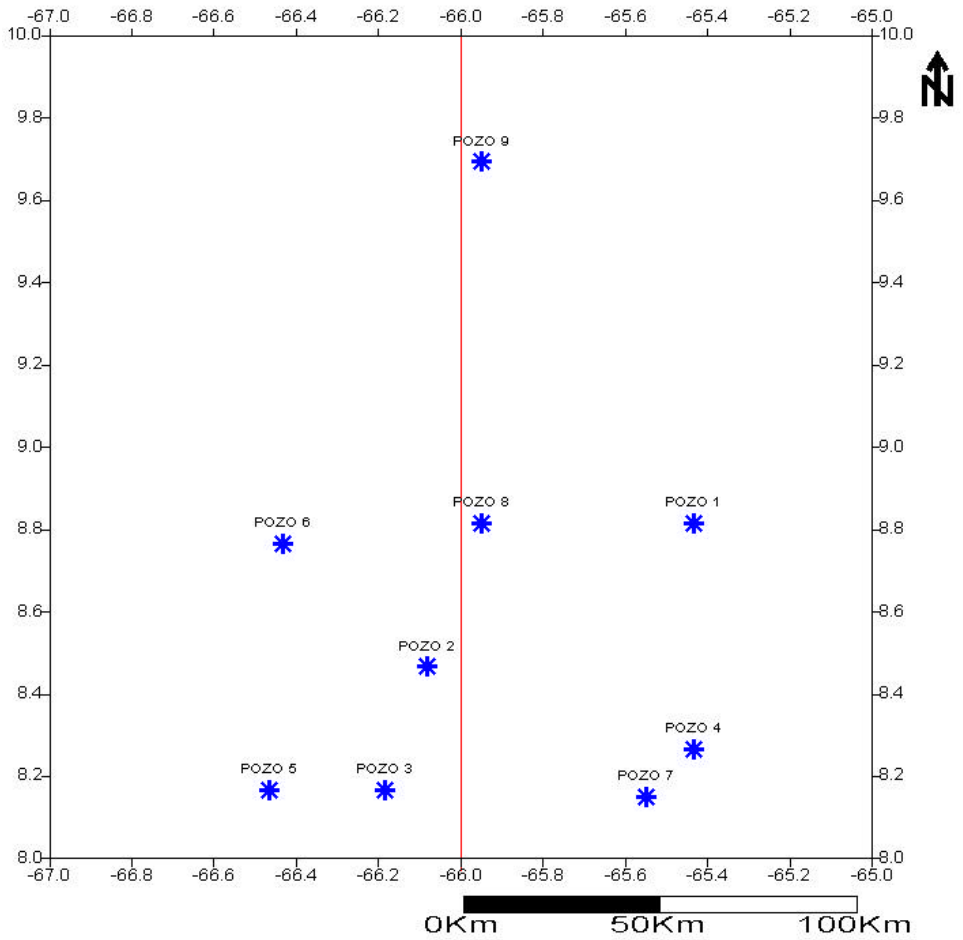


Figura 4.8. Mapa de ubicación de algunos pozos cercanos a la sección 66º00'00''W.

POZO Nº	LONGITUD	LATITUD	PROFUNDIDAD ALCANZADA
1	65º26'W	8º49'N	9000'. Tope discordante del Cretácico a 7580'.
2	66º26'W	8º28'N	4610'. Tope discordante del Cretácico a 3100'.
3	66º00'W	8º10'N	5000'. Tope discordante del Cretácico a 2330'.
4	65º26'W	8º16'N	6000'. Tope discordante del Cretácico a 2250'.
5	66º28'W	8º10'N	2530'. Tope discordante del Cretácico a 7580'.
6	66º26'W	8º46'N	5250'. Basamento paleozoico.
7	65º33'W	8º09'N	3190'. Tope discordante del Cretácico a 1410'.
8	65º57'W	8º49'N	6260'. Tope discordante del Cretácico a 5350'.

Tabla 4.3. Ubicación y profundidad alcanzada por algunos pozos cercanos a la sección 66º00'W

4.5.2.- Sección de la corteza en el perfil 66º00'00''W

Luego de la revisión de los datos provenientes de geología de superficie, datos de pozos, datos gravimétricos y magnéticos y los aspectos teóricos discutidos anteriormente, se procedió a cargar los datos de anomalías de Bouguer y magnéticas en el programa Geosoft GM-SYS, el cual calcula las respuestas gravimétricas y magnéticas causadas por cuerpos bidimensionales que conforman el modelo propuesto y a su vez permite comparar tales respuestas con las anomalías gravimétricas y magnéticas observadas, permitiendo al usuario elegir la situación que mejor se ajuste a las restricciones del modelo.

El modelo estructural propuesto para la sección 66º00'W, está basado en los estudios llevados a cabo por diferentes autores y que ya fueron discutidos en los capítulos I, II y III. La figura 4.9. muestra un corte esquemático de la sección 66º00'00''W realizado por GONZÁLEZ DE JUANA *et al*. (1980), en el cual se puede apreciar la profundización de la secuencia autóctona Cretácico-Terciaria bajo el frente de corrimientos. Esta sección y la sección 67º00'W propuesta por BOSCH Y RODRÍGUEZ (1992) y UGHI (2002), fue usada como referencia para la elaboración del modelo estructural de la sección 66º00'00''W ya que concuerda con las descripciones realizadas por diferentes estudios realizados en la zona.

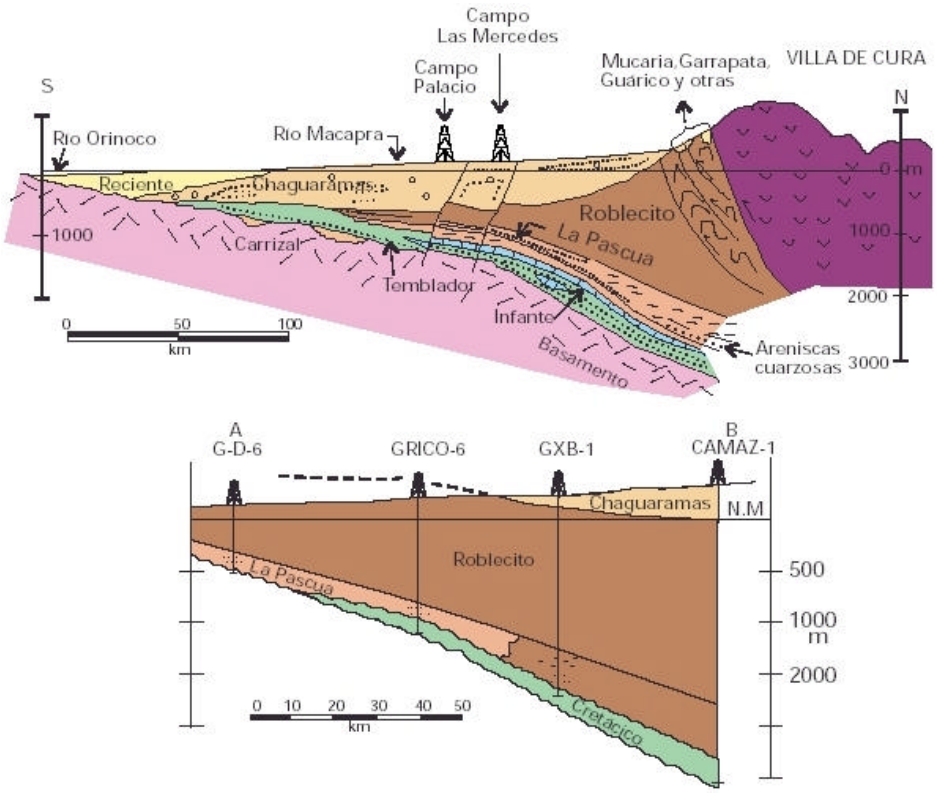


Figura 4.9. Corte esquemático de la sección 66º00'00''W en donde se aprecia la profundización de la secuecia autóctona Cretácico-Terciaria bajo el frente de corrimientos y rocas igneo metamórficas del Grupo Villa de Cura y del Complejo Chacual (González de Juana *et al., 1980,* tomado de WEC Venezuela 1997_ Evaluación de Pozos. Schlumberger).

4.5.3.- Modelo geológico del subsuelo ajustado por datos gravimétricos y magnéticos

A partir de los estudios geológicos y geofísicos realizados en la región central de Venezuela y de los datos de pozos disponibles en la zona, se propone un modelo geológico-estructural del subsuelo, que justifique las anomalías gravimétricas y magnetométricas observadas en la región central de Venezuela, específicamente en la sección 66º00'00''W. Tanto el perfil gravimétrico como el magnético abarca la sección indicada en la figura 1.1., en sentido S-N, y fueron generados mediante el

empleo del programa de modelaje gravimétrico-magnético bidimensional Geosoft GM-SYS.

Para el modelaje gravimétrico de la sección 66º00'00''W fueron considerados 13 cuerpos distintos, cuyas densidades son mostradas en la tabla 4.4. Cabe destacar que tales densidades son consistentes con el modelo planteado por BOSCH y RODRÍGUEZ (1992) para la sección 67º00'00''W.

CUERPO	DENSIDAD (g/cm^3)	RANGO (g/cm^3)
Manto	3.00	3.00 – 3.40
Corteza continental	2.70	2.50 – 2.81
Corteza oceánica	2.95	2.70 – 3.30
Paleo-arco de islas	2.85	2.70 – 3.30
Sedimentos meta-tectónicos y meta-volcánicos	2.60	2.39 – 2.90
Mar Caribe	1.03	1.01 – 1.05
Sedimentos	2.40	1.77 – 2.70
Sedimentos del Cretácico	2.49	1.77 – 2.70
Sedimentos del Paleozoico	2.40	1.77 – 2.70
Napa Piemontina	2.61	2.39 – 2.90
Napa de Villa de Cura	2.65	2.39 – 2.90
Formación Roblecito	2.30	1.61 – 2.76
Formación Chaguaramas	2.20	1.61 – 2.76

Tabla 4.4: Tablas de densidades asignadas a los cuerpos considerados en el modelo gravimétrico.

El modelo gravimétrico de la sección 66º00'00''W es mostrado en la figura 4.10. y en la cual se puede apreciar algunos rasgos estructurales notables. Tal es el caso de una gran depresión ubicada hacia el Sur conocida como el graben de Espino, de origen Jurásico Tardío y bajo la cual se supone la presencia de adelgazamiento cortical. Se observa además que la línea del tope del basamento tiende a profundizarse, conforme la latitud Norte aumenta. Tal situación podría representar la flexión de la litosfera en dicha zona, debido a la presencia de cargas suprayacentes de bloques obducidos por colisión continental, y que podrían estar representadas, hacia el Norte, por las napas Piemontina y Villa de Cura y por el bloque de corteza interpuesto conformado por un paleoarco de islas y sedimentos tectonizados y metavolcánicos. Igualmente, se observa un aparente adelgazamiento de corteza hacia el Norte, sugiriendo la transición de corteza continental a corteza oceánica, lo cual sugiere un posible límite de placa hacia esta zona. También se observa una fuerte depresión rellena con sedimentos del mesozoico, la cual representa parte de la Cuenca Central de Venezuela. La respuesta generada por el modelaje gravimétrico, se ajustó de manera significativa con la anomalía de Bouguer observada. Otras estructuras de interés, lo conforman el Corrimiento Frontal (CF), la Falla de Morón (FM) y la Falla Marginal del Caribe (FMC).

El modelo magnético es mostrado en la figura 4.11. y es coherente con el modelo gravimétrico propuesto. El mismo consta de 18 cuerpos, cinco de los cuales corresponden a pequeñas intrucciones ígneas, cuyas densidades son las mismas a las

asignadas a los cuerpos que contienen a dichas intrucciones en el modelo gravimétrico. Los parámetros magnéticos asignados a cada cuerpo estuvieron basados en la investigación realizada en la región centro-Norte de Venezuela por SKERLEC y HARGRAVES (1980) y son mostrados en la tabla 4.5. La declinación magnética para esta zona fue estimada en -10º y la inclinación magnética en 37º.

CUERPO	I (º)	I.M. ($\times 10^{-6}$emu/cm^3)	K ($\times 10^{-6}$ emu/cm^3.Oe)
Manto	37	2000	1000
Corteza continental	37	500	500
Corteza oceánica	37	6000	1000
Paleo-arco de islas	37	100	500
Sedimentos meta-tectónicos y meta-volcánicos	37	150	100
Mar Caribe	0	0	0
Sedimentos	37	20	100
Sedimentos del Cretácico	37	1000	3000
Sedimentos del Paleozoico	37	110	100
Napa Piemontina	37	50	110
Napa de Villa de Cura	37	550	100
Formación Roblecito	37	100	1
Formación Chaguaramas	37	8	1
Cuerpo Intrusivo A	37	700	7000
Cuerpo Intrusivo B	37	100	5000
Cuerpo Intrusivo C	37	2000	5000
Cuerpo Intrusivo D	37	500	5000
Cuerpo Intrusivo E	37	500	5000

Tabla 4.5: Tablas de parámetros magnéticos asignados a los cuerpos considerados en el modelo magnético.

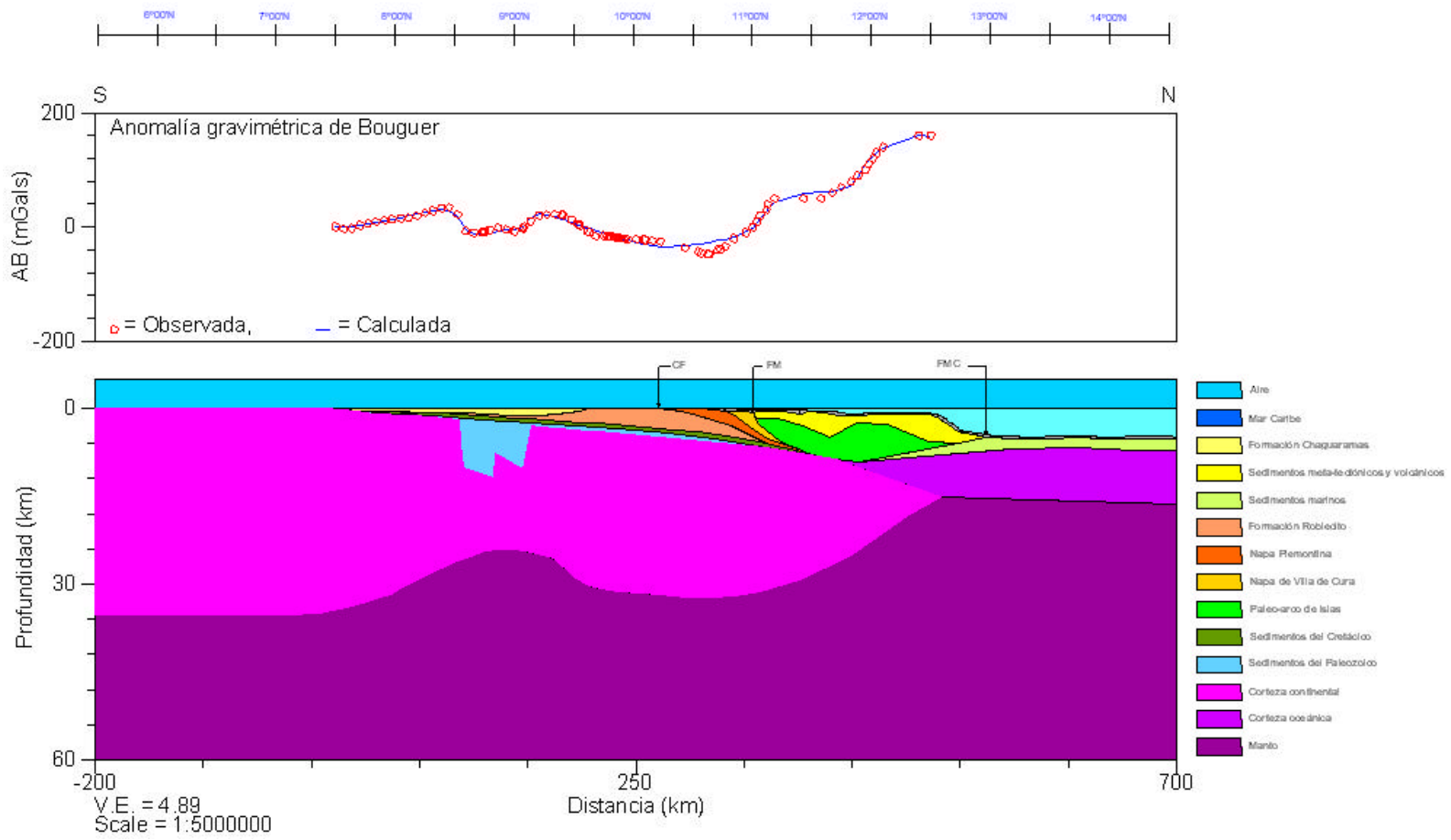


Figura 4.10. Modelo gravimétrico-estructural de la sección 66°00'00''W.

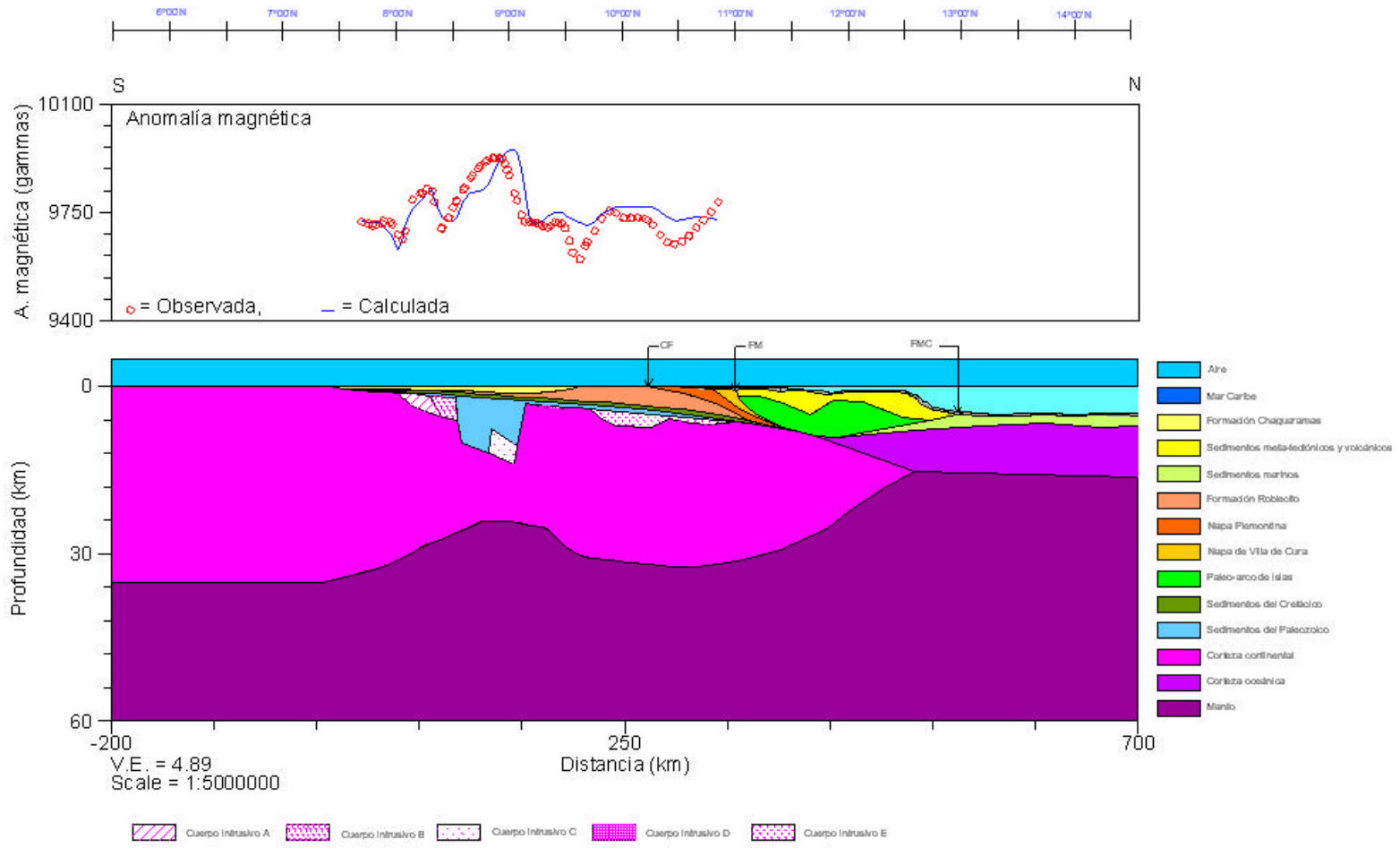


Figura 4.11. Modelo magnético-estructural de la sección 66°00'00''W.

CAPÍTULO V

5.1.- FLEXIÓN DE LA LITOSFERA CONTINENTAL

El estudio del campo gravimétrico terrestre en zonas de topografía elevadas, ha sido un tema de gran interés para geólogos, geofísicos y geodestas durante las últimas décadas. Los primeros estudios del campo gravimétrico terrestre sobre topografías elevadas fueron llevados a cabo por AIRY (1855) y PRATT (1855). Ellos introdujeron el concepto de la isostasia, cuyo principio se basa en la existencia de una profundidad de compensación, bajo la cual las presiones dentro de la tierra están en estado de equilibrio hidrostático. AIRY (*op. cit.*) propuso que las masas de regiones de topografías muy elevadas como Los Alpes y el Himalaya, consideradas de densidad uniforme, son compensadas con variaciones en profundidad como una repuesta para lograr el equilibrio en un nivel de compensación. PRATT (*op. cit.*) por otra parte, propuso que dicha compensación era el reultado de cambios laterales de densidad en la corteza de un espesor uniforme, por encima del manto superior. Tanto el modelo de AIRY (*op. cit.*) como el de PRATT (*op. cit.*) sugieren una correspondencia de la respuesta gravimétrica con la topografía. Sin embargo el estudio de algunos perfiles gravimétricos llevados a cabo en regiones de topografías elevadas, no han mostrado correspondencia de la repuesta gravimétrica con la topografía y generalmente esta observación está asociadada a la presencia de cuencas intracontinentales tipo antepaís o "*foreland*".

Algunos estudios geológicos han mostrado que diversas cordilleras han sido cubiertas por rocas graníticas plegadas de relativa baja densidad, la cual suguiere que tanto los movimientos horizontales como verticales son importantes en la formación de montañas (BOWIE, 1927). Otros estudios realizados a finales del siglo XIX y a principios del siglo XX en Estados Unidos y Europa para obtener perfiles contínuos del campo gravimétricos sobre cordilleras (PUTNAM, 1895 y HEISKANEN, 1924), mostraron que los mismos se caracterizaban por presentar anomalías gravimétricas negativas y positivas de gran amplitud ó "*cuplas gravimétricas*", las cuales no son fácilmente explicadas por los modelos de AIRY (1855) y PRATT (1855.). Tales observaciones le permitieron a CHAMBERLIN (1931) afirman que los procesos geológicos en la formación de montañas ocurren independientemente de la isostasia y que más bien la isostasia actúa más como un ente opositor a la formación de montañas.

Las primeras interpretaciones de la cupla gravimétrica fue en términos de los modelos estáticos para la distribución de masas en cordilleras montañosas (KAMINSKI y MENZEL, 1968; DIMENT, 1968; TANNER y UFFEN, 1960; TANNER, 1969; MUELLER y TALWANI, 1971; CHOUDHURY *et. al.*, 1971). Tales estudios mostraron que las anomalías positivas fueron interpretadas como debidas a la alta densidad de las rocas de la delgada corteza, mientras que los flancos negativos fueron interpretados como debidos al engrosamiento de corteza. Sin

embargo, tales observaciones proveen poca información sobre los procesos y mecanismos geológicos que ocurren durante la formación de montañas.

En 1960 las cuplas gravimétricas sobre cordilleras montañosas fueron reinterpretadas cuantitativamente basado en la convergencia de placas en zonas de suturas y colisiones. BROOKS (1970 a, b) sugirió que la cupla gravimétrica podría estar debida al sobrecorrimiento de una placa de la litosfera sobre una placa subyacente durante la formación de montañas. Durante los últimos años se ha ampliado el conocimiento de la respuesta isostática de la litosfera a cargas superficiales tales como, deltas, capas de hielo, islas oceánicas y montañas marinas (*e.g.*, WATTS, 1978; CALDWELL y TURCOTTE, 1979; SANDWELL y SCHUBERT, 1982; MENARD y McNUTT, 1982; KARNER y WATTS, 1983; RODRÍGUEZ, 1986). Tales estudios han sugerido que la litosfera responde a cargas de larga duración (apróximadamente $>10^5$ años) de manera similar a una placa elástica suprayacente a un fluído débil. Estudios de flexión oceánica han mostrado que la riguidez flexural de la litosfera (*D*) y el espesor elástico efectivo (*Te*) son funciones de la edad y por ello la estructura termal de litosfera se corresponde con el tiempo en fue cargada.

WATTS *et al*. (1980), basándose en el modelo de flexión de placas, afirman que un buen ajuste de *Te* es logrado a la profundidad de la curva de la isoterma oceánica de 300 a 600ºC, sugiriendo que la litosfera se hace más rígida en su

respuesta a las cargas, debido al enfriamiento y al incremento de su espesor con la edad. WATTS *et. al*. (1982) y KARNER y WATTS (1983) usaron este modelo para explicar un número de características tectonoestratigraficas de las cuencas sedimentarias en márgenes continentales pasivos y en el interior continental. Sin embargo, el principal problema de esos estudios de flexión previos es que el campo gravitatorio no fue usado como una restrinción.

KARNER y WATTS (*op. cit*.) explicaron el problema de flexión de ltosfera como el resultado de la presencia de cargas topograficas superficiales, del subsuelo e intracontinentales que son responsables de la flexión de la litosfera. El mecanismo de la formación de montañas envuelve la transferencia de material sobre la litosfera continental y se debería esperar un control por flexión en el desarrollo montañas (ROYDEN y KARNER, 1984). KARNER y WATTS (*op. cit*.), en estudios realizados en Los Alpes, Los Apalaches y el Himalaya, propusieron un modelo que sirviera de alternativa a los modelos isostáticos propuestos por AIRY (1855) y PRATT (1855), el cual permitió explicar la cupla gravimétrica con base en la presencia de una carga intracortical o "escondida" la cual tiene su origen en el proceso de flexión de la corteza durante la formación de las cuencas antepaís y de los cinturones orogénicos.

WARSI y MOLNAR (1977) y TURCOTTE y SCHUBERT (1982) consideran que la flexión puede ser un factor importante en el control del desarrollo de las cuencas antepaís que bordean el Himalaya y Los Apalaches. Ellos atribuyen el desarrollo de las cuencas a la deformación del basamento infrayacente por la

aplicación de cargas desarrolladas durante la ruptura y la colisión continental. Al realizar estudios de perfiles gravimétricos en la región de la Cuenca Oriental de Venezuela, RODRÍGUEZ (1986; 2000) observó una respuesta similar a las obtenidas por KARNER y WATTS (*op. cit.*) y concluyó que la carga de superficie es insuficiente para explicar las anomalías gravimétricas observadas en Venezuela nor-oriental y que por ende, las mismas podrían estar siendo originadas por la presencia de una carga escondida o intracorteza en dicha región.

5.1.1.- Consideraciones teóricas

En este contexto, la placa litosférica es tratada como una viga elástica, homegénea e isotrópica, cuyo espesor es relativamente pequeño comparado con la longitud de la placa. En tal sentido, se hace conveniente distinguir entre dos tipos de placas a considerar para el estudio de la flexión: la placa continua, cuyos límites se encuentran ubicados en el infinito y la placa rota o semi-infinita, de la cual se conoce sólo la ubicación de uno de sus extremos, mientras que el otro se ubica en el infinito. McKENZIE y BOWIN (1976) dieron un tratamiento bidimensional al problema de las placas delgadas e indicaron los posibles errores que se introducen al considerar el modelo de la placa elástica delgada.

La ecuación general de equilibrio para la deflexión de una placa elástica, sin la consideración de esfuerzos horizontales, viene dada por:

$$D\frac{d^4w(x)}{dx^4} + \Delta\rho_2 g w(x) = \Delta\rho_1 g h(x) \qquad (1)$$

(JEFFREYS, 1970)

donde *w(x)* representa la deflexión positiva de la placa en el dominio espacial. En otras palabras, *w(x)* representa la deformación del plano medio de la placa. Dado que la placa considerada es delgada, se puede asumir que tanto el tope como la base de la placa, se deforman de manera similar al plano medio de la misma. *h(x)* es la topografía de la carga, cuya densidad viene dada por $\Delta\rho_1$ y *g* es la aceleración de la gravedad terrestre al nivel medio del mar (981 cm/seg^2). $\Delta\rho_2$ es el contraste de densidad entre el material infrayacente a la placa y el material que rellena la deflexión. Al factor $\Delta\rho_2 g$ se le conoce como la fuerza de "*flotabilidad*" y representa la fuerza de reacción a las cargas impuestas sobre la placa. *D* es la rigidez de la placa y viene dada por:

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

donde *E* es el módulo de Young, *Te* es el espesor elástico de la placa y ν es el módulo de Poisson. Tanto *E* como ν son parámetros que pueden ser determinados de las propiedades de las rocas por medio de estudios sismológicos o de mecánica de rocas, siendo *E*= 1.0×10^{12} g cm^{-2} s^{-2} y ν= 0.25 los valores típicos para una corteza continental. Una manera sencilla de resolver la ecuación (1) es aplicando la transformada de Fourier a ambos miembros, con lo cual se obtiene:

$$(2\pi k)^4 DW(k) + \Delta\rho_2 g W(k) = \Delta\rho_1 g H(k) \qquad (3)$$

resolviendo para *W(k)* se obtiene:

$$W(k) = \frac{\Delta \rho_1}{\Delta \rho_2} f_c(k) H(k) \tag{4}$$

donde *W(k)* es la deflexión de la placa en el dominio de la frecuencia, *H(k)* es la carga topográfica en el dominio de la frecuencia y f_c(k) es el factor:

$$f_c(k) = \left[1 + \frac{16 \pi^4 D k^4}{\Delta \rho_2 g} \right]^{-1} \tag{5}$$

La variable *k* es el número de onda de la deflexión y viene dado por $k = 2\pi/\lambda$, donde λ es la longitud de onda característica de la deflexión, la cual viene dada por:

$$\lambda = \sqrt[4]{\frac{4D}{\Delta \rho_2 g}} \tag{6}$$

Las ecuaciones de (1) a (6) se relacionan a la deflexión de una placa continua, las cuales no son directamente aplicables a la deflexión de una placa rota o semi-infinita. Es necesario entonces definir un origen $x = x_0$ para considerar las condiciones de borde para la aplicación de un momento de torsión M_0 y una fuerza de cizalla P_0 para establecer la equivalencia de una placa continua con una placa semi-infinita (HETÉNYI, 1946). Para ello deben obtenerse los momentos de torsión y las fuerzas de cizalla para todo *x* por medio de la aplicación de las ecuaciones:

$$M(x) = \Delta \rho_1 g \lambda^4 \exp(-x/\lambda)[(\cos(x/\lambda) - \sin(x/\lambda)] \tag{7}$$

$$Q(x) = -\Delta \rho_1 g \lambda^2 \exp(-x/\lambda) \cos(x/\lambda) \tag{8}$$

Luego P_0 y M_0 vendrán dados por HETÉNYI (1946):

$$P_0 = 4\left[\frac{M(x_0)}{l} + Q(x_0)\right] \tag{9}$$

$$M_0 = -2\left[2M(x_0) + lQ(x_0)\right] \tag{10}$$

y finalmente, la deflexión de una placa rota en el dominio espacial viene dada por:

$$W(x) = \frac{P_0}{2\Delta r_2 g l}\exp(-x/l)\left[\cos(x/l) + \sin(x/l)\right] + \frac{M_0}{\Delta r_2 g l^2}\exp(-x/l)\sin(x/l) \tag{11}$$

(KARNER y WATTS, 1983)

Con estas fuerzas (P_0) y momentos (M_0) actuando sobre la placa continua, la deflexión de la misma se corresponderá al de una placa rota, cuyo extremo se ubica en $x = x_0$. Por otra parte, para el cálculo de las anomalías gravimétricas de Bouguer y aire-libre, se utiliza la relación en el dominio de la frecuencia definida por PARKER (1972). La ecuación general para el efecto gravimétrico de un modelo de corteza de una sola capa es obtenida resumiendo los efectos sobre la carga y las capas individuales de la corteza. En tal sentido:

$$G_{Carga}(k) = 2p\Delta r_1 G\exp(-kd_0)\sum_{n=1}^{\infty}\frac{k^{n-1}}{n!}H^n(k) \tag{12}$$

donde $G_{Carga}(k)$ es la respuesta gravimétrica generada por la interface de la topografía de superficie y G es la constante de gravitación universal. Dado que n, se hace grande, el factor $n!$ domina rápidamente la serie, contribuyendo a su convergencia. Debido a esto, se consideran sólo los primeros cuatro términos de la sumatoria de la

ecuación (12), como suficientes para garantizar la convergencia de la serie. Entonces, la ecuación (12) se convierte en:

$$G_{Carga}(k) = 2p\Delta r_1 G \exp(-kd_0)\sum_{n=1}^{4}\frac{k^{n-1}}{n!}H^n(k) \qquad (13)$$

Del mismo modo se definen:

$$G_{basamento}(k) = -2p\Delta r_2 G \exp(-kd_1)\sum_{n=1}^{4}\frac{k^{n-1}}{n!}Y_b^{\,n}(k) \qquad (14)$$

$$G_{Manto}(k) = -2p\Delta r_3 G \exp[-k(d_2+d_3)]\sum_{n=1}^{4}\frac{k^{n-1}}{n!}Y_b^{\,n}(k) \qquad (15)$$

donde Dr_3 es el contraste de densidad entre el basamento y el manto, $G_{basamento}(k)$ es la respuesta gravimétrica del basamento, $G_{Manto}(k)$ es la respuesta gravimétrica del manto, d_0, d_1 y d_2 son las alturas y profundidades promedios de la topografía, cargas del subsuelo y basamento, respectivamente y d_3 es la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic (*M*). El efecto gravimétrico total viene dado entonces por:

$$G_{Total}(k) = G_{Carga}(k) + G_{basamento}(k) + G_{Manto}(k) \qquad (16)$$

Para la estimación de la masa efectiva por unidad de longitud de las cargas consideradas, se emplea la ecuación:

$$M = \Delta r * \int \Delta h(x)dx \qquad (17)$$

Donde Dr es la densidad de la carga.

5.2.- MODELO DE FLEXIÓN DE LA ZONA CENTRAL DE VENEZUELA

5.2.1.- Esquema de cargas

La deflexión de la litosfera resulta de la acción gravitatoria ejercida sobre la misma por la presencia de cargas superficiales o del subsuelo. Si se asume que la rigidez de la litosfera es la misma tanto para las cargas del subsuelo como para las cargas de superficie, entonces las cargas del subsuelo son un factor dominante sobre la deflexión y puede ser considerada como la carga primaria en el desarrollo de montañas. La carga de superficie, por el contrario representa una carga secundaria y tendrá un efecto restringido.

Se asume que la carga inicial está asociada con la obducción de bloques o escamas de corteza sobre la litosfera (KARNER y WATTS, 1983). Debido a que la litosfera se deforma, los bloques de corteza son particularmente acomodados dentro de la depresión formada por la deflexión o "*depresión flexural*". Los sedimentos que rellenan la sedimentación causan una deformación adicional de la litosfera. Sin embargo, para mantener el equilibrio, los bloques de corteza se asocian con una superficie topográfica representativa. Durante la erosión de la topografía superficial, la litosfera "rebotará" o se levantará sobre una amplia región, causando el levantamiento y la posterior degradación de la cuenca antepaís. La presencia de cuencas antepaís o "*foreland*", al igual que topografías degradadas por erosión, inducen la idea de la presencia de una carga adicional subcorteza o intracorteza

(KARNER y WATTS, 1983). Estas cargas deberían causar una depresión adicional de la litosfera por el relleno con sedimentos, causando la redistribución de grandes bloques de corteza dentro de la depresión flexural. El equilibrio isostático es alcanzado cuando las cargas subcorteza o intracorteza no generan una deflexión adicional. La figura 5.1 muestra el esquema de cargas subcorteza e intracorteza y la respuesta gravimétrica de bouguer asociada, mostrando además la dúpla gravimétrica característica. Nótese que la anomalía negativa está asociada a la depresión existente rellena con sedimentos de relativa baja densidad, mientras que la anomalía positiva está asociada a la suma de los efectos gravitatorios causados por las cargas presentes en la subcorteza e intracorteza.

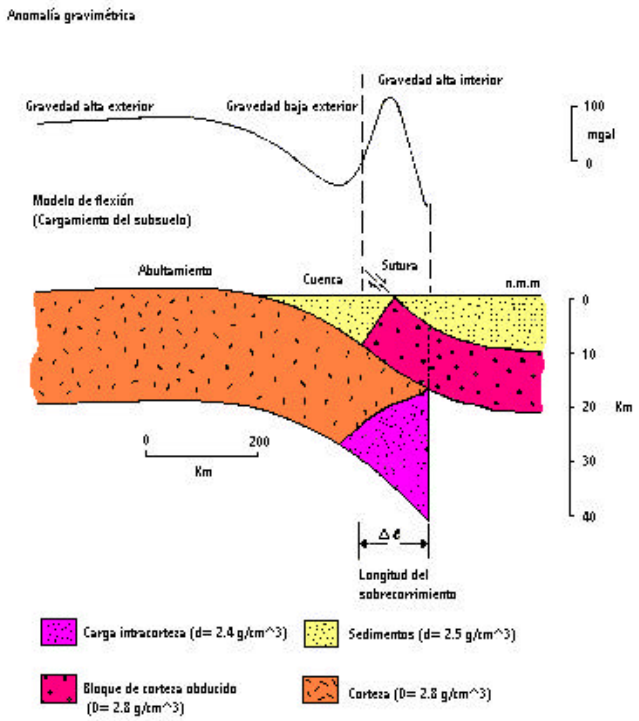
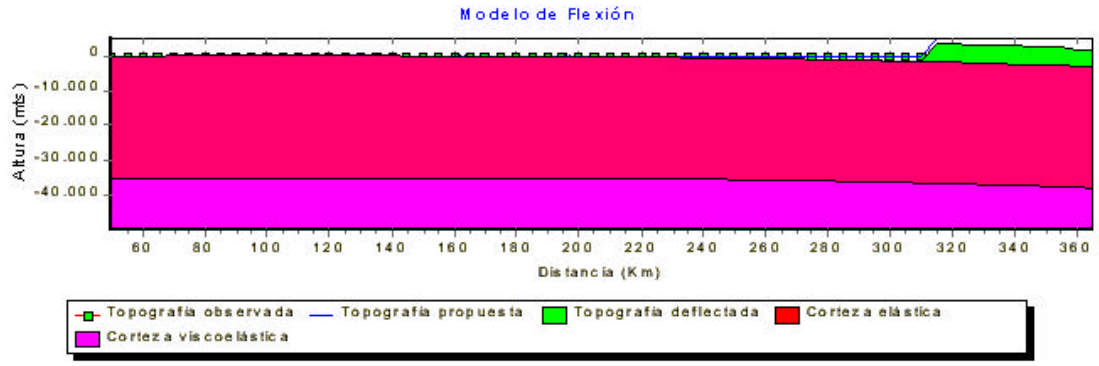


Figura 5.1. Esquema de cargas subcorteza e intracorteza y su respuesta gravimétrica característica.

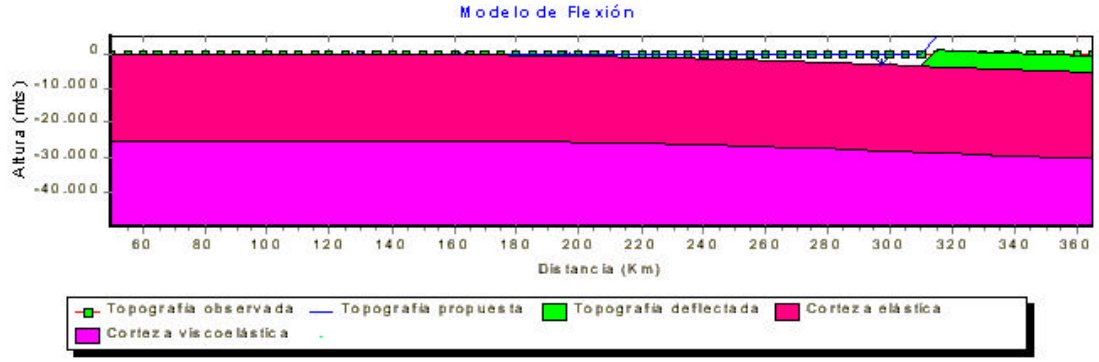
Para conocer el efecto de la deflexión que es causada por una carga sobre la capa elástica de la litosfera, se muestra en la figura 5.2. la respuesta por flexión de una carga rectangular de densidad $\boldsymbol{Dr}_L$= 2,6 g/cm^3 con dimensiones de 50 Km de ancho por 5 Km de alto, sobre una corteza de 2,7 g/cm^3 de densidad, en la cual se mantiene la carga constante y se varía el espesor elástico (*Te*) para los valores de 35, 25 y 15 Km. Se puede notar que para grandes espesores se observa poca deflexión de la litosfera, mientras que para espesores bajos, se observa mayor deflexión, lo cual es consistente con el modelo de la placa elástica, ya que el aumento en el espesor produce intrínsicamente un aumento significativo en la rígidez de la misma.

Por otra parte, para conocer el efecto de la deflexión que es causada por la variación de la densidad de la carga manteniendo el espesor constante, se muestra en la figura 5.3. la respuesta por flexión de una carga rectangular de un espesor constante *Te* = 15 Km, con los mismos parámetros considerados en el caso anterior y a la cual se le hace variar la densidad para los valores de 1.0, 1.5 y 3.0 g/cm^3. Se puede notar, como sucede en el caso anterior, que a medida que aumenta la densidad de la carga, la deflexión es mayor, lo cual se explica por el hecho de que a mayor densidad de la carga, mayor es su acción sobre la placa por el efecto de la gravedad; mientras que para densidades relativamente bajas, la acción de la carga debida a su peso es menor y por ende causará menor deflexión de la placa.

a) Te = 35Km



b) Te = 25Km



c) Te = 15Km

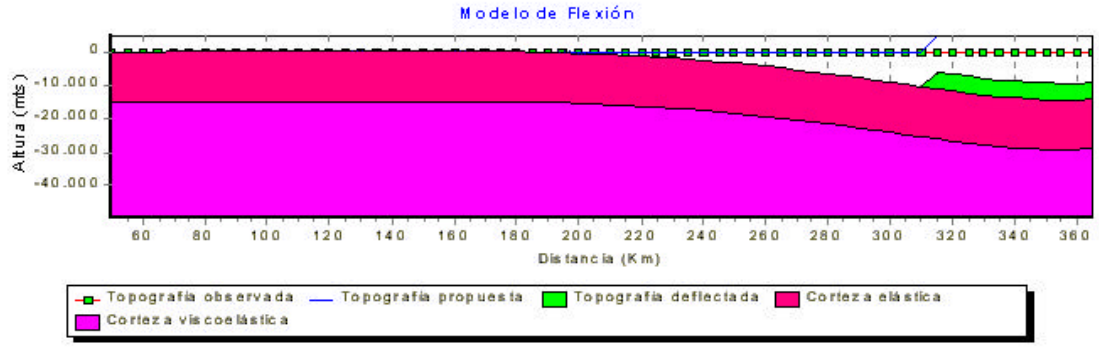
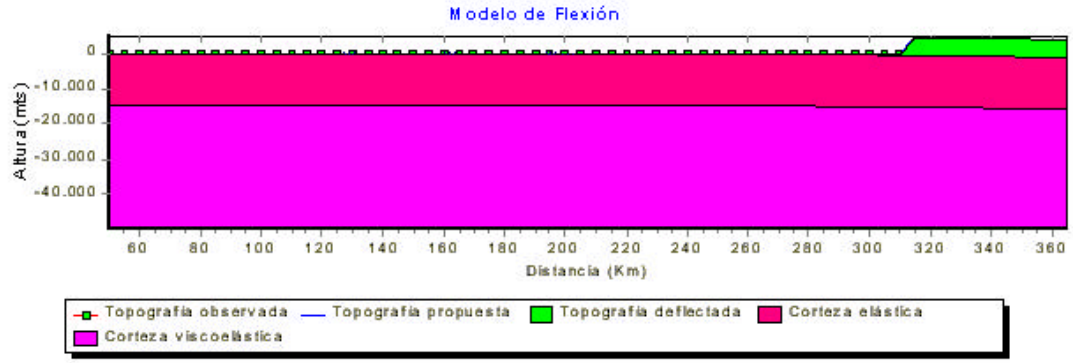
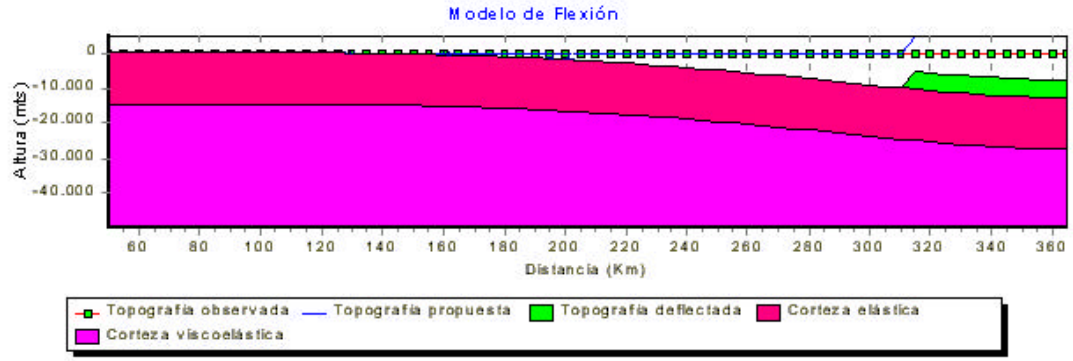


Figura 5.2. Esquema de cargas con variación del espesor elástico para una carga de 50Km de ancho, 5Km de alto y una densidad d= 2,6 g/cm3.

a) ρ_L= 1,0 g/cm3



b) ρ_L = 1,5 g/cm3



c) ρ_L = 3,0 g/cm3

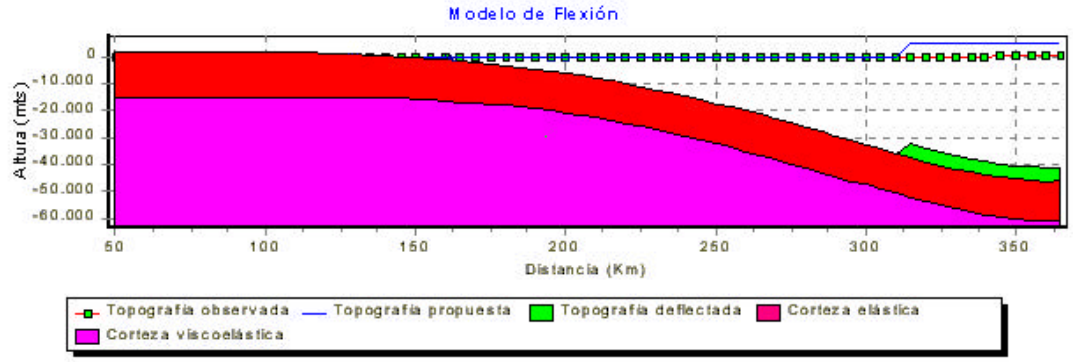


Figura 5.3. Esquema de cargas para variación de densidad, con un espesor constante de Te = 15Km.

5.2.2.- Metodología para el modelaje por flexión

Conociendo los aspectos teóricos relacionados al cálculo de deflexión de una viga elástica delgada, se aplicaron estos conceptos para el estudio de la deflexión de la placa listoférica en la región central de Venezuela, por medio de la aplicación de cargas superficiales, del subsuelo e intracorticales y mediante la utilización de un algoritmo de computación que permite modelar la flexión de una placa elástica delgada. Dicho algoritmo, ha sido implementado al programa de computación "*GraFlex.Exe*", el cual se adjunta en el Apéndice B. Estudios previos como los realizados por KARNER y WATTS (1983) en Los Alpes, Los Apalaches y el Himalaya y por RODRÍGUEZ (2000) en Venezuela nor-oriental, han sido basados en este algoritmo, para el cálculo de la deflexión de la corteza, estimando no sólo la profundidad de la misma, sino también el posible espesor de la corteza, el límite de placa adyacente a la cargas impuestas y la posible carga intracorteza o "*carga escondida*". Dicho algoritmo, sigue una serie de pasos destinados a modelar el proceso de flexión de la litosfera; tales pasos son descritos brevemente a continuación.

Primeramente se consideran las cargas superficiales y del subsuelo junto con las densidades de la carga, basamento, material desplazado, manto y los módulos de Young y Poisson y se calcula la deflexión sin sedimentos. Esto produce una deflexión inicial, en la cual se crea una depresión o cuenca en la vencidad de las cargas. Seguidamente se calcula el espacio de la cuenca a ser llenado con sedimentos y se

procede al llenado con sedimentos a partir de la topografía sobrante en superficie mientras se calcula la correspondiente deflexión. Esto se hace repetitivamente hasta que la deflexión sea lo suficientemente pequeña, como para considerar que el aporte de sedimentos a la cuenca no produzca una deflexión significativa. Si la cuenca es llenada totalmente, finaliza el proceso de flexión y se calculan las diferentes interfaces que conforman los cuerpos representados por las cargas superficiales y del subsuelo. Luego a partir de las mismas, se calcula la respuesta gravimétrica correspondiente (anomalías de aire-libre y de Bouguer) y se comparan con las anomalías observadas; si ambas se ajustan de manera significativa, se puede decidir el fin del modalaje, en caso contrario, se puede repetir el proceso hasta lograr un mejor ajuste o en su defecto, se puede considerar el efecto causado por una carga intracortical o "*carga escondida*" y se repíte nuevamente el proceso. Esta metodología seguida por el algortimo de flexión de placas se encuentra resumido en el flujograma mostrado en la figura 5.4.

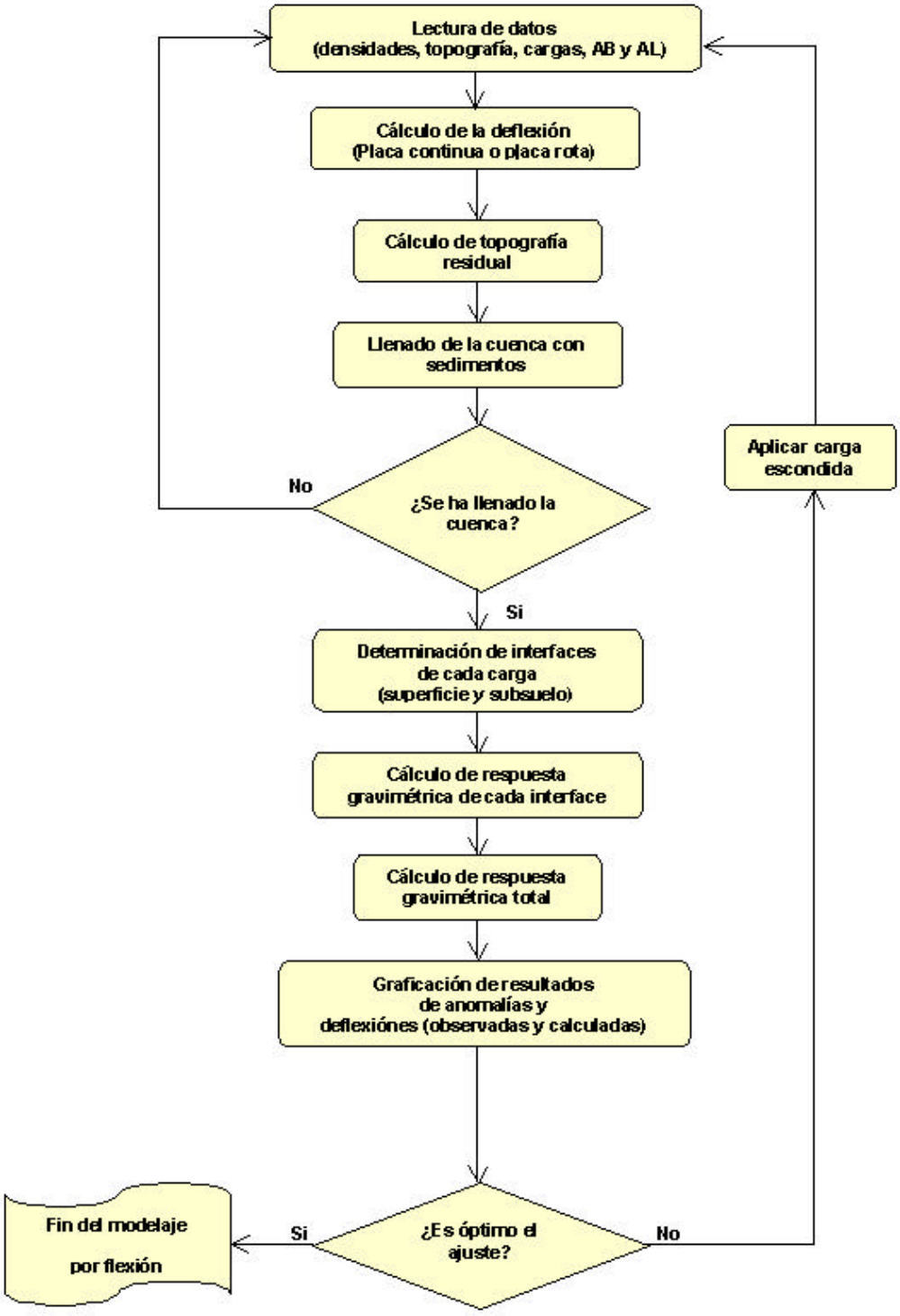


Figura 5.4. Flujograma del algoritmo de flexión de placas

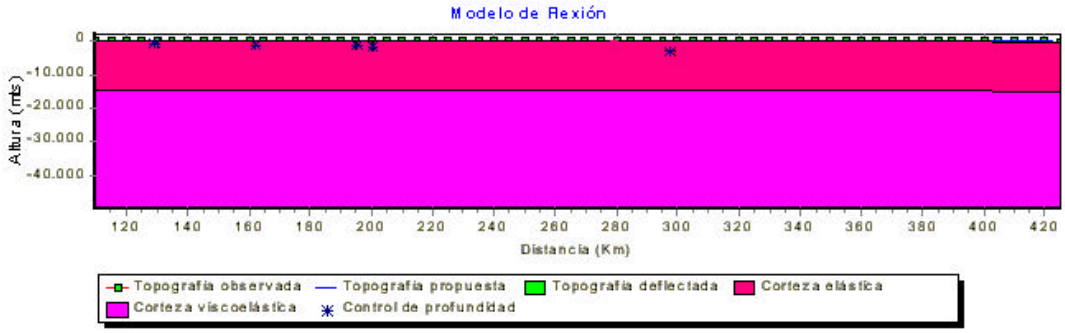
5.3. MODELAJE DE FLEXIÓN PARA LA ZONA CENTRAL DE VENEZUELA

En esta sección se describe, mediante el modelaje de flexión de placas, los efectos causados por cargas impuestas sobre la corteza litosférica y en el interior de la misma, para diferentes consideraciones sobre la posible ubicación del límite Norte de la placa Suramericana y para diferententes valores del espesor elástico de la corteza en la región central de Venezuela. Para ello se consideraron tres posibles límites de placa: (I) Corrimiento Frontal Piemontino, (II) Falla de Morón y (III) Falla Marginal del Caribe.

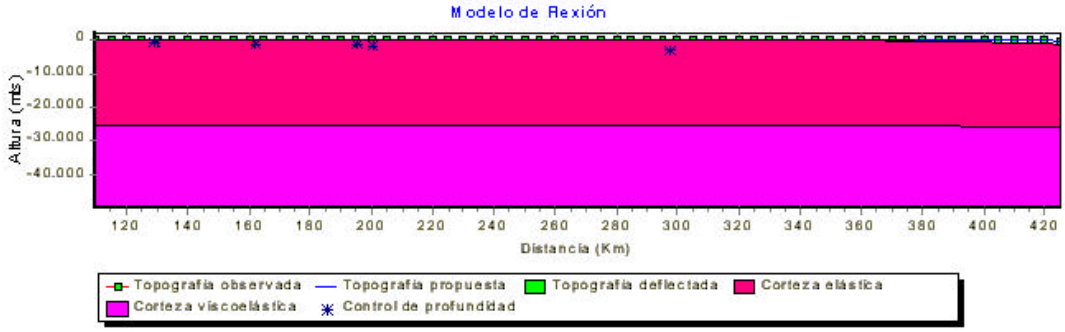
5.3.1. Efecto de la topografía, sedimentos y cargas intracorticales

El primer estudio consistió en conocer el efecto causado por la carga superficial (topografía presente en la zona) con densidad ρ_L = 2.7 g/cm^3, para espesores de 15, 25 y 35 Km, utilizando como límite de placa la Falla de Morón y una densidad de 2.75 g/cm^3 para la Placa Suramericana. Los resultados son mostrados en la figura 5.5. y se puede notar que, debido a que en el perfil de la sección 66º00'W no se observa una topografía significativa (su valor máximo no supera los 300 mts), la deflexión causada por los tres espesores elegidos es muy similar y casi imperceptible. Esta situación permite deducir que la carga topográfica no representa una carga lo suficientemente considerable como para causar la deflexión observada en la sección 66º00'W, por lo cual no se realizó la misma esperiencia con los otros dos límites y fue necesario la consideración de la aplicación de cargas en el subsuelo.

a) Te = 15Km



b) Te = 25Km



c) Te= 35Km

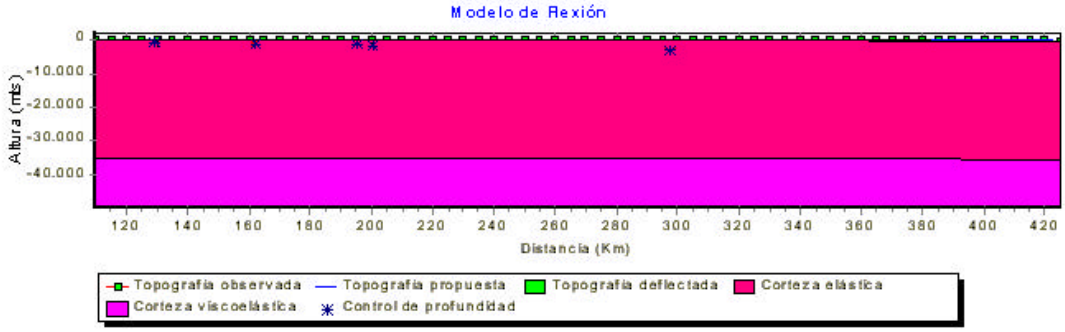


Fig 5.5. Deflexión de la litosfera para una carga topográfica superficial (r_L = 2,7) (Límite: Falla de Morón).

Al aplicar las cargas del supracorteza los resultados fueron notorios. Utilizando como límite el Corrimiento Frontal Piemontino para espesores 15, 25 y 35 Km (*ver figuras 5.6, 5.7 y 5.8*) y una carga que representa el precargamiento Paleozoico-Cretácico de densidad ρ_L = 2.4 g/cm^3, se observa una ligera deflexión, tomando en cuenta que la carga varía su espesor desde 0 mts a unos 2000 mts apróximadamente desde una distancia de 110 mts del origen del perfil, hasta 365 mts en donde se ubica la el Corrimiento Frontal. La menor deflexión se observa para un *Te* = 35 Km, mientras que la mayor deflexión se observa para un *Te* = 15 Km.

Considerando como límite de placa la Falla de Morón (*ver figuras 5.9, 5.10 y 5.11*), se observa mayor deflexión para los mismos espesores de corteza elástica, considerando que la carga tiene una densidad ρ_L = 2.7 g/cm^3, donde no solo se consideran los sedimentos Paleozoico-Cretácico, sino además el efecto producido por las napas Piemontina y de Villa de Cura. Sin embargo, la máxima deflexión causada, hace evidente el hecho de que la carga considerada para este límite no constituye una carga los suficientemente grande como para causar la deflexión estimada a partir de los datos de pozo, por lo cual se hace necesario considerar una carga de mayor tamaño.

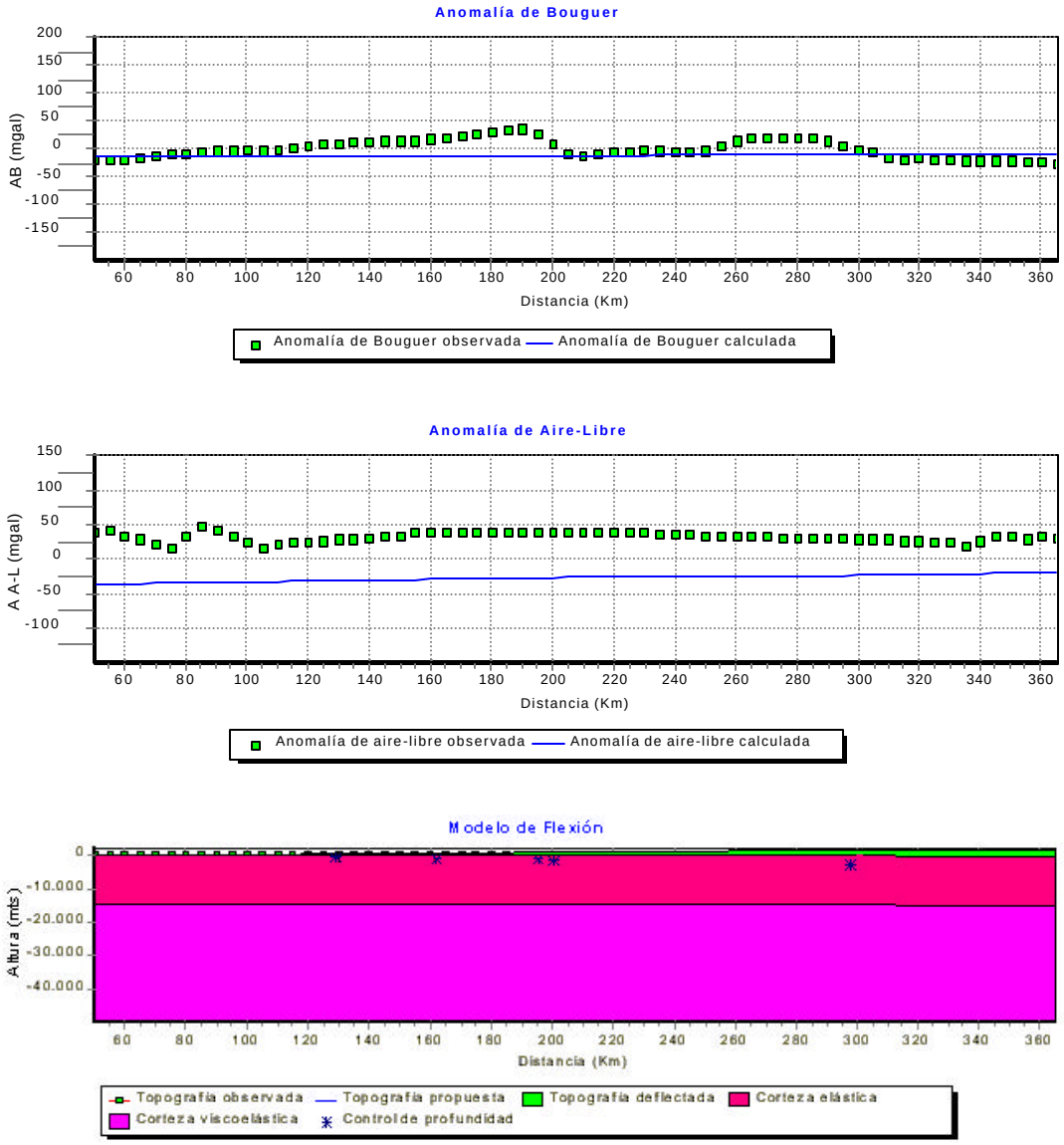


Figura 5.6. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.4 g/cm^3) de espesor Te= 15Km (Límite: Corrimiento Frontal).

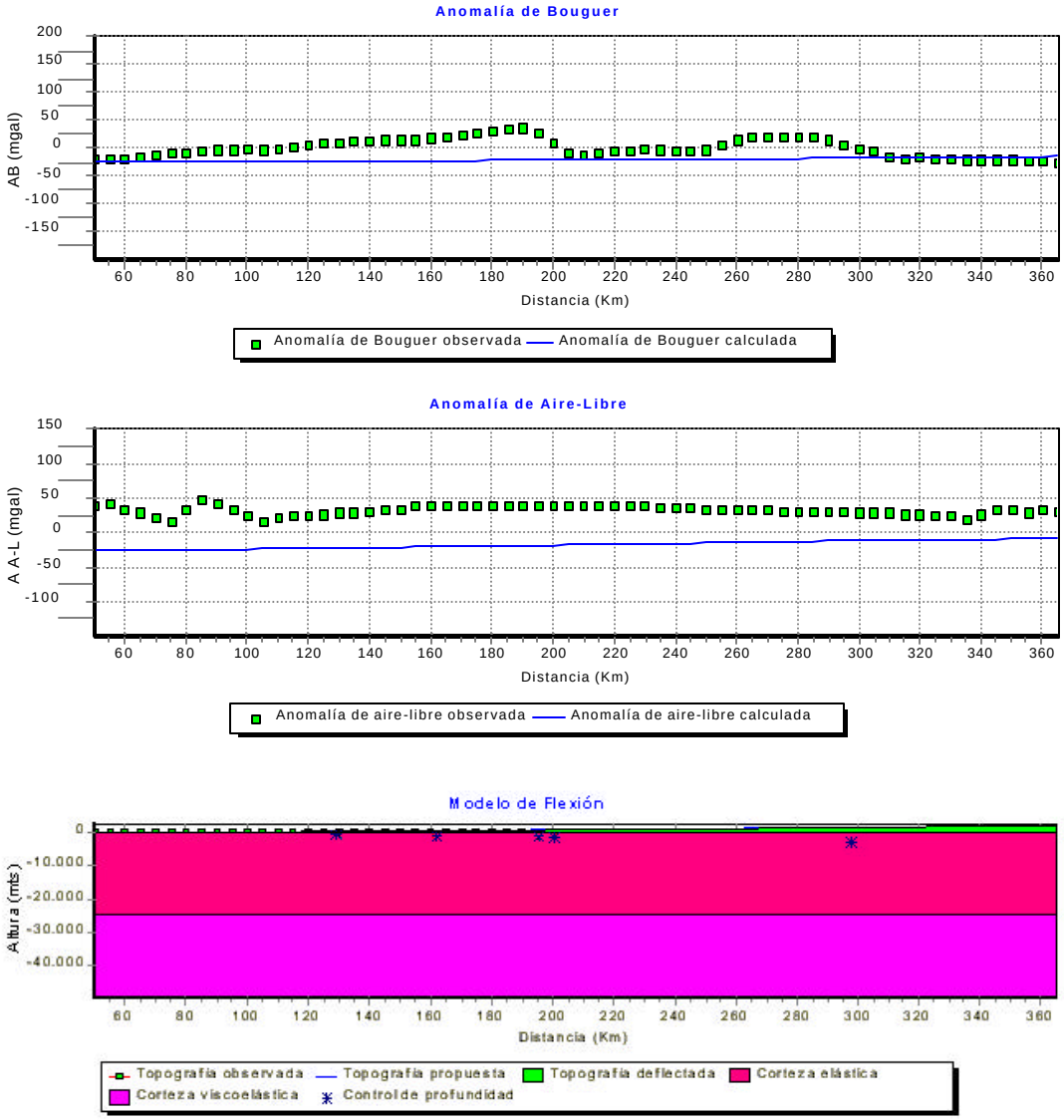


Figura 5.7. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.4 g/cm^3) de espesor Te= 25Km (Límite: Corrimiento Frontal).

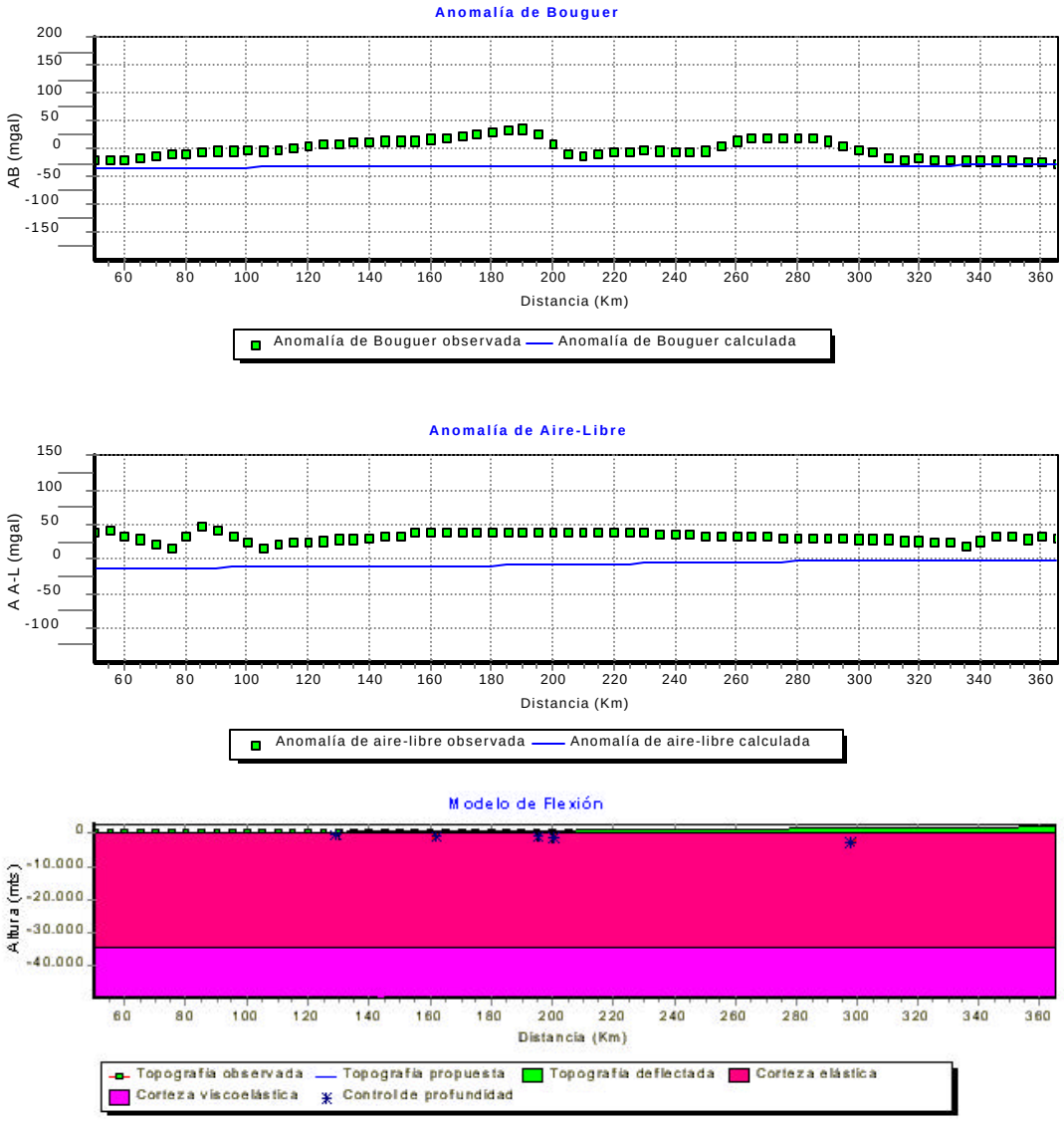
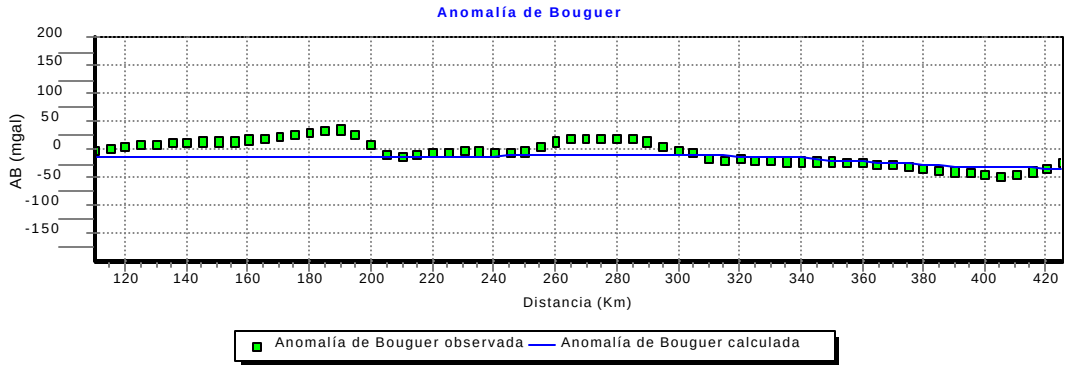
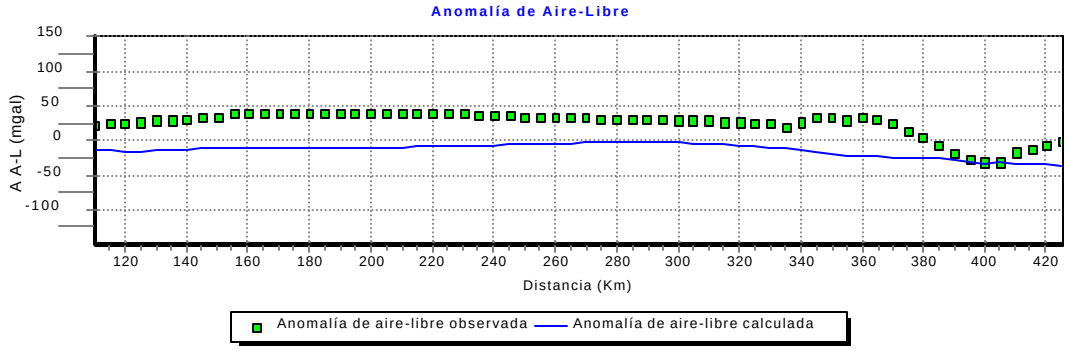
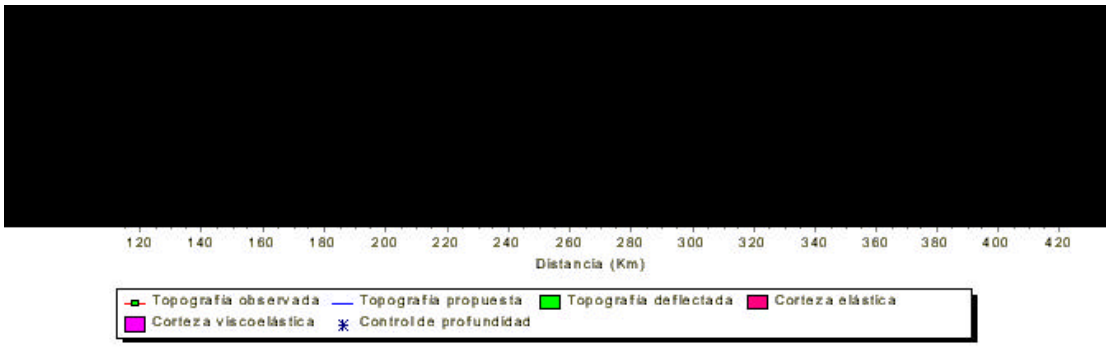
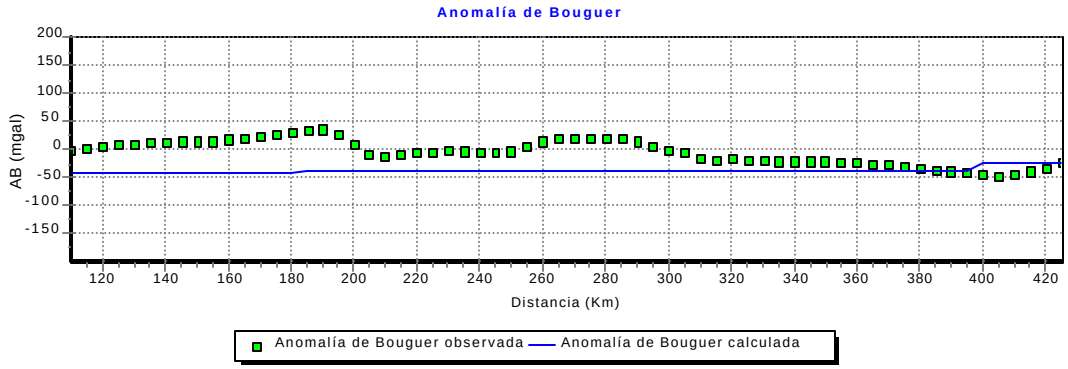


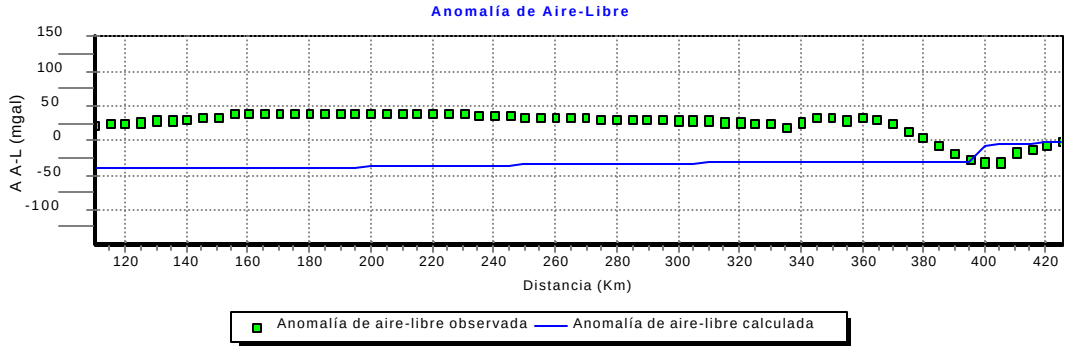
Figura 5.8. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.4 g/cm^3) de espesor Te= 35Km (Límite: Corrimiento Frontal).


Anomalía de Bouguer
AB (mgal)
200
150
100
50
0
-50
-100
-150
120
140
160
180
200
220
240
260
280
300
320
340
360
380
400
420
Distancia (Km)
Anomalía de Bouguer observada
Anomalía de Bouguer calculada


Anomalía de Aire-Libre
A A-L (mgal)
150
100
50
0
-50
-100
120
140
160
180
200
220
240
260
280
300
320
340
360
380
400
420
Distancia (Km)
Anomalía de aire-libre observada
Anomalía de aire-libre calculada


120
140
160
180
200
220
240
260
280
300
320
340
360
380
400
420
Distancia (Km)
Topografía observada
Topografía propuesta
Topografía deflectada
Corteza elástica
Corteza viscoelástica
Control de profundidad





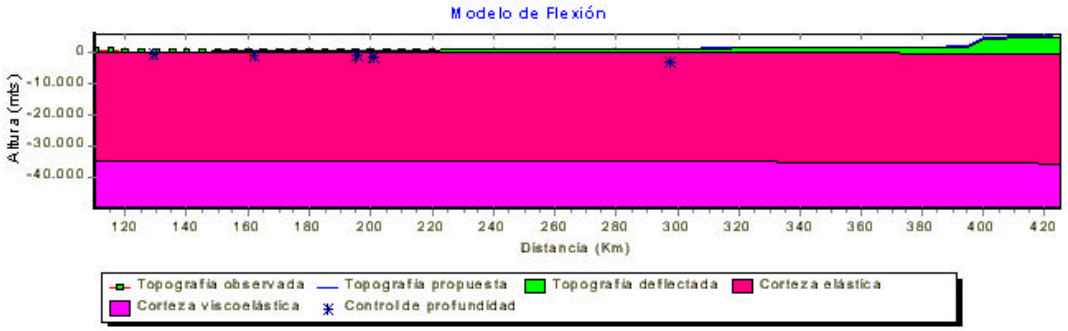


Figura 5.11. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.7 g/cm^3) de espesor Te= 35Km (Límite: Falla de Morón).

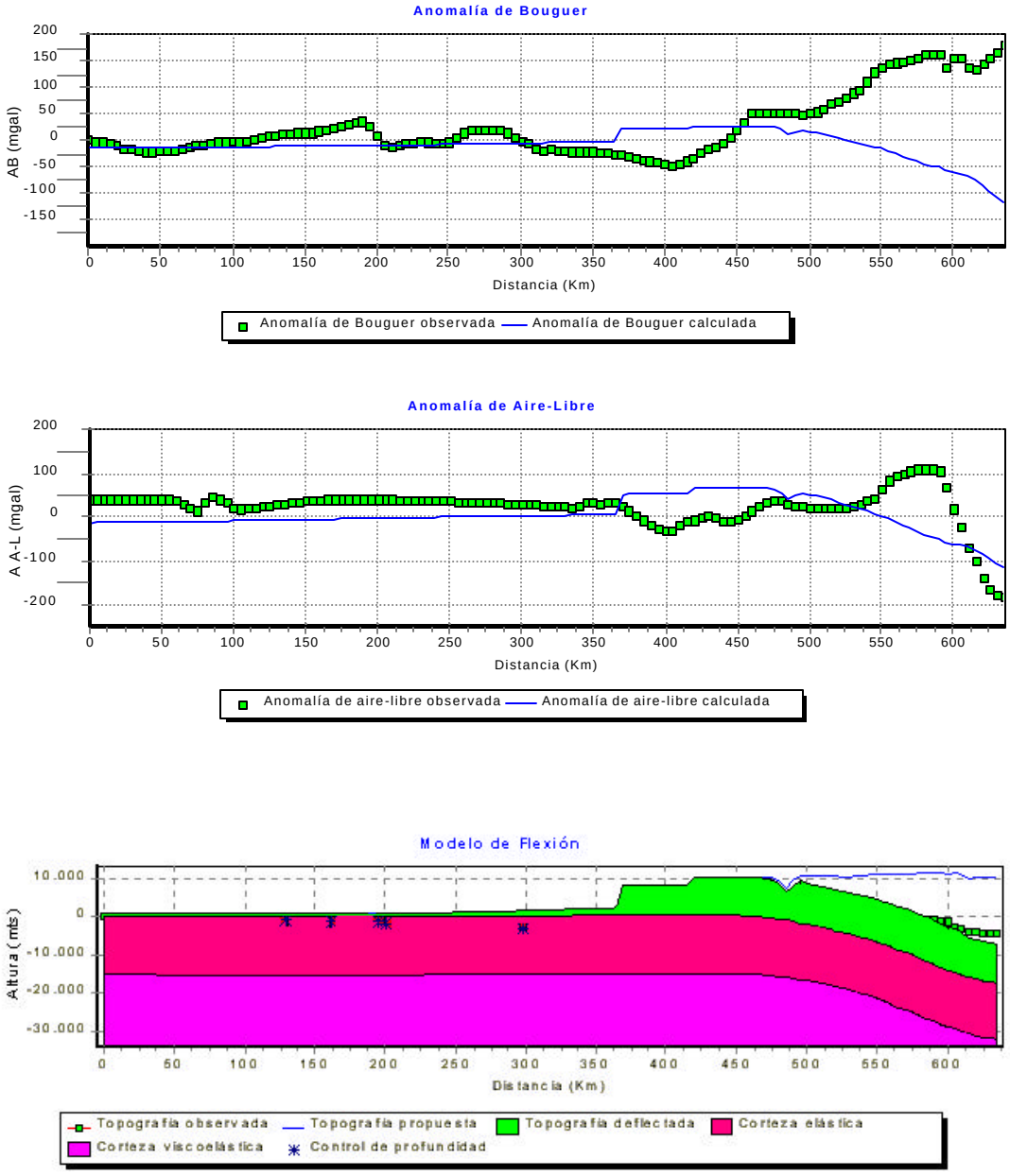


Figura 5.12. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (ρ_L=2.75 g/cm^3) de espesor Te= 15Km (Límite: Falla Marginal del Caribe).

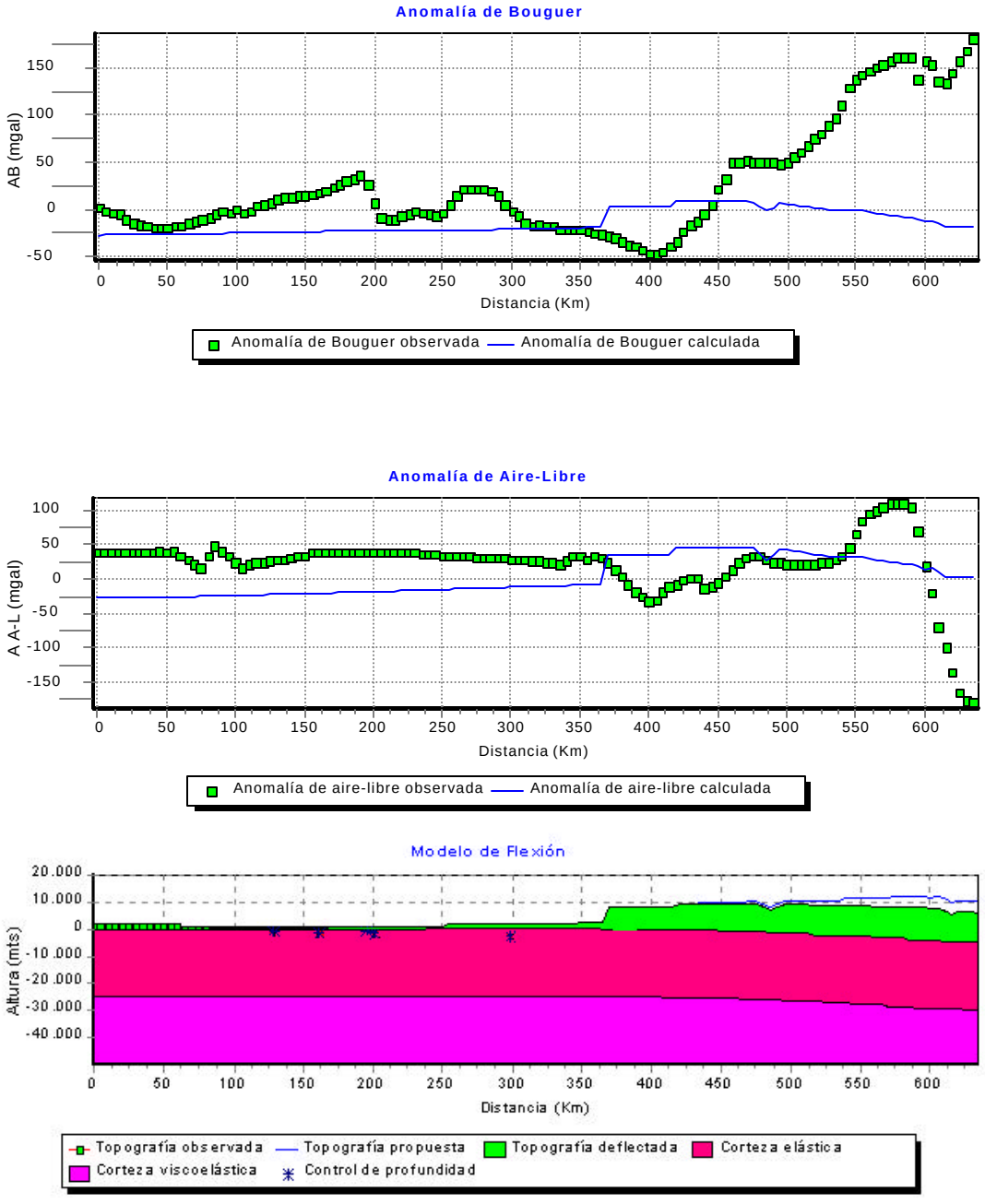
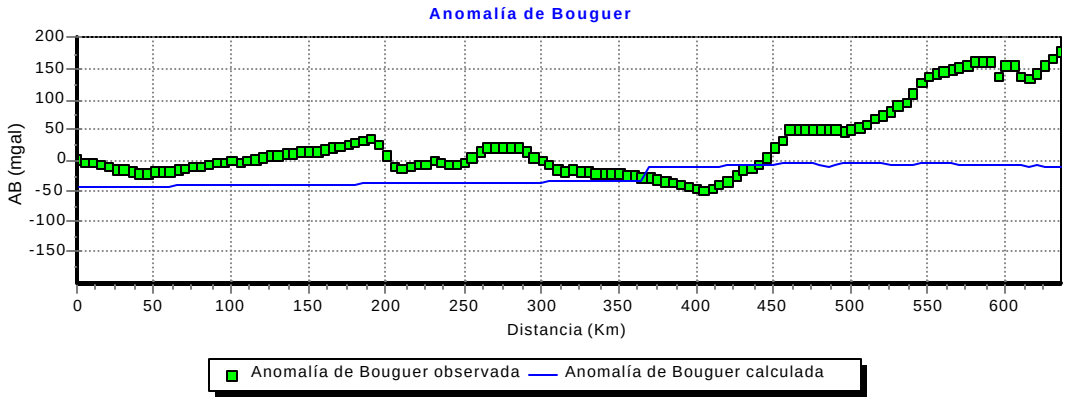
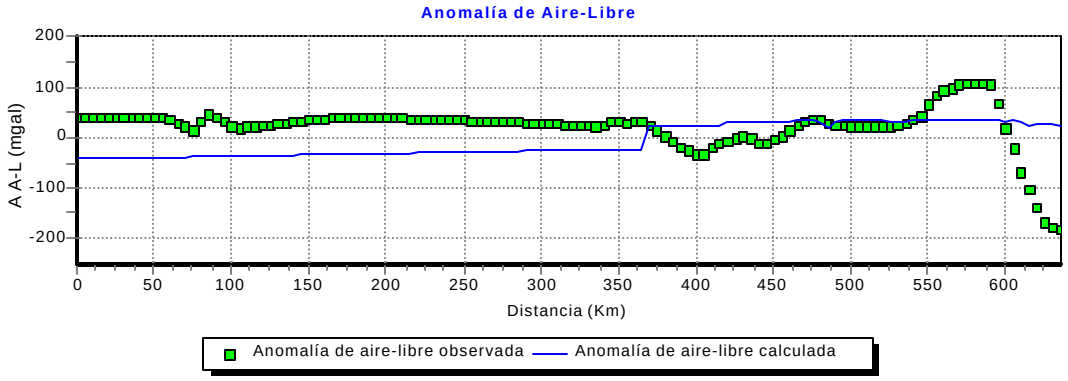


Figura 5.14. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (r_L=2.75 g/cm^3) de espesor Te= 25Km (Límite: Falla Marginal del Caribe).





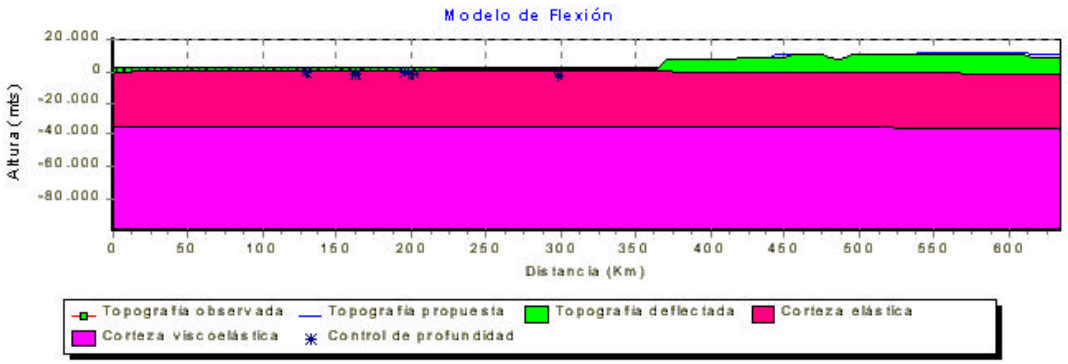


Figura 5.14. Deflexión y respuesta gravimétrica de una placa cargada (ρ_L=2.75 g/cm^3) de espesor Te= 35Km (Límite: Falla Marginal del Caribe).

Considerando como límite la Falla Marginal del Caribe (*ver figuras 5.12, 5.13 y 5.14*), se observa que la deflexión es aún mayor debido a que la carga es aún más grande tanto por su densidad (r_L = 2,75 g/cm^3), como por su extensión. A la misma se le ha agregado el efecto causado por el Paleoarco metatectónico y metavolcánico de Bonaire y una porción de la corteza oceánica de la Placa Caribe. La mayor deflexión se observa para un espesor *Te* = 15 Km; sin embargo, la misma no es sufiente para lograr la deflexión estimada por los datos de pozo y la longitud de onda de la deflexión calculada no describe satisfactoriamente la depresión equivalente a la Cuenca Central de Venezuela en la sección 66º00'W, razón por la cual fue necesaria la consideración de la existencia de una carga intracortical.

5.3.1 Estimación de cargas intracorticales

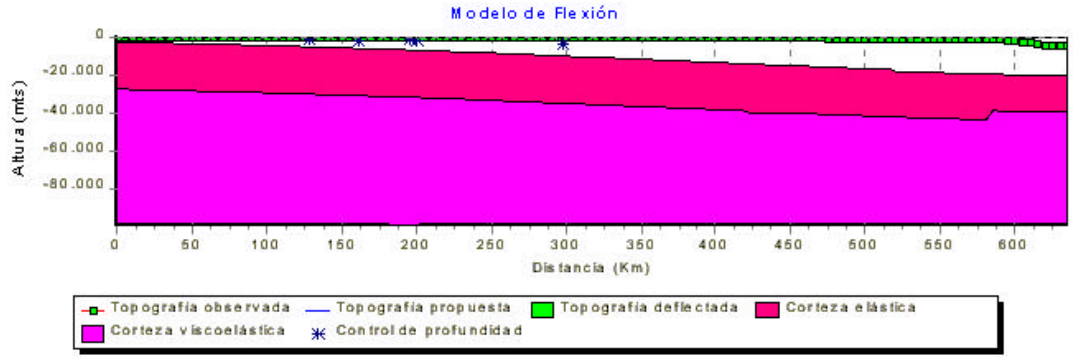
Dado que las cargas consideradas anteriormente han sido de tipo supracorteza, y considerando además que en el modelaje gravimético-magnético mostrado en la sección 4.5. se consideró el adelgazamiento cortical hacia el Norte del perfil 66º00''W y hacia el Sur en la zona del Graben de Espino, se consideró la presencia de una carga intracorteza o "*escondida*" (KARNER Y WATTS, 1983), la cual se puede justificar por la sustitución de una porción de material de corteza por material del manto, cuyo origen no se conoce con precisión y vendría representada por un adelgazamiento cortical en dicha zonas.

5.3.3. Efecto de cargas intracorticales

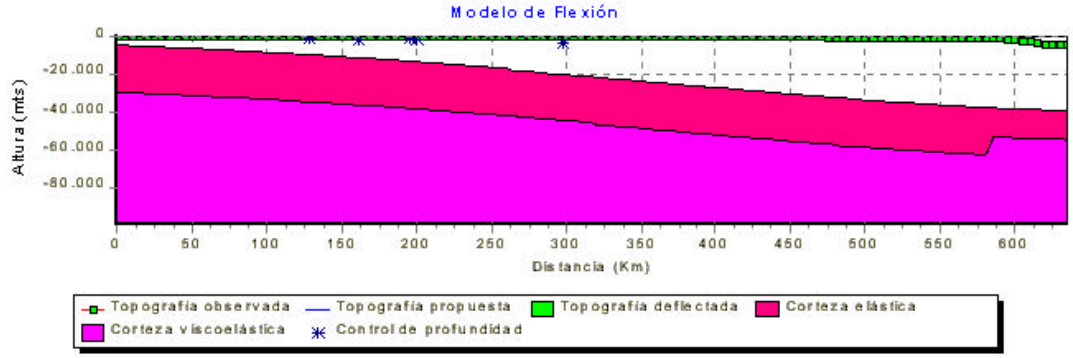
Con el fin de conocer el efecto causado sobre la flexión de la corteza elástica por la presencia de una carga intracortical, se consideró una carga rectangular de densidad fija $\Delta\rho_L$= 3 g/cm^3, cuyo ancho fijo es de 50 Km para las alturas de 5 Km, 10 Km y 15 Km. El espesor de placa utilizado es de 25 Km con una densidad de 2.75 g/cm^3. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 5.15.

Como se puede notar, la menor deflexión se alcanza para una carga de 5 Km, mientras que la mayor se logra para una carga de 15 Km. La misma respuesta se podría esperar si se varía la densidad de la carga, la cual no fue considerada por considerar que el efecto es el mismo al producido por una carga supracortical.

a) h= 5Km



b) h= 10Km



c) h= 15Km

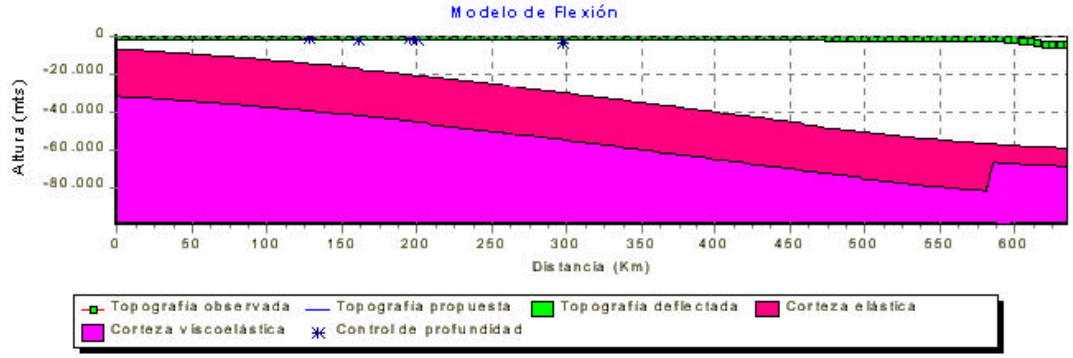


Figura 5.15. Deflexión de la litosfera por la aplicación de una carga intracortical de densidad ρ_L= 0.5g/cm^3.

5.4.- RESULTADO DEL MODELAJE POR FLEXIÓN

Luego de estudiar todos los efectos que causan la deflexión de la litosfera, por medio de la aplicación de cargas supra e intracoreza en la región central de Venezuela, se proponen dos modelos como resultados del análisis de flexión de placas para la sección 66º00'W. Ambos modelos están basados en todas las consideraciones teóricas discutidas, en los capítulos I, II y III, y en el modelo gravimétrico magnético presentado en el capítulo IV. Ambos modelos suponen un espesor elástico de 25 Km.

5.4.1.-Perfil 66º00'00''W

En el primer modelo considerado, Modelo I, La Falla de Morón es considerada como un posible límite de placa (*ver figura 5.16*). De acuerdo al modelo gravimétrico presentado en el capítulo IV, se observan una correspondencia aproximada en cuanto al modelo de flexión mostrado, ya que la deflexión obtenida es similar a la del modelo gravimétrico. Sin embargo, la carga subcorteza no es lo suficiente grande como para representar la carga real y por tal razón la geometría propuesta para el adelgazamiento de corteza, aporta la mayor contribución a la deflexión y al ajuste de la gravedad observada.

En cuanto a la respuestas gravimétricas obtenidas por el modelo de flexión sólo se observan una buena correlación con las anomalías de Bouguer, la cual se

explica por el hecho de que la anomalía de Bouguer responde más a los efectos causados por cuerpos presentes en el subsuelo y dado que en la sección 66º00'W no se observaron grandes contrastes topográficos, la anomalía de Aire-Libre no muestra una buena correpondencia con la anomalía de Aire-Libre observada.

En el segundo modelo considerado, Modelo II, la Falla Marginal del Caribe es considerada como el posible límite de placa (*ver figura 5.17*). Este modelo está de acuerdo con el modelo gravimétrico-magnético presentado en el capítulo IV. La carga supra cortical aplicada es más grande en tamaño y densidad. Se observa en el modelo de flexión un adelgazamiento cortical representando una "carga escondida" hacia el Norte el cual contribuye significativamente al aumento en la anomalía gravimétrica hacia esta zona. Lo mismo ocurre hacia el Sur, en donde se ubica la zona del Graben de Espino. La anomalía gravimétrica de Bouguer, en este modelo muestra una ligera correlación con la anomalía observada tanto para las anomalías de Bouguer, como las anomalías de aire-libre. El Corrimiento Frontal Piemontino no fue considerado como posible límite de placa, debido a que la carga correspondiente a la secuencia de sedimentos Paleozoicos-Cretácico, no representan una carga considerable como para causar la deflexión estimada a partir de los datos de pozos y el modelaje gravimétrico. Tanto el Modelo I, como el Modelo II son coherentes con los modelos propuestos por UGHI (2002) en la sección 67º00'W, en los cuales se sugiere un espesor elástico de 25Km y se consideran y la Falla de Morón y Marginal del Caribe como límites de placa.

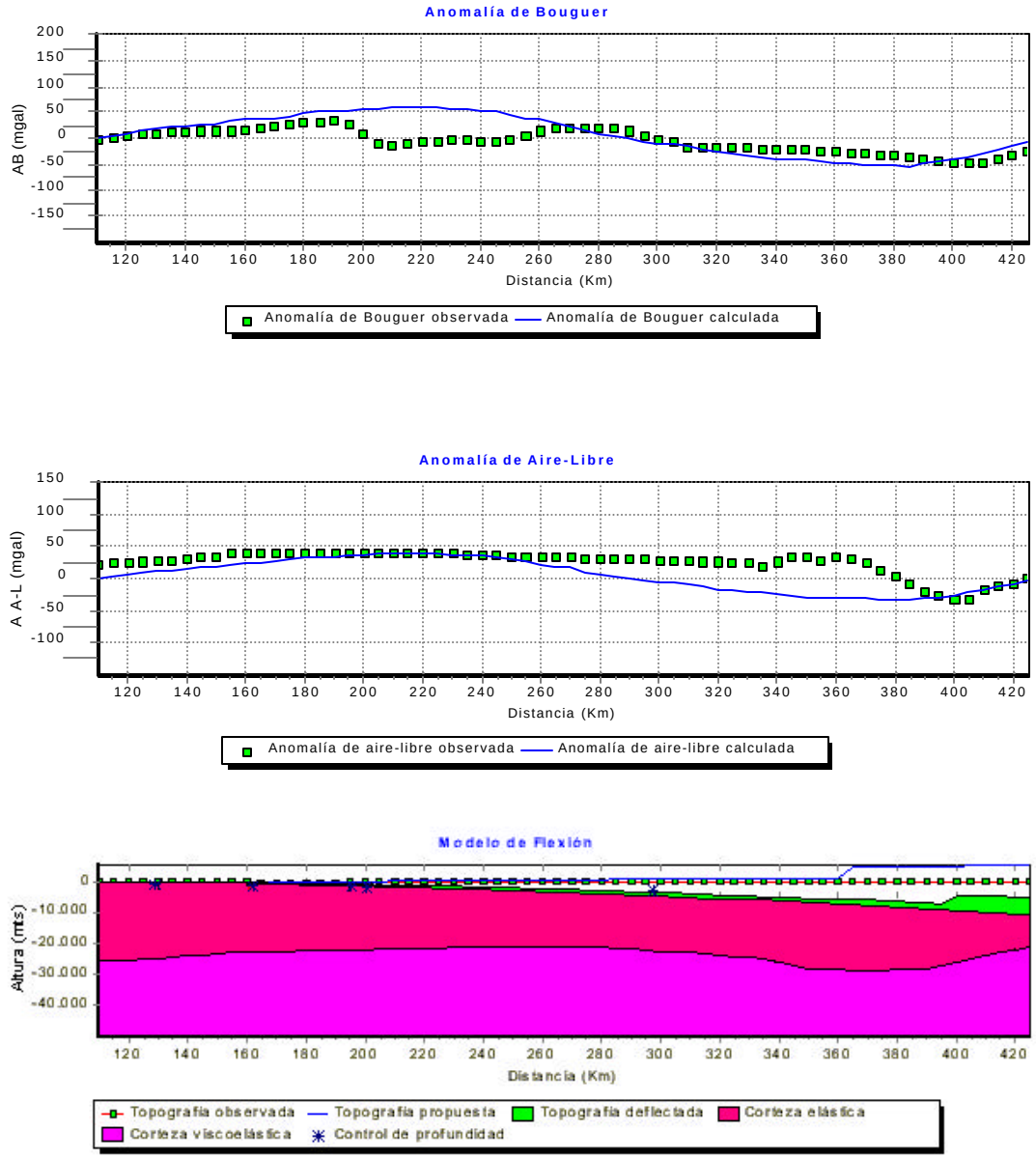


Figura 5.16. Modelo I. Modelo de deflexión de corteza elástica para Falla de Morón (ρ_L= 2.7g/cm^3)

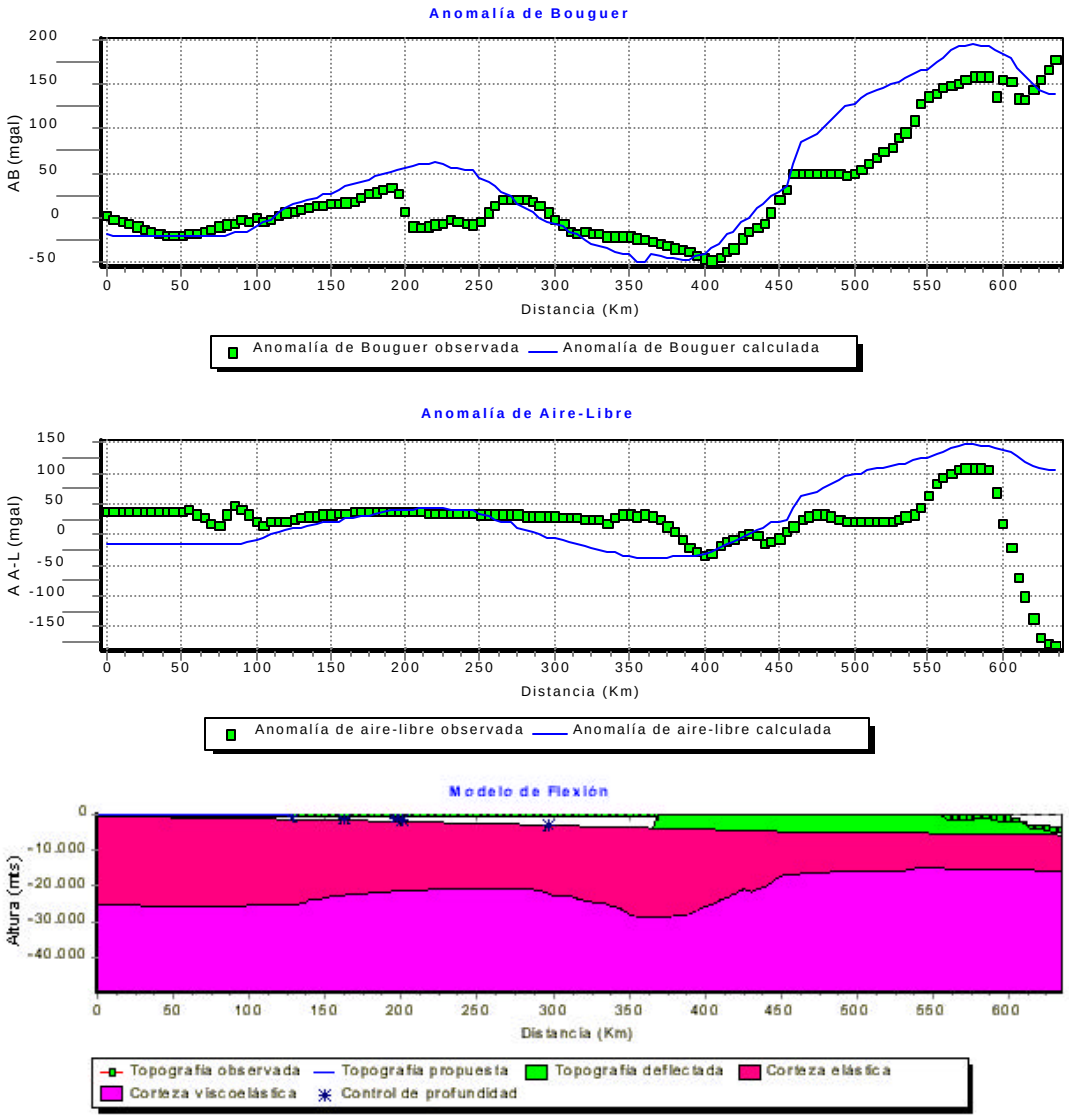


Figura 5.17. Modelo II. Modelo de deflexión de corteza elástica para Falla Marginal del Caribe (ρ_L= 2.75g/cm^3)

Por medio del empleo del programa de modelaje de flexión, fueron calculados los valores de masa y rigidez para las cargas aplicadas, tanto para el modelo que considera la Falla de Morón como posible límite de placa (Modelo I), como el modelo que considera la Falla Marginal del Caribe (Modelo II). Estos valores son resumidos en la Tabla 5.1 y en la cual se puede apreciar que los valores más altos corresponden a la Falla Marginal del Caribe como límite de placa, a excepción de la masa de los sedimentos, en donde el valor más alto corresponde a la Falla de Morón como posible límite de placa. Ello se debe a que en dicho modelo, toda la carga supracorteza es enterrada totalmente y el espacio a ser llenado con sedimentos es mucho mayor que para el modelo que considera la Falla marginal del Caribe.

Límite de Placa	**Falla de Morón**	**Falla Marginal del Caribe**
Masa de la topografía (g/cm^3)	$0{,}00\times10^{0}$	$1{,}85\times10^{10}$
Masa de los sedimentos (g/cm^3)	$2{,}27\times10^{10}$	$5{,}96\times10^{8}$
Masa de carga escondida (g/cm^3)	$4{,}32\times10^{11}$	$5{,}11\times10^{11}$
Rigidez de la corteza (Dyn.cm)	1.39×10^{32}	4.17×10^{32}

Tabla 5.1. Valores de masa y rígidez, estimados a partir del modelaje de flexión para la Falla de Morón y Marginal del Caribe, como posibles límites de placa.

CAPITULO VI

6.1.- EVOLUCIÓN DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

Con la finalidad de evaluar la evolución de la Cuenca antepaís Central de Venezuela a través de los mecanismos de flexión, se calcularon las cargas superficiales para los modelos I y II en la sección 66º00'W, representadas por las napas de corrimiento de la Serranía del Interior Central (Piemontina y Villa de Cura), el Paleoarco de islas, los sedimentos metatectonizados y metavolcánicos y los sedimentos que rellenan la Cuenca antepaís Central de Venezuela, los cuales reposan sobre una placa litosférica de espesor elástico *Te* = 25 Km.

Se realizaron pruebas para un espesor elástico de 25 Km y dos posiciones para el límite de la placa Suramericana, los cuales son: (I) la Falla de Morón y (II) la Falla Marginal del Caribe. Se eligió el espesor de 25Km, ya que de las pruebas realizadas, fue el que reportó un mejor ajuste tanto en la deflexión como en la respuesta gravimétrica.

A partir de los resultados obtenidos se infiere que es necesario considerar la aplicación de una carga intracorteza adicional o *"carga escondida"* en los modelos I y II, descrita por KANNER y WATTS (1983), con el fin de ajustar la deflexión de la litosfera y las anomalías gravimétricas observadas en la sección 66º00'W.

En el Modelo I, se observa que hay ajuste en la deflexión de la litosfera pero no en la carga impuesta sobre la misma. El incremento necesario en la altura de la carga para producir la deflexión a la configuración real, aumentaría la deflexión en la litosfera y también el error en el ajuste de la deflexión y la gravedad observada. Si por el contrario se disminuye la densidad de la carga, se produciría una disminución en la deflexión e igualmente aumentaría el error en el ajuste de la deflexión y gravedad observada. Esta situación, permite suponer que la Falla de Morón no corresponde al límite de la Placa Suramericana, puesto que la carga impuesta sobre la litosfera en el Modelo I, es insuficiente para para producir la deflexión observada en la sección 66º00'W.

En el Modelo II, se observa un mejor ajuste tanto en la deflexión como en las anomalías gravimétricas de aire-libre y Bouguer. La carga impuesta sobre la litosfera y en el interior de la misma, causa la deflexión necesaria para lograr la deflexión observada; mientras que las anomalías de Bouguer calculadas y observadas se ajustan razonablemente. Además, la *"cupla gravimétrica*" observada en la sección 66º00'W, cuya parte positiva es atribuida a las cargas impuestas hacia la zona Norte, mientras que la parte negativa corresponde a una aparente profundización del basamento, es aproximadamente similar a la generada por el modelaje de flexión. Estos resultados apuntan al hecho de que la Falla Marginal del Caribe podría constituir el límite entre las Placa Suramericana y Caribe.

Sin embargo, la mayoría de los autores describen la falla marginal del Caribe como una falla de corrimiento, con un busamiento suave hacia el Sur lo cual no se corresponde con el modelo de flexión de placas considerado, ya que de tratarse ésta como un límite de placas, debería poseer un busamiento muy pronunciado y .preferiblemente hacia el Norte, para satisfacer el modelo de flexión de placa rota adoptado.

De acuerdo a esto, surge entoces la idea de proponer un límite intermedio entre las fallas de Morón y Marginal del Caribe, que divida al bloque de Bonaire en dos partes, cuya parte meridional podría corresponder a una porción de la carga litosférica hacia el Norte de la Placa Suramericana, de manera tal que justifique la carga impuesta sobre la litosfera y no entre en contradicción con el modelo de flexión adoptado.

La presencia de cargas intracorticales queda justificada geofisicamente por el adelgazamiento de la corteza continental en el Norte de la Placa Suramericana durante el proceso de *"ruptura"*, como se evidencia por la presencia de una cuenca tipo *"rift"* soterrada, como ocurre con el Graben de Espino, en Venezuela oriental (FEO CODECIDO *et al.*, 1984). Sin embargo no esta claro todavía el origen del adelgazamiento cortical, tal y como lo indican KANNER y WATTS (1983).

6.2. IMPLICACIONES REGIONALES DEL MODELO

Los resultados obtendidos en el modelaje por flexión son referidos sólo a la región central de Venezuela, específicamente al perfil de la sección 66º00'W mostrado en la figura 1.1. Debido a que ese perfil atraviesa de Sur a Norte la parte Este de la Cuenca Oriental de Venezuela, deberían esperarse resultados similares en otras regiones de Venezuela cuyas características geológicas son similares a las de la región central. En estudios previos realizados por RODRÍGUEZ (1986, 2000) en la región de la Cuenca Oriental de Venezuela, se determinó que debería existir una carga intracorteza que justificara las anomalías gravimétricas observadas en la región oriental de Venezuela. Sin embargo, debido a que este tipo de estudios no ha sido realizado en la región occidental de Venezuela y a que las características geológicas-tectónicas de la región de los Andes, son en cierto grado similares a las de la región central de Venezuela y a las regiones de Los Alpes y el Himalaya, se debería esperar en esta región un resultado similar al obtenido por RODRÍGUEZ (*op. cit.*) en la región oriental de Venezuela y a KARNER y WATTS (1983) en Los Alpes y el Himalaya.

6.2.1. Los Andes Venezolanos y cuencas asociadas

Los Andes venezolanos están formados por un basamento Precámbrico cristalino (Grupo Iglesias) con dos formaciones distitintivas: Sierra Nevada y Bella Vista (BELLIZZIA *et. al*, 1981). Representa la característica orográfica más

importante en Venezuela, la cual se extiende desde el estado Táchira hacia el Noreste, a través de Barquisimeto.

La secuencia Paleozoica caracterizada por rocas sedimentarias (Ordovícico – Silúrico), metamórficas con algunas características sedimentarias (Formación Mucuchaci), seguidas por capas rojas deltaicas (Formaciones Mérida y Sabaneta) de edad Paleozoica, representa el sobrecorrimiento de esas rocas en dichas zonas.

La secuencia Jurásico-Cretácico de conglomerados de capas rojas representan una transgresión radial submarina hacia el Escudo de Guayana, por una fase regresiva para el final del Cretacico tardío que duró hasta el Terciario Temprano (GONZÁLEZ DE JUANA *et al*., 1980). Esta región estuvo sometida a una intensa actividad tectónica durante la historia geológica de los Andes, con tres eventos principales: (i) Paleozoico Temprano (595 a 425 m.a.), (ii) Paleozoico Medio (400 a 350 m.a.) y (iii) Paleozoico Tardío (275 a 175 m.a.). El plutonismo en los Andes se caracteriza por intrusiones graníticas emplazadas hacia el final del Paleozoico.

La sintésis extratigráfica de Venezuela Oriental de PARNAUD *et al.*, (1975), describe seis límites inconformes que registran la dinámica de la evolución Mezosoica – Cenozoica de la cuenca, desde la extensión hasta la colisión en esta área, en un proceso que envuelve un episodio de "*ruptura*" Jurásica que registra la separación del Norte y Sur América (CASE *et al.*, 1990; PINDELL y ERIKSON,

1994). El levantamiento de los Andes está probablemente relacionado a una convergencia relativa hacia el Este de la capa septentrional Nazca sobre el Oeste y la relativa convergencia de la placa del Caribe sobre el lado Norte del bloque de los Andes.

6.3.- ESPESOR ELÁSTICO Y EDAD DE LA PLACA LITOSFÉRICA EN VENEZUELA CENTRAL

La edad de la placa litosférica al momento de su carga puede ser determinada a partir del espesor elástico y su rígidez por medio de la utilización de la ecuación (2), KANNER y WATTS (1983) han mostrado que al representar los valores de rígidez estimado contra la edad de la litosfera continental al momento de su carga, la rígidez de la litosfera se correponde con los resultados de flexión oceánica, de lo que se deduce que tanto la litosfera oceánica como la continenetal tienen un comportamiento mecánico muy similar.

La edad termal para una litosfera oceánica se obtiene a partir de la correlación de las anomalías magnéticas del piso oceánico y está estrechamente relacionada con la edad de la placa; mientras que la edad termal de la litosfera continental se obtiene a partir de la sustracción de la edad radiométrica del basamento con la edad radiométrica de la carga sobre la litosfera. Dado que el espesor de placa determinado es de 25 Km aproximadamente, el empleo del gráfico log-log mostrado en la figura 6.1. Para un módulo de Young (E) de 1×10^{12} dyn/cm^2 y un módulo de Poisson de

0,25 muestra que la edad de la placa es de aproximadamente de unos 80.m.a. lo cual se corresponde a una edad del Cretácico Tardío. Este resultado concuerda con el obtenido por RODRÍGUEZ (1986, 2002) en estudios realizados en la Cuenca Oriental de Venezuela, en el cual determinó un rango de edades que varían desde 55.1 a 87.9 m. a. para espesores elásticos de 20 a 25 Km soportando un tiempo de colisión de Cretácico Temprano a Oligoceno. RODRÍGUEZ (*op. cit.*) también determinó que hacia la zona de Venezuela occidental se observan espesores de 35 a 50 Km, con la cual la edad estimada es del orden de 178 a 354 m.a. , lo que significa que la orogéneisis de los Andes en el área no modificó la edad del basamento Paleozoico (RODRÍGUEZ, *op.cit.*).

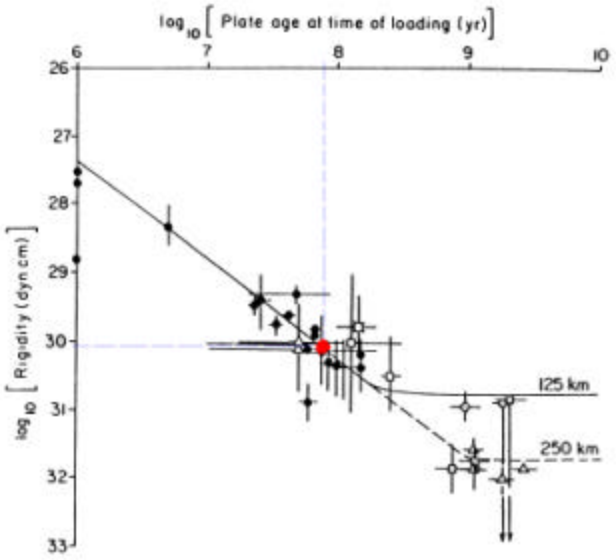


Figura 6.1. Edad del cargamiento vs. Rígidez efectiva de la placa litosférica, indicando la edad correspondiente del cargamiento de la zona norte de la Placa Suramericana, según el modelaje de flexión realizado.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Luego de realizar el estudio geofísico integrado de la región central de Venezuela a partir del modaje gravimétrico-magnético y del análisis de flexión de placas mostrados en los capítulos IV y V, con el fin de generar un modelo estructural del subsuelo que permita explicar las respuestas gravimétricas y magnéticas observadas dicha región, se puede llegar a las siguientes conclusiones:

- El modelo de flexión que involucra la Falla Marginal del Caribe como posible límite de Placa, muestra un ajuste razonable de la deflexión de la litosfera y de las anomalías gravimétricas observadas.
- La Falla Marginal del Caribe representa el límite más probable entre la Placa Suramericana y la Placa Caribe, ya que de los dos modelos estudiados fue la que presentó un mejor ajuste de flexión y de respuesta gravimétrica.
- La Falla Marginal del Caribe presenta un buzamiento muy suave hacia el Sur, lo cual representa una limitante para el modelo de flexión adoptado.
- En virtud de la naturaleza estructural de la Falla Marginal del Caribe, con respecto a su buzamiento hacia el Sur, y de su aparente condición como el límite de placa más probable entre las placas Suramericana y Caribe, se considera que el modelo de flexión de placa adoptado en esta investigación es restringido, ya que el mismo es más eficiente para zonas de límites verticales o de buzamientos muy pronunciados.

- El espesor elástico de la corteza litosférica en la región central de Venezuela es de aproximadamente 25Km, lo cual concuerda con el rango de espesores establecidos por RODRÍGUEZ (1986, 2000), quien describe que en la zona central y oriental de Venezuela, se estiman valores del espesor elástico comprendidos entre 20 y 25Kmts.
- La edad de la Placa Suramericana al momento de su carga se estima en el orden de los 80m.a. lo cual concuerda con la edad de las rocas sedimentarias del precargamiento, las cuales datan una edad del Cretácico Tardío.
- De acuerdo al modelaje de flexión de placas realizado, se estima que el nodo de flexión de la litósfera se ubica aproximadamente a 50Km del extremo sur del perfil, muy cercano al cruce con el Río Orinoco de Venezuela.
- La cupla gravimétrica observada es aproximadamente representada por el modelo de flexión con la Falla Marginal como límite, donde las napas de corrimiento, el paleoarco de islas, los sedimentos metavolcánicos y metatectonizados y la carga intracorteza generan la anomalía positiva, mientras que la profundización de la litosfera como producto de la flexión debida la carga de la misma, genera la parte negativa.

RECOMENDACIONES

De acuerdo a los resultados obtenidos por el modelaje de flexión para los modelos considerados, se propone modificar el modelo de flexión de placas, asumiendo un modelo con dos límites de ruptura, el cual permitiría precisar la influencia de estructuras como el Graben de espino, como zonas de posible ruptura continental.

Dado que este estudio estuvo basado en el modelo de flexión de una placa elástica, se propone realizar un nuevo estudio para incluir los modelos viscoelásticos y viscoplásticos, asegurando el control de todos los parámetros implicados en ambos modelos, con la finalidad de complementar la información obtenida en la región central de Venezuela a partir del análisis de flexión de placas.

Finalmente, se propone realizar el mismo estudio hacia la zona occidental de Venezuela en la región de Los Andes, ya que se observa una cupla gravimétrica al sur del Lago de Maracaibo y la presencia de una cuenca antepaís, representada por la Cuenca de Barinas-Apure, lo cual sugiere la posible flexión de la litosfera hacia esta zona. Además, todos estos estudios pudieran ser complementados, realizando un estudio de la descompactación de la cuenca antepaís utilizando la técnica del "*Backstripping*", con la finalidad de conocer la evolución geológica de la Cuenca Central de Venezuela y de la Cuenca de Barinas Apure.

BIBLIOGRAFÍAS Y REFERENCIAS CITADAS

AGUASUELOS INGENIERÍA (1990) ***Modernización de datos geológicos en el Frente de Montaña: Levantamiento geológico de superficie desde Carora Oeste, hasta Píritu, al Este.*** Informe para CORPOVEN. Vol. 5.

AGUEVERRE, S. y G. ZULOAGA (1938) ***Nomenclatura de las formaciones de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela.*** Bol. Geol. Min. 2(2-4): 281-284.

AIRY, G. (1855) ***On the computation of the effect of the attraction of mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of station of geodetic surveys***. Philos. Trans. R. Soc. London, 145: 101-104.

ALGAR, S., J. ERIKSON y J. PINDELL (1991) ***Geological studies in eastern Venezuela and Trinidad: from Cretaceus passive margin to Neogene transpressional thrust belt.*** AAPG Annual Meeting, Dallas, 7-10 April, pp: 69-70.

ALLEN, P., P. HOMEWOOD y G. WILLIAMS (1986) ***Foreland basins: an introduction***. *En*: Foreland basins (Ed. by P.A. Allen and P. Homewood), 140: 3-12.

ALLEN, P., y J. ALLEN (1993) ***Basins analysis: Principles and Applications.*** Blackwell Scientific Publications. 451p.

AVE LALLEMANT, H. y V. SISSON (1993) ***Caribbean South American plate interactions. Constraints from the Cordillera de la Costa belt, Venezuela***. *En:* Pindell, J. and B. Perkins, Eds. Procc. XIII Annual Res. Conf. Gulf Coast

Section, Soc. Econ. Paleont. and Min. Foundation. Earth Enterprises, Austin, Texas. p:211-219

AYMARD, R., L. PIMENTEL, P. EITZ, A. CHAOUCH, J. NAVARRO, J. MIJARES y J. PEREIRA (1990) ***Geological integration and evaluation of northern Monagas, Eastern Venezuelan Basin.*** *En:* J. Brooks, ed., Classic petroleum provinces. Geological Society of London Special Publication, (50): 37-53.

BALLY, A. (1975) ***A Geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences.*** Proc. 9th World Petrol. Congr., Tokyo, (Geology). Applied Science Publishers Barking. 2: 33-44.

BALLY, A. y S. SNELSON (1980) ***Realms of subsidence.*** *En*: Facts and Principles of World Petroleum Occurrence (Ed. by A.D. Miall), Can. Soc. Petrol, Geol. Mem. 6: 9-75.

BEAUMONT, C. (1981) ***Foreland basins.*** Geophys. J.R. astr. Soc. 65: 291-329.

BECK, C. (1977) ***Geología de la Faja Piemontina y del frente de montaña en el noreste del Estado Guárico, Venezuela septentrional.*** Mem. V Cong. Geol. Ven. IV:759-787.

BECK, C. (1978) ***Polyphasic Tertiary tectonics of the Interior Range in the central part of the western Caribbean chain, Guarico State, N. Venezuela.*** Geologie en Mijnbouw 57(2):99-104.

BECK, C. (1985) ***Las napas de Aragua-Cadena Caribe Central y la historia Mesozoica del margen sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas***. Memoir, Symposium Geodynamique des Caraibes, Paris. 541-551p.

BEETS, D., W. MARECH, G. KLAVER, A. MOTTANA, R. BOCCHIO y F. BEUNK (1984) ***Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraintson the tectonic history of the southern Caribbean.*** *En:* Bonini, W.E. and others, eds., The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of América. Memoir 162.

BELL, J. (1972) ***Geotectonic evolution of the southern Caribbean area***. *En:* Studies in earth and space sciences: The Harry H. Hess Volume, R. Shagam and others, eds. Geological Society of America Memoir 132, p. 369-386.

BELL, J. (1968a) ***The Garrapata Formation of the Venezuelan coast Ranges***. Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol Min. y Petro., 11 (7):187-206.

BELL, J. (1968b) ***Geología de la región de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela***. Bol. Geol., Minis. Minas, Venez. 9: 291-440.

BELLIZZIA, A. (1972) ***Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la Placa Caribe ¿es una cordillera alóctona?.*** Mem.VI Conf.Geol. Caribe, Margarita, Venezuela (1971), p. 247-258.

BELLIZZIA, A., M. PIMENTEL y O. BAJO (1976) ***Mapa Geológico Estructural de Venezuela.*** Venezuela, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, escala: 1: 500.000.

BELLIZZIA, A. y D. RODRÍGUEZ (1976). ***Geologla del Estado Yaracuy***. Mem. IV Congr. Geol. Venez., Caracas (1969), 6: 3317-3415.

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.

BLANCO, B., E. GÓMEZ y J. SÁNCHEZ (1988). ***Evolución tectónico sedimentaria del norte de los Estados Anzoátegui, Guárico, Cojedes y Portuguesa***. Actas, IV Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, pp: 151-159.

BLANCO, B., y J. SÁNCHEZ (1990). ***Prospectividad en el frente de montañas entre Acarigua y Boca de Uchire.*** Reunión de V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 21-25 Octubre, pp: 210-218.

BONINI, W., C. ACKER y G. BUZAN (1977) ***Gravity studies across the western Caribbean Mountains, Venezuela.*** Memorias, IV Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, pp: 2299-2311.

BOSCH, M. (1991) ***Modelaje geofísico integrado de la corteza en la región central del margen Caribe-Suramérica***. Trabajo de Grado. M.Sc. en Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Dpto. de Geofísica, pp. 184.

BOSCH, M. y I. RODRÍGUEZ (1992) ***North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates.*** J. of South American Earth Sciences, 6(3): 133-143.

BOWIE, W., (1927) ***Isostasy*****.** Dutton. New York.. 275pp.

BROOKS, M. (1970a) ***Positive Bouguer anomalies in some orogenic belts***, Geol. Mag.; 111, 399-400.

BROOKS, M. (1970b) ***A gravity survey of coastal areas of West Finnmark***, Northern Norway, Q. J. Geol. Soc. London, 125, 171-192.

BURKE, K., P. FOX y A. SENGOR (1978) ***Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean***. Journal of Geophysical Research, 83: 3949-3954.

BURKE, K., C. COOPER, J. DEWEY J., J. MANN y J. PINDELL (1984) ***Caribbean Tectonics and relative plate motions***. Geol. Soc. Amer. Memoir 162. W.E. Bonini, R.B. Hargraves, and R. Shagam Editors: 31-64.

CALDWELL, J. y D. TURCOTTE, ***Dependence of the thickness of the elastic oceanic lithosphere on age,*** J. Geophys. Res., 84, 7572-7576, 1979

CASE, J., T. HOLCOMBE y R. MARTIN (1984) ***Map of geologic provinces in the Caribbean region.*** Scale 1:5.000.000 In: Bonini, W. E., R. B. Hargraves and R. Shagam, Eds. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. of Amer. Mem. 162: 1-30.

CEPET (1989) ***La Industria Venezolana de los hidrocarburos***. Caracas, Venezuela, El Centro de Formación y Adiestramiento de Petróleos de Venezuela, 1: 754 p.

CHAMBERLIN, R. (1931) ***Isostasy from the geological point of view***. Journal of Geology, 39: 1-23.

CHAPLET, M. (1998) ***Informe sobre dos campañas de Anzoátegui***. Sensores Remotos. Proyecto al Norte de Anzoátegui. Reinterpretación del mapa geológico por imágenes RadarSat. Informe AGUASUELOS para PDVSA.

CHASE, R. (1965) ***El Complejo de Imataca, la Anfibolita de Panamo, y la Tronjemita de Guri: rocas Precambrian del Cuadrilátero de Las Adjuntas-Panamo-Edo. Bolivar, Venezuela.*** Venezuela, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología. 7(13): 105-216.

CHOUDHURY, M., P. GIESE y G. DE VISINTINE (1971) ***Crustal structure of the Alps-Some general features from explosion seismology***, Boll. Geofis. Teor. Appl.; 13, 211-240.

CHRISTIE-BLICK, N. y K. BIDDLE (1985) ***Deformation and basin formation along strike-slip faults***. *En*: Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation (Ed. by K. T. Biddle and N. Christie-Blick), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral. 37: 1-34.

DENGO, G. (1951) ***Geología de la región de Caracas***. Bol. Geol., Caracas. 1(1): 39-116.

DEWEY, J. y J. BIRD (1970) ***Mountain belts and the new global tectonics***. J. Geophys. Res. 75: 2625-2647.

DICKINSON, W. (1974) ***Plate tectonics and sedimentation***. *En*: Tectonics and Sedimentation (Ed. by W.R. Dickinson), Spec. Publ.soc. econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Oklahoma. 22: 1-27.

DICKINSON, W. y P. CONEY (1980) ***Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of México and early opening of the central North Atlantic Ocean***. Houston Geological Society Continuing Education Series, School of Geoscience, Louisana State University, Baton Rouge, La., pp: 27-36.

DIEBOLD, J., P. STOFFA, O. BUHL y M. TRUCHAN (1981) ***Venezuelan Basin crustal structure.*** Journal of Geophysical Research, 86: 7901-7923.

DIETZ, R. y J. HOLDEN (1973) ***Geotectonic Evolution and subsidence of Bahama Platform: Reply***. Geological Society of America Bulletin, 84: 3477-3482.

DIMENT, W. (1968) ***Gravity anomalies in northwestern New England***. *En:* Estudies of Appalachian Geology: Northern and Maritime, edited by E. Zen et. al.. John Wiley. New York. pp. 399-413

DONNELY, T. (1989) ***Geologic history of the Caribbean and Central America.*** *En*: The Geology of North America, Vol. A: *An overview* (edited by A. Bally and A. Palmer), pp: 299-321. Geological Society of America, Boulder, CO, USA, 629p.

DONNELY, T. y J. ROGERS (1978) ***The distribution of igneous rocks throughout the Caribbean***. Geologie en Mijnbouw. 57(2): 151-162.

DORMAN, L. y B. LEWIS (1970) ***Experimental isostasy.*** Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load. Journal of Geophysical Research, 75: 3357-3365.

DOUGAN, T. (1972) ***Origen y metamorfismo de los gneises de Imataca y Los Indios, rocas precámbricas de la región de Los Indios - El Pilar, Estado Bolivar***, Venezuela. Bol. Geol. Pub. Esp. 5, 3, 1337-1548.

DUNCAN, R. (1981) ***Hotspots in the southern oceans – an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents.*** Tectonophysics, 74: 29-42.

DUNCAN, R. y R. HARGRAVES (1984) ***Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame.*** Bulletin of the Geological Society of America, 162: 81-93.

EDGAR, N., J. EDWING y J. HENNION (1971) ***Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea.*** The American Association of Petroleum Geologists Bullettin, 55(6): 833-870.

ERLICH, R. y S. BARRET (1990) ***Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad area***. Tectonics, 9: 161-184.

ERLICH, R. y S. BARRET (1992) ***Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland basin.*** *En:* Foreland basin and Fold Belts, Edited by Roger W. Macqueen and Dale A. Leckic, Geological Survey of Canada. AAPG, Memoir 55. Oklahoma. pp: 341-362.

FASOLA, A., y I. PAREDES (1991) ***Late Cretaceous and mid- Terciary palynological assemblages from the "El Furrial" area well, Venezuela.*** Proccedings, AAPG Annual Meeting, Dallas, 7-10 April, 107p.

FEO CODECIDO, G. (1972) ***Breves ideas sobre la estructura de la falla de Oca, Venezuela.*** **Memorias**, VI Conferencia Geológica del Caribe, Caracas, pp: 184-190.

FEO CODECIDO, G., F. SMITH, R., N. ABOUD y E. DE DI GIACOMO (1984) ***Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins***. *En:* W. Bonini, R. Hargraves y R. Shagam, eds., The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. GSA Memoir 162, pp: 175-187.

FERNÁNDEZ, F. y H. PASSALACQUA (1990) ***Procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos en la Cuenca oriental de Venezuela.*** Runión de V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 21-25 Octubre, pp: 86-93.

FISCHER, A. (1975) ***Origin and growth of basins***. *En*: Petroleum and Global Tectonics (Ed. by A. G. Fischer and Judson), Princeton University Press. pp: 322.

FOLINSBEE, R. (1972) ***Gravity Field and Plate Boundaries in Venezuela.*** Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Cambcrestas, MA, USA. pp: 159.

FREUND, R. (1970) ***Rotation of strike-slip faults in sistan, southeast Iran***. J. Geol. Chicago, 78: 188-200.

GANSSER, A (1974) ***The Roraima Problem (South America)***. Verhaudl. Naturf. Ges., Basel, 84: 80-100.

GHOSH, S. (1977) ***Geología del Grupo Roraima en el Territorio Federal Amazonas***. Mem. V Cong. Geol. Venezolano, 1: 167-193.

GHOSH, S. (1978) ***The Roraima Problem: A case of Precambrian Cratonic Sedimentation in South América***. (Abstract), 10th International Sedimentological Congress, Jerusalem, 1: 246-247.

GHOSH, S. (1985) ***Geology of the Roraima Group and its implications***. 1º Simp. Amazónico, Puerto Ayacucho, pp: 33-50.

GIRARD, D. (1981) ***Petrologie de quelques series spilitiques mézozoiques du domaine Caraibe et des ensambles magmatiques de l'lle de Tobago***. Thése Doct. 3e Cycle, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, 229 p.

GIRARD, D., C. BECK, J. STEPHAN. R. BLANCHET y R. MAURY (1982) ***Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formtions volcaniques crétacées péricaraibes***. Bull. soc. Gél. Fr. (7). t. XXIV, 3, p.535-544.

GONZÁLEZ DE JUANA, C, J. AROZENA y X. PICARD CADILLAT (1980) ***Geología de venezuela y de sus cuencas petrolíferas***. Caracas, Venezuela, ediciones Foninves, 1031 p.

GRATEROL, M. (1972) ***Petrogénesis de la peridotita de Lorna de Hierro, Edo. Aragua.*** Mem. VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela (1971), p.329-336.

HALBOUTY, M., R. KING, H. KLEMME, R. DOTT y A. MEYERHOFF (1980) ***World's giant oil and gas fields, geologic factors affecting their formation and basin classification.*** *En:* Geology of Giant Petroleum Fields (Ed. by M.T. Halbouty), Am. Assoc. petrol. Geol. Mem. 14: 502-555.

HAWKES, D. (1966) ***The petrology of the Guiana Dolerites.*** Geological Magazine. Vol. 103(4).

HEDBERG, H. (1950) ***Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoategui-Monagas-sucre-eastern Guarico portion).*** AAPG Bulletin, 61: 1173-1215.

HEISKANEN, W. (1924) ***Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie,*** Publ. Finn. Geod. Inst.; 4.1-96.

HESS, H. y J. MAXWELL (1949) ***Geological reconnaissance of the Island of Margarita (Venezuela).*** Bulletin of the Geological Society of America, 60(12): 1857-1868.

HESS, H. y J. MAXWELL (1953) ***Caribbean research project.*** Bulletin of the Geological Society of America, 64: 1-6.

HETÉNYI, M. (1946) ***Beams on elastic foundation. University of Michigan Press.*** Ann Arbor. 255p.

HOUTZ, R. y W. LUDWING (1977) ***Structure of the Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler sonobuoy measurements***. Journal of Geophysical Research, 82: 4861-4867.

HUFF, K. (1978) ***Frontiers of world oil exploration***. Oil and Gas Journal. 76(40): 214-220.

HURLEY, P., H. FAIRBAIRN, W. GAUDETTE, H. MENDOZA, V. MARTÍN BELLIZZIA, C. y A. ESPEJO (1977) ***Progress report on age dating in the north en Guayana Shield.*** Bol. Geol. 1973, Pub. Esp. 7, 4, 3035-3044.

JEFFREYS, H. (1970) ***The Earth***. 5th Ed: London, Cambrige University Press, 525p.

JORDAN, T. (1975) ***The present-day motion of the Caribbean plate***. Journal of Geophysical Research, 80:4433-4439.

KAMINSKI, W. y H. MENZEL (1968) ***Zur Deutung der Schwere anomalie des Ivrea-Körpers, Schweiz Mineral***. Petrogr. Mitt; 48, 255-260, 1968.

KARNER, G. (1982) ***Spectral representation of isostatic models***. BMR Journal of Australian Geology and Geophysics, 7: 55-62.

KARNER, G. y A. WATTS (1983) ***Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges***. Journal of Geophysical Research, 88(B12): 10.449-10.477.

KEATS, W. (1974) ***The lower Roraima Formation in Guayana. A preliminary note on its stratigraphy and enviroment of deposition***. 9 Conf. Geol. Interguayanas. Ciudad Guayana, estado Bolívar: 249-250.

KELLOGG, J. y W. BONNINI (1982) ***Subduction of the Caribbean plate and basement upflits in the overriding South American plate***. Tectonics, 1(3): 251-276.

KINGSTON, D., C. DISHROON y P. WILLIAMS (1983a) ***Global basin classification***. Bull. Am. Assoc. Petrol Geol. 67: 2175-2193.

KINGSTON, D., C. DISHROON y P. WILLIAMS (1983b) ***Hydrocarbon plays and global basin classification***. Bull. Am. Assoc. Petrol Geol. 67: 2194-2198.

KLEMME, H. (1980) ***Petroleum basins – classification and characteristic***. J. Petrol. Geol. 3: 187-207.

LADD, J. (1976) ***Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics***. Geological Society of America Bulletin. 87: 969-976.

LANDER, R., V. HERNÁNDEZ, J. FUENTES y S. DOS SANTOS (1990) ***Metodología integrada para la interpretación estructural de áreas geológicas complejas: Bosque, norte de Monagas, cuenca oriental de Venezuela***. Reunión de V Congreso Venezolano Geofísico, Caracas , 21-25 Octubre, pp: 110-117.

LATTIMORE, R., L. WEEKS y L. MURDOCK (1971) ***Marine geophysical reconnaissance of continental margin north of Paria Peninsula, Venezuela***. American Association of petroleum Geologists Bulletin, 55: 1719-1729.

LEWIS, B. y L. DORMAN (1970) ***Experimental isostasy, 2. An isostatic model for the USA derived from gravity and topographic data***. Journal of Geophysical Research, 75: 3367-3386.

MALFAIT, B. y M. DINKELMAN (1972) ***Circum – Caribbean ridge during the Jurassic and Cretaceous and the evolution of the Caribbean plate***. Geological Society of America Bulletin, 83: 251-272.

MANN, P., C. SCHUBERT y K. BURKE (1990) ***Review of Caribbean neotectonics.*** *En:* The Geology of North America, Vol. H: The Caribbean Region (edited by G. Dengo and J. E. Case), pp: 307-338. Geological Society of America, Boulder, CO, USA, 538p.

MARESCH, W. (1974) ***Plate Tectonics Origin of the Caribbean Mountain System of Northern South America: Discussion and Proposal***. Bulletin of the Geological Society of America, 85: 669 – 682.

MARTÍN BELLIZZIA, C. (1968) ***Edades isotópicas de rocas venezolanas***. Bol. Geol., Caracas, 9(19): 356-380.

MATTSON, R. (1969) ***The Caribbean: a datached relic of Darwin Rise***. Transaction American Geophysical Union, 50: 317 p.

MATTSON, R. (1979) ***Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the northern Caribbean***. Journal of Geology, 87:293-304.

MATTSON, P. y L. JUARGE-NEGRÓN (1980) ***Multiple deformation in the western Cordillera de la Costa, Venezuela (Abstract)***. 9th Caribbean Geological Conference, Dominican Republic, August 1980.

MATTSON, P. (1985) ***Ultramafic and gabbroic rocks of Venezuela as possible ophiolites. Tinaquillo Peridotite complex***. II Cong. Geol. Venez., Caracas. 4: 4-39.

McCAN, W. y W. PENNIGNTON (1990) ***Seismicity, large earthquakes, and margin of the Caribbean Plate.*** *En:* The Geology of North America, Vol. H: The Caribbean Region (edited by G. Dengo and J. E. Case), pp: 291-306. Geological Society of America, Boulder, CO, USA, 538p.

McCANDLESS, G. (1965) ***Reconocimiento geológico de la región noroccidental del estado Bolívar***. Bol. Geol., Caracas, 7(13): 19-28.

McKENZIE, D. y C. BOWIN (1976) ***The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean***. J. Geophys. Res. 81: 1903-1915.

McKENZIE, D. (1978a) ***Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth planet***. Sci. Letters. 40: 25-32.

McKENZIE, D. (1978b) ***Active tectonics of the Alpine – Himalayan belt: the Aegean and surrounding regions***. Geophys. J. R. astr. Soc. 55: 465-538.

MENARD, H. y M. McNUTT (1982) ***Evidence for and consequences of thermal rejuvination***, J.Geophys. Res., 87, 8570-8580.

MENDOZA, V. (1974) ***Geología del área del río Suapure, parte noroccidental del Escudo de Guayana, estado Bolívar, Venezuela.*** IX Conf. Geol. Interguayanas, Ciudad Bolívar, estado Bolívar, p. 306-338.

MENDOZA, V. (1977) ***Evolución tectónica del Escudo de Guayana***. *En:* Memoria, Congreso Latinoamericano Geológico II. Caracas, 1973: Venezuela Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología, Publicación Especial. 7(3): 2237-2270.

MENÉNDEZ, A. (1965) ***Geología del área del Tinaco, centro norte de Estado Cojedes, Venezuela.*** Venezuela Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología. 6(12): 417-453.

MENÉNDEZ, A. (1966) ***Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela.*** Venezuela Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología. 8(15): 116-139.

MENÉNDEZ, A. (1968) ***Revisión de la estratigrafía de la Provincia de Pastora según el estudio de la región de Guasipati, Guayana Venezolana***. Venezuela Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología. 10(9): 309-338.

MIALL, A. (1984) ***Principles of Sedimentary basin Análisis.*** New York, Springer-Verlag. pp: 490.

MINSTER, J. y T. JORDAN (1978) ***Present-day plate motions***. Journal of Geophysical Research, 83: 5331-5354.

MOLNAR, P. y L. SYKES (1969) ***Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focalmechanisms and seismicity***. Bulletin of the Geological Society of America, 80(9): 1639-1686.

MORENO L., P. LIRA y R. TYLKI, (1985) ***Geología de la región del alto Paragua.*** I Simp. Amazónico, Puerto Ayacucho, Territorio Federal Amazonas, p. 100-115.

MORGAN, B. (1967) ***Geology of the Valencia area, Carabobo, Venezuela.*** Ph.D. Thesis. Princenton University. 220p.

MORGAN, B. (1969) ***Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela.*** Venezuela Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología. 10(20): 3-136.

MORGAN, W. (1981) ***Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans.*** *En:* Emiliani, C., ed., The Sea, New York, Interscience-Wiley, 7: 55-74.

MOTICSKA N. (1985) ***Volcanismo Mesozoico en el subsuelo de la faja Petrolífera del Orinoco, Estado Guárico, Venezuela.*** *En:* A. Espejo C., J. H. Ríos F., N. Pimentel de Bellizzia, and A. S. De Pardo, eds., Petrología, geoquímica y geocronología. Memoria Congreso Geológico Venezolano, VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 29 Septiembre – 6 Octubre. 6: 1929-1943.

MUELLER, S. y M. TALWANI (1971) ***A crustal section across the Eastern Alps based on gravity and seismic refraction data,*** Pageoph, 85, 226-239.

MUNRO, S. y F. SMITH (1984) ***The Urica fault zone, northeastern Venezuela.*** *En:* Bonini, W. E.., and other, eds. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162 (this Volume).

NAVARRO, E., J. MAGUREGUI y J. LUGO (1982) ***Algunos aspectos sobre la geología del Grupo Villa de Cura***. ASOVAC, Caracas, Nov. 1982, Resumen, p.

NAVARRO, E. (1983) ***Petrología y petrogénesis de las rocas metavolcánicas del Grupo Villa de Cura***. Revista GEOS, Universidad Central de Venezuela, Caracas. 28: 170-317.

OFFICER, C., J. EDWING, J. HENNION, D. HARKINDER y D. MILLER (1959) ***Geophysical investigation in the eastern Caribbean-Summary of the 1955 and 1956 cruises.*** *En:* Ahrens, l., Press, F., Rankama, K. and Runcorn, S., eds. Physic and Chemistry of the Earth, New York, 3: 17-109.

ORIHUELA, N. y R. FRANKLIN (1990) ***Modelaje Gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guárico y***

Caraballeda, Dtto. Federal, Venezuela. Reunión de V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 21-25 Octubre, pp: 465-473.

OSTOS, M. (1981) ***Geología de una zona ubicada entre la autopista Caracas-La Guaira y el estribo Galindo, Parque Nacional El Ávila, D.F. U.C.V.*** *Dept. Geol., Trabajo Ascensso, 279p.*

OSTOS, M. (1990) ***Tectonic Evolution of the South –*** Central Caribbean based on Geochemical Data. Tesis de PhD, Rice University, Houston, TX, USA, 411p.

OSTOS, M. y E. NAVARRO (1985) ***Faja de Villa de Cura. ¿Realmente un complejo de arco de islas alóctono?***. Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas. 10: 6615-6638.

OXBURGH, E. (1960) ***Geology of the eastern Carabobo area. Venezuela.*** Tesis doctoral mimeografiada, Depto. Geol., Univ. Princeton.

PARKER, P. (1972) ***The rapid calculation of potential anomalies***. Geophysical Journal of the – Royal Astronomical Society, 31: 447-455.

PATTERSON, J. y J. WILSON (1953) ***Oil fields of Mercedes region, Venezuela.*** AAPG Bulletin. 37:2705-2733.

PETER, G. (1972) ***Geologic structures offshore North-central Venezuela.*** Trans. Vlth Caribb. Geol. Conf.. Margarita, Venezuela (1971), p. 183-194.

PIBURN, M. (1967) ***Metamorphism and estructure of the Villa de Cura Group, Northern Venezuelan.*** Ph. D. Thesis. Princenton, N. J., Princenton Univ. 148p.

PIBURN, M. (1968) ***Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, norte de Venezuela.*** Bol. Geol., Caracas. 9(18): 183-290.

PEIRSON, A. (1965) ***Geology of the Guárico Mountain Front.*** Boln. Inf. Asoc. Venez.Geol. Min. y Petrol., v. 8, 7. P. 183-212.

PINDELL, J. y J. DEWEY (1982) ***Permo-Triassic reconstruction of western Pengea and evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region.*** Tectonics, 1: 179-211.

PINDELL, J. y J. DEWEY (1991) ***Cenozoic transpressional model for the tectonic and basinal development of Venezuela and Trinidad.*** Annual Meeting of the AAPG, 7-10 April, Dallas, pp: 189-190.

PINDELL, J. 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.

PRATT, J. (1855) ***On the attraction of the Himalayan Mountain, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India. Philos***. Trans. R. Soc., 145: 53-100.

PRIEM, H., D. BEETS, N. BOELRIJK, E. HEBEDA , E. VERDURHEN y R. VERSCHURE (1978) ***Rb-Sr evidence for episodic intrusion of the late Cretaceous tonalitic batholith of Aruba, Netherlands Antilles***. Trans. VII th Caribb. Geol. Conf., Curacao (1977), H.J. McGillavry and D.J. Beets idrs. Geologie Mijnb., v. 57, 2, p. 293-296.

PUTNAM G. (1895) ***Results of transcontinental series of gravity measurements,*** Bull. Washington Philos. Soc.; 13, 61.

READING, H. (1982) ***Sedimentary basins and global tectonics***. Proc. Geol. Assoc. Sedimentol. 4: 7-26.

REID, A. (1974) ***Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela.*** Conf. Geol. Interguayanas, estado Bolívar, p: 343-354.

RENZ, H., H. ALBERDING, K. DALLMUS, J. PATTERSON, R. ROBIE, N. WEISBORD y J. MAS VALL (1958) ***The Eastern Venezuela basin.*** *En:* Weeks, L.G., ed. The habitat of oil: American Association of Petroleum Geologists Symposium Volume, p. 551-600.

ROD, E. y W. MAYNC (1954) ***Revision of the lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela***. AAPG Bulletin, 38: 193-283.

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, pp: 58-63.

RODRÍGUEZ, I. (2000) ***Gravity anomalies and the Eastern Venezuela Basin evolution.*** A Thesis subbmitted for the degree of Doctor of Philosophy at the University of Durhan. *In press.*

ROSS, M., y C. SCOTESE (1988) ***A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region***. Tectonophysics. 155: 139-168.

ROYDEN, L. Y G. KARNER (1984) ***Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basin: Evidence for an insufficient topographic***

load. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 68(6):704-712.

SALVESON, J. (1976) ***Variations in the oil and gas geology of rift basins.*** Egiptian General Petroleum Corp., 5th Explor. Sem., Cairo, Egypt, November 15-17, 1976.

SALVESON, J. (1978) ***Variations in the geology of rift basin – a tectonic model.*** Paper presented at Rio Grande Rift Symposium, Santa Fe, New Mexico.

SANDWELL, D. y G. SCHUBERT (1982), ***Geoid height-age relation from SEASAT altimeter profiles across the Mendocino fracture zone***, J. Geophys. Res., 87, 3949-3958.

SCHNEIDER, E. D. (1972) ***Sedimentary evolution of rifted continental margins.*** *En*: Shagam, R., R. Hargraves and others, Eds. Studies in Earth and Space Sciences. Geol. Soc. of Amer. Mem. 132:109-118.

SCHUBERT, C. (l982) ***Neotectonics of Bocono Fault, Western Venezuela.*** Tectonophys, 85: 205-220.

SCHUBERT, C. (1984) ***Basin Formation along the Boconó–Morón–El Pilar Fault System, Venezuela.*** Journal of Geophysical Research, 89: 5711-5718.

SCHUBERT, C. y F. KRAUSE (1984) ***Moron Fault Zone, North–Central Venezuelan Borderland: Identification, Definition and Neotectonic Character.*** Marine Geophysical Research, 6: 257-273.

SCHUBERT, C. (l988) ***Neotectonics of Bocono the La Victoria fault zone, north central Venezuela.*** Anales Tectinicae, 2: 58-66.

SCHLUMBERGER (1997) ***Evaluación de pozos.*** Caracas Venezuela. 378 p.

SHAGAM, R. (1960) ***Geology of central Aragua, Venezuela.*** Geological Society of America Bulletin. 71: 249-302.

SILVER, E., J. CASE y H. MacGILLAVRY (1975) ***Geophysical study of the Venezuelan Borderland.*** Bulletin of the Geological Society of America, 86(2): 213-226.

SKERLEC G. y R. HARGRAVES (1980) ***Tectonic significances of pleomagnetic data from northern Venezuela.*** Journal Goephysical Research. 85(B10): 5303-53-5315.

SMITH, R. (1952) ***Geología de la región de Los Teques-Cúa, Venezuela.*** Bol. Geol., Caracas. 2(6): 333-406.

SNELLING, N. y R. McCONNELL (1969) ***The Geochronology of Guyana***. Geol. Mijnbouw, 48: 201-213.

SPEED, R. (1985) ***Cenozoic Collision of the Lesser Antilles arc and continental South America and origin of El pilar fault.*** Tectonics, 4: 41-69.

STEPHAN, J., C. BECK , A. BELLIZZIA, R. BLANCHET (1980) ***La Chaine Caraibe du Pacifique al Atlantique.*** XXVIe Congr. Géol. int.. Paris (1980), C-5, p.38-59.

STOVER, L. (1967) ***Palynological Dating of the Carrizal Formation of eastern Venezuela.*** Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, 10: 288-290.

SYKES, L., W. McCANN y A. KAFKA (1982) ***Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements.*** Journal of Geophysical Research, 87: 1127-1141.

TALUKDAR, S., D. LOUREIRO, E. NAVARRO, F. URBANI y M. OSTOS (1981) ***Modelo de tectónica de placas para la evolución del Sistema Montañoso del Caribe: una nueva hipótesis de trabajo*****.** ASOVAC, noviembre 1981, resumen, 212.

TALUKDAR, S. y D. LOUREIRO, (1982) ***Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación.*** Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas. GEOS, (27): 15-76.

TALUKDAR, S. y P. COLVEE, (1974) ***Geología y estratigrafía del área meseta de El Viejo-Cerro Danto, Territorio Federal Amazonas***. Bol. SVG, Caracas, 9(2): 21-41.

TANNER, J. (1969) ***A geophysical interpretation of structural boundaries in the eastern Canadian shield.*** Ph.D. thesis, Univ. of Durham, Durham, United Kingdom.

TANNER, J. y R. J. UFFEN (1960), ***Gravity anomalies in the Gaspé Peninsula, Quebec***, Publ. Dom. Observ. Ottawa.. 21:217-260.

TEGGIN, D., M. MARTINEZ y G. PALACIOS (1985) ***Un estudio preliminar de las diabasas del estado Bolivar, Venezuela.*** Memoria VI, Cong. Geol. Ven. Caracas, noviembre 1985. 2: 2159-2206.

TURCOTTE, D. y G. SCHUBERT (1982) ***Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems***. John Wiley & Sons. New York, USA. 450p.

UGHI, A. (2002) ***Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 66º00'00''W.*** Trabajo espcial de Grado. Ingeniería en Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Dpto. de Geofísica. *En imprenta*.

URBANI, F. (1972) ***Geología del granito de Guaremal y rocas asociadas, Estado Carabobo***. Mem. IV Congr. Geol. Venez., Caracas (1969), t. IV, p. 2340-2374.

URBANI, F. y A QUESADA (1972) ***Miguatltas y rocas asociadas del área de La Sabana, Cordillera de la Costa.*** Mem. IV Cong.Geol. Venez., Caracas (1969), t, v, p. 2375-2400.

URBANI, F. (1982) ***Comentarios sobre algunas edades de las rocas de la parte central de la Cordillera de la Costa.*** Revista Geos. Nro. 27, UCV. pp: 77- 84.

URBANI, F. y M. OSTOS (1987) ***El Grupo Ávila, Cordillera de la Costa.*** Memorias Jornadas 50º aniversario, Escuela Geología. UCV, Caracas. *En imprenta.*

URBANI, F., M. MARQUINA y A. CHIRINOS (1987) ***Geología del área de la Sabana-Guatopo, Dto. Federal y Edos. Miranda y Guárico***. Bol. Geociencias. UCV, Caracas, 11.

URBANI, F., O. CONTRERAS y G. AGUETO (1988) ***Geología de la región de Mariara-Maracay, Carabobo y Aragua.*** ASOVAC, noviembre 1988.

WEHRMANN, M. (1972) ***Geología de la región de Caracas – Colonia Tovar***. Bol. Geol. Pub. Esp., 5 MMH, Caracas. 4: 2093-2121.

VIVAS, V. y CAMPOS, V. (1977) ***Geología del área del Río Batatal, Edo. Miranda***. Mem. V. Cong. Geol. Venez. (Caracas) l: 349-362.

WARSI, W., y P. MOLNAR (1977) ***Gravity anomalies and plate tectonics in the Himalaya,*** in Colloquium International CNRS, Ecologie et Geologie del Himalaya, vol. 2, pp. 463-478, Centre National de la Recherche Scientifique, Verrières-le-Buisson, France.

WATTS, A. (1978) ***An analysis isostasy in the world's oceans,*** 1, Hawaiian-Emperor seamount chain, J. Geophys. Res.; 83, 5989-6004.

WATTS, A., J. BODINE y M. STECKLER (1980), ***Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere,*** J. Geophys. Res., 85, 6369-6376.

WATTS, A., G. KARNER y M. STECKLER (1982) ***Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins***. *En:* The evolution of sedimentary basins. Phil. Trans. R. Soc., Series A305:249-281.

YOUNG, G., A. BELLIZZIA, H. RENZ, F. JOHNSON, R. ROBIE y I. MASVALL (1956) ***Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos.*** Bol. Geol., Caracas, Pub. Esp: 2 140p.

ZULOAGA, G. (1930) ***Geología General de la Guayana Venezolana***. Rev. Col. Ing. Ven., 6(69): 466-475.

APÉNDICES

APÉNDICE A: Datos para la construcción de los perfiles gravimétrico, magnético y topográfico de la Sección 66º00'00''W

Distancia (Km)	Topografía (mts)	Distancia (Km)	AB (mgal)	Distancia (Km)	AAL (mgal)
-55,000	230,000	0,000	0,000	-55,000	39,000
-50,000	231,000	5,000	-3,000	-50,000	40,000
-45,000	240,000	10,000	-4,000	-45,000	39,500
-40,000	220,000	15,000	-1,000	-40,000	42,000
-35,000	170,000	20,000	3,000	-35,000	35,000
-30,000	120,000	25,000	5,000	-30,000	28,000
-25,000	80,000	30,000	8,000	-25,000	21,000
-20,000	60,000	35,000	10,000	-20,000	16,000
-15,000	60,000	40,000	12,000	-15,000	34,500
-10,000	60,000	45,000	13,000	-10,000	49,000
-5,000	60,000	50,000	14,000	-5,000	42,000
0,000	60,000	55,000	15,000	0,000	33,000
5,000	60,000	60,000	16,000	5,000	23,000
10,000	40,000	65,000	18,000	10,000	17,000
15,000	40,000	70,000	20,000	15,000	22,000
20,000	40,000	75,000	24,000	20,000	23,000
25,000	40,000	80,000	27,000	25,000	24,000
30,000	40,000	85,000	30,000	30,000	26,000
35,000	50,000	90,000	33,000	35,000	28,000
40,000	60,000	95,000	35,000	40,000	30,000
45,000	60,000	100,000	27,000	45,000	32,000
50,000	60,000	105,000	8,000	50,000	34,000
55,000	60,000	110,000	-9,000	55,000	35,000
60,000	60,000	115,000	-11,000	60,000	38,000
65,000	80,000	120,000	-10,000	65,000	38,000
70,000	80,000	125,000	-7,000	70,000	39,000
75,000	80,000	130,000	-5,000	75,000	39,250
80,000	90,000	135,000	-1,000	80,000	39,500
85,000	100,000	140,000	-4,000	85,000	39,500
90,000	100,000	145,000	-6,000	90,000	39,500
95,000	100,000	150,000	-7,000	95,000	39,500
100,000	100,000	155,000	-4,000	100,000	39,250
105,000	100,000	160,000	5,000	105,000	39,000
110,000	100,000	165,000	14,000	110,000	39,000
115,000	110,000	170,000	21,000	115,000	39,000
120,000	110,000	175,000	22,000	120,000	38,000
125,000	110,000	180,000	22,000	125,000	38,000

Distancia (Km)	Topografía (mts)	Distancia (Km)	AB (mgal)	Distancia (Km)	AAL (mgal)
130,000	110,000	185,000	22,000	130,000	38,000
135,000	110,000	190,000	20,000	135,000	37,500
140,000	130,000	195,000	14,000	140,000	37,000
145,000	130,000	200,000	6,000	145,000	36,000
150,000	130,000	205,000	-1,000	150,000	36,000
155,000	130,000	210,000	-7,000	155,000	35,000
160,000	130,000	215,000	-15,000	160,000	34,000
165,000	140,000	220,000	-17,000	165,000	33,500
170,000	140,000	225,000	-16,000	170,000	33,500
175,000	140,000	230,000	-18,000	175,000	33,000
180,000	140,000	235,000	-18,000	180,000	32,500
185,000	140,000	240,000	-21,000	185,000	31,750
190,000	140,000	245,000	-21,000	190,000	31,500
195,000	140,000	250,000	-21,000	195,000	31,000
200,000	145,000	255,000	-22,000	200,000	31,000
205,000	145,000	260,000	-23,000	205,000	30,000
210,000	145,000	265,000	-24,000	210,000	29,000
215,000	145,000	270,000	-26,000	215,000	28,000
220,000	145,000	275,000	-28,000	220,000	27,000
225,000	160,000	280,000	-30,000	225,000	26,000
230,000	160,000	285,000	-34,000	230,000	25,000
235,000	180,000	290,000	-37,000	235,000	24,500
240,000	160,000	295,000	-39,000	240,000	20,500
245,000	210,000	300,000	-42,000	245,000	27,000
250,000	240,000	305,000	-46,000	250,000	34,000
255,000	220,000	310,000	-48,000	255,000	33,000
260,000	220,000	315,000	-44,000	260,000	30,000
265,000	260,000	320,000	-39,000	265,000	33,000
270,000	260,000	325,000	-34,000	270,000	31,750
275,000	220,000	330,000	-23,000	275,000	24,500
280,000	180,000	335,000	-16,000	280,000	14,000
285,000	120,000	340,000	-12,000	285,000	5,000
290,000	60,000	345,000	-5,000	290,000	-7,000
295,000	20,000	350,000	6,000	295,000	-19,000
300,000	20,000	355,000	22,000	300,000	-26,000
305,000	10,000	360,000	33,000	305,000	-32,000
310,000	5,000	365,000	50,000	310,000	-31,000
315,000	10,000	370,000	50,000	315,000	-17,000
320,000	0,000	375,000	51,000	320,000	-11,000
325,000	-80,000	380,000	50,000	325,000	-8,000
330,000	-120,000	385,000	50,000	330,000	0,000
335,000	-160,000	390,000	50,000	335,000	3,000

Distancia (Km)	Topografía (mts)	Distancia (Km)	AB (mgal)	Distancia (Km)	AAL (mgal)
340,000	-180,000	395,000	50,000	340,000	1,000
345,000	-190,000	400,000	49,000		
350,000	-190,000	405,000	50,000		
355,000	-190,000	410,000	55,000		
360,000	-190,000	415,000	61,000		
365,000	-180,000	420,000	68,000		
370,000	-190,000	425,000	75,000		
375,000	-190,000	430,000	80,000		
380,000	-200,000	435,000	90,000		
385,000	-220,000	440,000	96,000		
390,000	-260,000	445,000	110,000		
395,000	-300,000	450,000	129,000		
400,000	-370,000	455,000	138,000		
405,000	-420,000	460,000	142,000		
410,000	-480,000	465,000	146,000		
415,000	-560,000	470,000	150,000		
420,000	-680,000	475,000	153,000		
425,000	-900,000	480,000	156,000		
430,000	-1010,000	485,000	160,000		
435,000	-920,000	490,000	160,000		
440,000	-840,000	495,000	160,000		
445,000	-780,000				
450,000	-760,000				
455,000	-740,000				
460,000	-730,000				
465,000	-740,000				
470,000	-750,000				
475,000	-750,000				
480,000	-730,000				
485,000	-720,000				
490,000	-720,000				
495,000	-740,000				

APÉNDICE B: Programa para el modelaje de Flexión "GRAFLEX.EXE"

A continuación se muestra una lista de las rutinas empleadas para el modelaje de flexión de placas elásticas, incluyendo aquellas destinadas a la graficación. Este programa fue originalmente realizado en Fortran 77 por G. Karner y A.Watts con el nombre "THRUST.EXE" en 1983, modificado por I. Rodríguez en 1986 y modificado y traducido a Object Pascal bajo ambiente DELPHI 5, por J. Reyes y A. UGHI en 2002, con el nombre "GRAFLEX.EXE".

```
Forma 'FormTabla.pas'

unit FormaTabla;

interface

uses
  Windows, Messages, SysUtils, Classes, Graphics, Controls, Forms, Dialogs,
  AxCtrls, OleCtrls, vcf1;

type
  TFormTabla = class(TForm)
    Tabla: TF1Book;
  private
    { Private declarations }
  public
    { Public declarations }
  end;

var
  FormTabla: TFormTabla;

implementation

{$R *.DFM}

end.
```

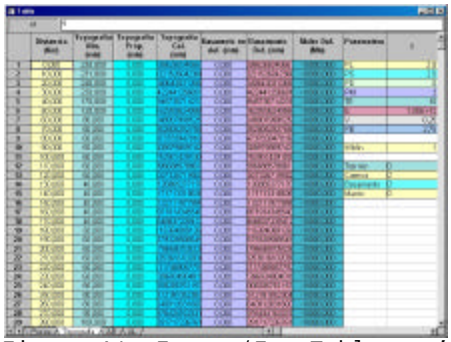


Figura A1: Forma 'FormTabla.pas'

```
Forma 'FormModelo.pas'
unit FormaModelo;
```

```
interface

uses
  Windows, Messages, SysUtils, Classes, Graphics, Controls, Forms, Dialogs,
  ExtCtrls, TeeProcs, TeEngine, Chart, Series, StdCtrls, ComCtrls, Spin;

type
  TFormModelo = class(TForm)
    Grafico1: TChart;
    Grafico2: TChart;
    Grafico3: TChart;
    Serie1: TPointSeries;
    Serie2: TLineSeries;
    Serie3: TPointSeries;
    Serie4: TLineSeries;
    Serie7: TLineSeries;
    Serie6: TAreaSeries;
    Serie8: TAreaSeries;
    Serie9: TAreaSeries;
    Serie5: TLineSeries;
    Serie10: TPointSeries;
    procedure FormShow(Sender: TObject);
    procedure Grafico1MouseDown(Sender: TObject; Button: TMouseButton;
      Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
    procedure Grafico3MouseDown(Sender: TObject; Button: TMouseButton;
      Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
    procedure Grafico2MouseDown(Sender: TObject; Button: TMouseButton;
      Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
    procedure Grafico1MouseMove(Sender: TObject; Shift: TShiftState; X,
      Y: Integer);
    procedure Grafico2MouseMove(Sender: TObject; Shift: TShiftState; X,
      Y: Integer);
    procedure Grafico3MouseMove(Sender: TObject; Shift: TShiftState; X,
      Y: Integer);
    procedure Grafico1ClickAxis(Sender: TCustomChart; Axis: TChartAxis;
      Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
    procedure Grafico2ClickAxis(Sender: TCustomChart; Axis: TChartAxis;
      Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
    procedure Grafico3ClickAxis(Sender: TCustomChart; Axis: TChartAxis;
      Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
    procedure Grafico2Zoom(Sender: TObject);
    procedure Grafico1Zoom(Sender: TObject);
    procedure Grafico3Zoom(Sender: TObject);
    procedure Grafico3UndoZoom(Sender: TObject);
    procedure Grafico2UndoZoom(Sender: TObject);
    procedure Grafico1UndoZoom(Sender: TObject);
  private
    { Private declarations }
  public
    { Public declarations }
  end;

var
  FormModelo: TFormModelo;

implementation

uses FormaPreferencias, FormaLimites, FormaGraFlex;

{$R *.DFM}

procedure TFormModelo.FormShow(Sender: TObject);
var
  h: Integer;
```

```
begin
  h:= Trunc(FormModelo.Height/3);
  Grafico1.Height:= h;
  Grafico1.Top:= 0;
  Grafico1.Width:= FormModelo.Width-10;
  Grafico2.Height:= h;
  Grafico2.Top:= h+1;
  Grafico2.Width:= FormModelo.Width-10;
  Grafico3.Height:= h;
  Grafico3.Top:= 2*h+2;
  Grafico3.Width:= FormModelo.Width-10;
end;

procedure TFormModelo.Grafico1MouseDown(Sender: TObject;
  Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
begin
  if Button = mbRight then
  begin
    if FormPropGraf.ShowModal = mrOK then
    begin
      Grafico1.Title.Text.Text:= FormPropGraf.Edit1.Text;
      Grafico1.BottomAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit2.Text;
      Grafico1.LeftAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit3.Text;
    end
    else
    begin
      Grafico1.Title.Text.Text:= FormPropGraf.Edit1.Text;
      Grafico1.BottomAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit2.Text;
      Grafico1.LeftAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit3.Text;
    end;
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico3MouseDown(Sender: TObject;
  Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
begin
  if Button = mbRight then
  begin
    if FormPropGraf.ShowModal = mrOK then
    begin
      Grafico3.Title.Text.Text:= FormPropGraf.Edit1.Text;
      Grafico3.BottomAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit2.Text;
      Grafico3.LeftAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit3.Text;
    end
    else
    begin
      Grafico3.Title.Text.Text:= FormPropGraf.Edit1.Text;
      Grafico3.BottomAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit2.Text;
      Grafico3.LeftAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit3.Text;
    end;
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico2MouseDown(Sender: TObject;
  Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X, Y: Integer);
begin
  if Button = mbRight then
  begin
    if FormPropGraf.ShowModal = mrOK then
    begin
      Grafico2.Title.Text.Text:= FormPropGraf.Edit1.Text;
      Grafico2.BottomAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit2.Text;
      Grafico2.LeftAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit3.Text;
    end
    else
```

```
    begin
      Grafico2.Title.Text.Text:= FormPropGraf.Edit1.Text;
      Grafico2.BottomAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit2.Text;
      Grafico2.LeftAxis.Title.Caption:= FormPropGraf.Edit3.Text;
    end;
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico1MouseMove(Sender: TObject; Shift: TShiftState;
  X, Y: Integer);
begin
  with FormGraFlex.BarraDeEstado do
  begin
    Panels[1].Text:='X: '+FloatToStrF(Serie1.XScreenToValue(X),ffFixed,15,3)+
                    'Km';
    Panels[2].Text:='AB: '+FloatToStrF(Serie1.YScreenToValue(Y),ffFixed,15,3)+
                    'mgal';
    Panels[3].Text:='('+IntToStr(X)+','+IntToStr(Y)+')';
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico2MouseMove(Sender: TObject; Shift: TShiftState;
  X, Y: Integer);
begin
  with FormGraFlex.BarraDeEstado do
  begin
    Panels[1].Text:='X: '+FloatToStrF(Serie3.XScreenToValue(X),ffFixed,15,3)+
                    'Km';
    Panels[2].Text:='AAL: '+FloatToStrF(Serie3.YScreenToValue(Y),ffFixed,15,3)+
                    'mgal';
    Panels[3].Text:='('+IntToStr(X)+','+IntToStr(Y)+')';
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico3MouseMove(Sender: TObject; Shift: TShiftState;
  X, Y: Integer);
begin
  with FormGraFlex.BarraDeEstado do
  begin
    Panels[1].Text:='X: '+FloatToStrF(Serie5.XScreenToValue(X),ffFixed,15,3)+
                    'Km';
    Panels[2].Text:='Z: '+FloatToStrF(Serie5.YScreenToValue(Y),ffFixed,15,3)+
                    'mts';
    Panels[3].Text:='('+IntToStr(X)+','+IntToStr(Y)+')';
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico1ClickAxis(Sender: TCustomChart;
  Axis: TChartAxis; Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X,
  Y: Integer);
var
  XMin,XMax,YMin,YMax: Double;
begin
  if FormLimites.ShowModal= mrOK then
  begin
    XMin:= StrToFloat(FormLimites.Edit1.Text);
    XMax:= StrToFloat(FormLimites.Edit2.Text);
    YMin:= StrToFloat(FormLimites.Edit3.Text);
    YMax:= StrToFloat(FormLimites.Edit4.Text);
    with Grafico1 do
    begin
      BottomAxis.Automatic:= False;
      LeftAxis.Automatic:= False;
      BottomAxis.Minimum:= XMin;
      BottomAxis.Maximum:= XMax;
```

```
      LeftAxis.Minimum:= YMin;
      LeftAxis.Maximum:= YMax;
    end;
    Grafico2.BottomAxis.Automatic:= False;
    Grafico2.BottomAxis.Minimum:= XMin;
    Grafico2.BottomAxis.Maximum:= XMax;
    Grafico3.BottomAxis.Automatic:= False;
    Grafico3.BottomAxis.Minimum:= XMin;
    Grafico3.BottomAxis.Maximum:= XMax;
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico2ClickAxis(Sender: TCustomChart;
  Axis: TChartAxis; Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X,
  Y: Integer);
var
  XMin,XMax,YMin,YMax: Double;
begin
  if FormLimites.ShowModal= mrOK then
  begin
    XMin:= StrToFloat(FormLimites.Edit1.Text);
    XMax:= StrToFloat(FormLimites.Edit2.Text);
    YMin:= StrToFloat(FormLimites.Edit3.Text);
    YMax:= StrToFloat(FormLimites.Edit4.Text);
    with Grafico2 do
    begin
      BottomAxis.Automatic:= False;
      LeftAxis.Automatic:= False;
      BottomAxis.Minimum:= XMin;
      BottomAxis.Maximum:= XMax;
      LeftAxis.Minimum:= YMin;
      LeftAxis.Maximum:= YMax;
    end;
    Grafico1.BottomAxis.Automatic:= False;
    Grafico1.BottomAxis.Minimum:= XMin;
    Grafico1.BottomAxis.Maximum:= XMax;
    Grafico3.BottomAxis.Automatic:= False;
    Grafico3.BottomAxis.Minimum:= XMin;
    Grafico3.BottomAxis.Maximum:= XMax;
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico3ClickAxis(Sender: TCustomChart;
  Axis: TChartAxis; Button: TMouseButton; Shift: TShiftState; X,
  Y: Integer);
var
  XMin,XMax,YMin,YMax: Double;
begin
  if FormLimites.ShowModal= mrOK then
  begin
    XMin:= StrToFloat(FormLimites.Edit1.Text);
    XMax:= StrToFloat(FormLimites.Edit2.Text);
    YMin:= StrToFloat(FormLimites.Edit3.Text);
    YMax:= StrToFloat(FormLimites.Edit4.Text);
    with Grafico3 do
    begin
      BottomAxis.Automatic:= False;
      LeftAxis.Automatic:= False;
      BottomAxis.Minimum:= XMin;
      BottomAxis.Maximum:= XMax;
      LeftAxis.Minimum:= YMin;
      LeftAxis.Maximum:= YMax;
    end;
    Grafico1.BottomAxis.Automatic:= False;
    Grafico1.BottomAxis.Minimum:= XMin;
```

```
    Grafico1.BottomAxis.Maximum:= XMax;
    Grafico2.BottomAxis.Automatic:= False;
    Grafico2.BottomAxis.Minimum:= XMin;
    Grafico2.BottomAxis.Maximum:= XMax;
  end;
end;

procedure TFormModelo.Grafico2Zoom(Sender: TObject);
var
  XMin,XMax: Double;
begin
  XMin:= Grafico2.BottomAxis.Minimum;
  XMax:= Grafico2.BottomAxis.Maximum;
  Grafico1.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico1.BottomAxis.Minimum:= XMin;
  Grafico1.BottomAxis.Maximum:= XMax;
  Grafico3.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico3.BottomAxis.Minimum:= XMin;
  Grafico3.BottomAxis.Maximum:= XMax;
end;

procedure TFormModelo.Grafico1Zoom(Sender: TObject);
var
  XMin,XMax: Double;
begin
  XMin:= Grafico1.BottomAxis.Minimum;
  XMax:= Grafico1.BottomAxis.Maximum;
  Grafico2.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico2.BottomAxis.Minimum:= XMin;
  Grafico2.BottomAxis.Maximum:= XMax;
  Grafico3.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico3.BottomAxis.Minimum:= XMin;
  Grafico3.BottomAxis.Maximum:= XMax;
end;

procedure TFormModelo.Grafico3Zoom(Sender: TObject);
var
  XMin,XMax: Double;
begin
  XMin:= Grafico3.BottomAxis.Minimum;
  XMax:= Grafico3.BottomAxis.Maximum;
  Grafico1.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico1.BottomAxis.Minimum:= XMin;
  Grafico1.BottomAxis.Maximum:= XMax;
  Grafico2.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico2.BottomAxis.Minimum:= XMin;
  Grafico2.BottomAxis.Maximum:= XMax;
end;

procedure TFormModelo.Grafico3UndoZoom(Sender: TObject);
begin
  Grafico3.BottomAxis.Automatic:= True;
  Grafico1.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico2.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico1.BottomAxis.Maximum:= Grafico3.BottomAxis.Maximum;
  Grafico1.BottomAxis.Minimum:= Grafico3.BottomAxis.Minimum;
  Grafico2.BottomAxis.Maximum:= Grafico3.BottomAxis.Maximum;
  Grafico2.BottomAxis.Minimum:= Grafico3.BottomAxis.Minimum;
end;

procedure TFormModelo.Grafico2UndoZoom(Sender: TObject);
begin
  Grafico2.BottomAxis.Automatic:= True;
  Grafico1.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico3.BottomAxis.Automatic:= False;
```

```
  Grafico1.BottomAxis.Maximum:= Grafico2.BottomAxis.Maximum;
  Grafico1.BottomAxis.Minimum:= Grafico2.BottomAxis.Minimum;
  Grafico3.BottomAxis.Maximum:= Grafico2.BottomAxis.Maximum;
  Grafico3.BottomAxis.Minimum:= Grafico2.BottomAxis.Minimum;
  Grafico1.MarginLeft:= Grafico2.MarginLeft;
  Grafico3.MarginLeft:= Grafico2.MarginLeft;
end;

procedure TFormModelo.Grafico1UndoZoom(Sender: TObject);
begin
  Grafico1.BottomAxis.Automatic:= True;
  Grafico2.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico3.BottomAxis.Automatic:= False;
  Grafico2.BottomAxis.Maximum:= Grafico1.BottomAxis.Maximum;
  Grafico2.BottomAxis.Minimum:= Grafico1.BottomAxis.Minimum;
  Grafico3.BottomAxis.Maximum:= Grafico1.BottomAxis.Maximum;
  Grafico3.BottomAxis.Minimum:= Grafico1.BottomAxis.Minimum;
  Grafico2.MarginLeft:= Grafico1.MarginLeft;
  Grafico3.MarginLeft:= Grafico1.MarginLeft;
end;

end.
```

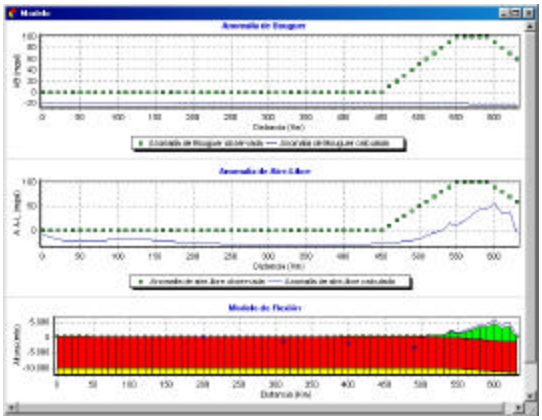


Figura A2: Forma ‘FormModelo.pas’

Forma ‘FormGraFlex.pas’

```
unit FormaGraFlex;

interface

uses
  Windows, Messages, SysUtils, Classes, Graphics, Controls, Forms, Dialogs,
  Menus, ComCtrls, ToolWin, ImgList, FlexLib, StdCtrls, Spin;

type
  TFormGraFlex = class(TForm)
    MenuPrincipal: TMainMenu;
    MenuArchivo: TMenuItem;
    SalirItem: TMenuItem;
    MenuVentana: TMenuItem;
    CascadaItem: TMenuItem;
    MozaicoItem: TMenuItem;
    OrganizarIconosItem: TMenuItem;
    BarraDeEstado: TStatusBar;
    BarraDeTareas: TToolBar;
    ToolButton1: TToolButton;
```

```
ToolButton2: TToolButton;
BotonAlternar: TToolButton;
BotonPegar: TToolButton;
ListaDeImagenes: TImageList;
AbrirItem: TMenuItem;
N1: TMenuItem;
GuardarItem: TMenuItem;
GuardarComoItem: TMenuItem;
ImprimirItem: TMenuItem;
N2: TMenuItem;
MenuEdicion: TMenuItem;
CortarItem: TMenuItem;
CopiarItem: TMenuItem;
PegarItem: TMenuItem;
N3: TMenuItem;
CopiarGraficoABItem: TMenuItem;
CopiarGraficoAALItem: TMenuItem;
CopiarGraficodeModeloItem: TMenuItem;
MenuTarea: TMenuItem;
THRUSTProc: TMenuItem;
ReajustarGraficoItem: TMenuItem;
ModificarParametrosItem: TMenuItem;
N5: TMenuItem;
PlacaContinuaItem: TMenuItem;
PlacaRotaItem: TMenuItem;
BotonNuevo: TToolButton;
BotonAbrir: TToolButton;
BotonGuardar: TToolButton;
BotonImprimir: TToolButton;
BotonCortar: TToolButton;
BotonCopiar: TToolButton;
BotonCalcular: TToolButton;
ToolButton14: TToolButton;
ToolButton15: TToolButton;
ToolButton16: TToolButton;
ToolButton17: TToolButton;
ToolButton18: TToolButton;
ToolButton19: TToolButton;
ToolButton20: TToolButton;
NuevoItem: TMenuItem;
MenuAyuda: TMenuItem;
AcercadeItem: TMenuItem;
SpinEdit1: TSpinEdit;
SpinEdit2: TSpinEdit;
ToolButton3: TToolButton;
ToolButton4: TToolButton;
CargaEscondida: TMenuItem;
procedure CascadaItemClick(Sender: TObject);
procedure MozaicoItemClick(Sender: TObject);
procedure OrganizarIconosItemClick(Sender: TObject);
procedure SalirItemClick(Sender: TObject);
procedure FormClose(Sender: TObject; var Action: TCloseAction);
procedure BotonAlternarClick(Sender: TObject);
procedure THRUST(Sender: TObject);
procedure CortarItemClick(Sender: TObject);
procedure CopiarItemClick(Sender: TObject);
procedure PegarItemClick(Sender: TObject);
procedure CopiarGraficoABItemClick(Sender: TObject);
procedure CopiarGraficoAALItemClick(Sender: TObject);
procedure CopiarGraficodeModeloItemClick(Sender: TObject);
procedure ReajustarGraficoItemClick(Sender: TObject);
procedure ModificarParametrosItemClick(Sender: TObject);
procedure PlacaContinuaItemClick(Sender: TObject);
procedure PlacaRotaItemClick(Sender: TObject);
procedure GuardarComoItemClick(Sender: TObject);
```

```
    procedure GuardarItemClick(Sender: TObject);
    procedure AbrirItemClick(Sender: TObject);
    procedure MostrarIndicacion(Sender: TObject);
    procedure FormCreate(Sender: TObject);
    procedure AcercadeItemClick(Sender: TObject);
    procedure LimpiarGraficos;
    procedure SpinEdit1Change(Sender: TObject);
    procedure SpinEdit2Change(Sender: TObject);
    procedure CargaEscondidaClick(Sender: TObject);
    procedure FormShow(Sender: TObject);

  private
    { Private declarations }
  public
    { Public declarations }
    pBuf: WideString;
    pFileType: SmallInt;
  end;

var
  FormGraFlex: TFormGraFlex;

procedure GraficarModelo(TNPts: Integer;TTE: Extended);
(*************************GraficarModelo*********************************)
(*                                                                       *)
(*  Procedimiento para generar las curvas de Topografía observada,       *)
(*  Carga topográfica, Topografía deflectada, basamento deflectado y     *)
(*  Discontinuidad de Mohorovicic deflectado.                            *)
(*                                                                       *)
(*  Parametros:                                                          *)
(*    TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia           *)
(*           entera de 2)                                                *)
(*    TTE: Espesor elástico efectivo en Km                               *)
(*                                                                       *)
(*  Implementado por: J. Reyes. U.C.V. Caracas, 2002.                    *)
(*************************************************************************)

procedure GraficarAnomalia(Hoja: SmallInt);
(*************************GraficarAnomalía*******************************)
(*                                                                       *)
(*  Procedimiento para generar las curvas de anomalías observadas de     *)
(*  Bouguer y Aire-Libre en mgal.                                        *)
(*                                                                       *)
(*  Parametros:                                                          *)
(*    Hoja: Número de la hoja de calcul que contiene los datos           *)
(*                                                                       *)
(*  Implementado por: J. Reyes. U.C.V. Caracas, 2002.                    *)
(*************************************************************************)

procedure GraficarPozos;
(*************************GraficarPozos**********************************)
(*                                                                       *)
(*  Procedimiento para graficar los puntos de control de profundidad     *)
(*  en mts bajo el nivel del mar.                                        *)
(*                                                                       *)
(*  Implementado por: J. Reyes. U.C.V. Caracas, 2002.                    *)
(*************************************************************************)

procedure LeerDatos(TNPts: Integer; var TFlake,TFlasu,TTop,TTos: TDatos);
(*****************************LeerDatos**********************************)
(*                                                                       *)
(*  Procedimiento para cargar los datos de cargas topográficas y de      *)
(*  anomalías de Bouguer y Aire-Libre.                                   *)
(*                                                                       *)
(*  Parametros:                                                          *)
```

```
(*    TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia           *)
(*           entera de 2)                                                *)
(*    TTop:   Lee la carga topográfica en mts                            *)
(*    TTos:   Lee la superficie del basamento sin deformar en mts        *)
(*    TFlake: Devuelve una copia de la carga topográfica en mts          *)
(*    TFlsu:  Devuelve una copia de la superficie del basamento          *)
(*            sin deformar en mts                                        *)
(*                                                                       *)
(*  Implementado por: J. Reyes. U.C.V. Caracas, 2002.                    *)
(*************************************************************************)

implementation
{$OPTIMIZATION OFF}

uses
  FormaTabla, FormaModelo, FormaParametros, FormaAcercaDe, Math;

{$R *.DFM}

procedure TFormGraFlex.CascadaItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormGraFlex.Cascade;
end;

procedure TFormGraFlex.MozaicoItemClick(Sender: TObject);
begin
  TileMode := tbVertical;
  FormGraFlex.Tile;
end;

procedure TFormGraFlex.OrganizarIconosItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormGraFlex.ArrangeIcons;
end;

procedure TFormGraFlex.SalirItemClick(Sender: TObject);
begin
  if pBuf='' then
  begin
    if MessageDlg('¡El proyecto no ha sido guardado!, ¿Desea guardarlo ahora?',
      mtConfirmation, [mbYes, mbNo], 0) = mrYes then
    begin
      FormTabla.Tabla.SaveFileDlg('Guardar como...',pBuf,pFileType);
      FormTabla.Tabla.Write(pBuf,pFileType);
    end;
  end
  else
  begin
    if MessageDlg('¿Desea guardar los cambios realizados?',
      mtConfirmation, [mbYes, mbNo], 0) = mrYes then
    begin
      FormTabla.Tabla.Write(pBuf,pFileType);
    end;
  end;
  Application.Terminate;
end;

procedure TFormGraFlex.FormClose(Sender: TObject; var Action: TCloseAction);
begin
  if pBuf='' then
  begin
    if MessageDlg('¡El proyecto no ha sido guardado!, ¿Desea guardarlo ahora?',
      mtConfirmation, [mbYes, mbNo], 0) = mrYes then
    begin
      FormTabla.Tabla.SaveFileDlg('Guardar como...',pBuf,pFileType);
```

```
      FormTabla.Tabla.Write(pBuf,pFileType);
    end;
  end
  else
  begin
    if MessageDlg('¿Desea guardar los cambios realizados?',
      mtConfirmation, [mbYes, mbNo], 0) = mrYes then
    begin
      FormTabla.Tabla.Write(pBuf,pFileType);
    end;
  end;
  Application.Terminate;
end;

procedure TFormGraFlex.BotonAlternarClick(Sender: TObject);
begin
  FormGraFlex.MDIChildren[1].Show;
end;

procedure GraficarAnomalia(Hoja: SmallInt);
var
  I,UltFil: Integer;
  X,Y1,Y2: array [0..1023] of Extended;
begin
  FormTabla.Tabla.Sheet:= Hoja;
  UltFil:= FormTabla.Tabla.LastRow;
  for I:= 1 to UltFil do
  begin
    X[I-1]:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I,1]);
    Y1[I-1]:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I,2]);
    Y2[I-1]:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I,3]);
  end;
  Case Hoja of
    2: begin
         FormModelo.Grafico3.Series[0].Clear;
         FormModelo.Grafico3.Series[1].Clear;
       end;
    3: begin
         FormModelo.Grafico1.Series[0].Clear;
         FormModelo.Grafico1.Series[1].Clear;
       end;
    4: begin
         FormModelo.Grafico2.Series[0].Clear;
         FormModelo.Grafico2.Series[1].Clear;
       end;
  end;
  for I:= 1 to UltFil do
  begin
    Case Hoja of
      2: begin
           FormModelo.Grafico3.Series[0].AddXY(X[I-1],Y1[I-1]);
           FormModelo.Grafico3.Series[1].AddXY(X[I-1],Y2[I-1]);
         end;
      3: begin
           FormModelo.Grafico1.Series[0].AddXY(X[I-1],Y1[I-1]);
           FormModelo.Grafico1.Series[1].AddXY(X[I-1],Y2[I-1]);
         end;
      4: begin
           FormModelo.Grafico2.Series[0].AddXY(X[I-1],Y1[I-1]);
           FormModelo.Grafico2.Series[1].AddXY(X[I-1],Y2[I-1]);
         end;
    end;
  end;
end;
```

```
procedure GraficarPozos;
var
  I, UltFil: Integer;
  X,Y: array [0..1023] of Extended;
begin
  FormTabla.Tabla.Sheet:= 1;
  UltFil:= FormTabla.Tabla.LastRow;
  FormModelo.Grafico3.Series[5].Clear;
  for I:= 1 to UltFil do
  begin
    X[I-1]:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I,1]);
    Y[I-1]:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I,2]);
  end;
  for I:= 1 to UltFil do
  begin
    FormModelo.Grafico3.Series[5].AddXY(X[I-1],Y[I-1]);
  end;
end;

procedure TFormGraFlex.THRUST(Sender: TObject);
(***************************** TRHUST **********************************)
(*                                                                     *)
(*  Procedimiento principal para el calculo de la deflexión  total y de  *)
(*  anomalías de Bouguer y Aire-Libre, así como la grafición de las    *)
(*  correspondientes curvas del modelo de flexión y de Anomalías de    *)
(*  Bouguer y Aire-Libre.                                              *)
(*                                                                     *)
(* Programado originalmente por: Karner G. y A. Watts (1983)           *)
(* Modificado por: I. Rodríguez (1986)                                 *)
(* Modificado por: J. Reyes y A. Ughi. (2002)                          *)
(*                                                                     *)
(*                                                U.C.V. Caracas, 2002.  *)
(***********************************************************************)

const
  G = 981.0; {cm/seg^2}
var
  I, Npts: Integer;
  Escondida: Boolean;
  LP,PL,PS,PM,PD,PB,TE,E,V,WMIN,DK,DX,KK,M,Wave,D,DRHO1,DRHO2,DRHOM: Extended;
  M1,M2,M3,M4: Extended;
  Flake,Flasu,Top,Tos,Det,Des,Def,DefB,Res,CUEN,BAS: TDatos;
  Bou,Faa,Moho,Dhid,CargaE: TDatos;
begin
  M1:= 0.0; M2:= 0.0; M3:= 0.0; M4:= 0.0;
  Escondida:= False;
  ReajustarGraficoItemClick(Self);
  FormTabla.Tabla.Sheet:= 2;
  NPts:= FormTabla.Tabla.LastRow;
  LP:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[Npts,1]);
  PL:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[1,9]);
  PS:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[2,9]);
  PD:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[3,9]);
  PM:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[4,9]);
  TE:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[5,9]);
  E:=  StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[6,9]);
  V:=  StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[7,9]);
  PB:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[8,9]);
  WMIN:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[10,9]);
  DX:= LP/(NPts-1);
  LeerDatos(NPts,Flake,Flasu,Top,Tos);
  InvertirData(NPts,Top);   {Invierte el orden de los valores de Topografía}
  InvertirData(NPts,Tos);   {Invierte el orden de los valores de Basamento}
  InvertirData(NPts,Flake); {Invierte el orden de los valores de Topografía}
  InvertirData(NPts,Flasu); {Invierte el orden de los valores de Basamento}
```

```
  if CargaEscondida.Checked then
  begin
    Escondida:= True;
    for I:= 0 to NPts-1 do
    begin
      MOHO[I,0]:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,11]);
      MOHO[I,1]:= 0.0;
      CargaE[I,0]:=MOHO[I,0]+(TE*1000);
    end;
    InvertirData(NPts,Moho);  {Invierte el orden de los valores de Mohorovicic}
    if PlacaContinuaItem.Checked then
    begin
      CPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Top,Det);
      CPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Tos,Des);
      CPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,MOHO,Dhid);
    end;
    if PlacaRotaItem.Checked then
    begin
      BPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Top,Det);
      BPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Tos,Des);
      BPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,CargaE,Dhid);
    end;
    for I:= 0 to NPts-1 do
    begin
      Def[I,0]:= Det[I,0]+Des[I,0]+Dhid[I,0];
    end;
    for I:= 0 to NPts-1 do
    begin
      Top[I,0]:= Flake[I,0]+Def[I,0];
      DefB[I,0]:= Flasu[I,0]+Def[I,0];
      MOHO[I,0]:= MOHO[I,0]+Def[I,0];
    end;
  end
  else
  begin
    if PlacaContinuaItem.Checked then
    begin
      CPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Top,Det);
      CPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Tos,Des);
    end;
    if PlacaRotaItem.Checked then
    begin
      BPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Top,Det);
      BPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Tos,Des);
    end;
    for I:= 0 to NPts-1 do
    begin
      FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,11]:= FloatToStrF(-TE*1000,ffGeneral,15,15);
      Def[I,0]:= Det[I,0]+Des[I,0];
    end;
    for I:= 0 to NPts-1 do
    begin
      Top[I,0]:= Flake[I,0]+Def[I,0];
      DefB[I,0]:= Flasu[I,0]+Def[I,0];
    end;
  end;
{Calcula la superficie residual de la topografía despues de que el corrimiento
subside dentro de la deflexión y además, calcula el espacio a ser llenado por
la subsiguiente sedimentación }
  for I:= 0 to NPts-1 do
  begin
    if Top[I,0]>= 0 then
      Res[I,0]:= Top[I,0]    {Calcula la Topografía residual}
    else
      Res[I,0]:= 0.0;
```

```
  end;
  while WMIN > 1 do
  begin
    if PlacaContinuaItem.Checked then
      CPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Res,Def);
    if PlacaRotaItem.Checked then
      BPlate(NPts,LP,PL,PS,PM,PD,TE,V,E,Res,Def);
    WMIN:= Def[1,0];
  end;
  D:= (E*Power(TE*1.0E+5,3))/(12.0*(1.0-V*V));
  Wave:= Power((4*D)/((PM-PS)*G),0.25);
  M:=  (LP*1.0E5)/Wave;
  KK:= M*((2*PI)/(LP*1.0E5));
  DK:= KK/(NPts-1);
  DRHO1:= PL;    {Densidad de la carga superficial}
  DRHO2:= PB-PS; {Contraste de densidad entre basamento y sedimentos}
  DRHOM:= PM-PB; {Contraste de densidad entre manto y basamento }
{Llama a FAABA para calcular el efecto gravimétrico de las cargas aplicadas}
  Faaba(NPts,DK,TE,DRHO1,DRHO2,DRHOM,TOP,DefB,Escondida,RES,
        CUEN,BAS,MOHO,BOU,FAA);
  M1:= Masa(NPts,DX,DRHO1,RES);{Calcula la masa de topografía residual}
  M2:= Masa(NPts,DX,DRHO2,CUEN);{Calcula la masa de la cuenca}
  M3:= Masa(NPts,DX,PB,BAS);    {Calcula la masa del basamento}
  M4:= Masa(NPts,DX,PM,MOHO);   {Calcula la masa del Moho}
  InvertirData(NPts,Top); {Invierte el orden de la topografía deflectada}
  InvertirData(NPts,DefB); {Invierte el orden del basamento deflectado}
  InvertirData(NPts,Bou); {Invierte el orden de la anomalía de Bouguer}
  InvertirData(NPts,Faa); {Invierte el orden de la anomalía de aire-libre}
  InvertirData(NPts,Moho); {Invierte el orden de la discontiniudad de Moho}
  FormTabla.Tabla.TextRC[12,9]:= FloatToStrF((M1/1000),ffExponent,15,15);
  FormTabla.Tabla.TextRC[13,9]:= FloatToStrF((M2/1000),ffExponent,15,15);
  FormTabla.Tabla.TextRC[14,9]:= FloatToStrF((M3/1000),ffExponent,15,15);
  FormTabla.Tabla.TextRC[15,9]:= FloatToStrF((M4/1000),ffExponent,15,15);
  for I:= 0 to NPts-1 do
  begin
    FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,4]:= FloatToStrF(Top[I,0],ffGeneral,15,14);
    FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,6]:= FloatToStrF(DefB[I,0],ffGeneral,15,14);
    FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,7]:= FloatToStrF(Moho[I,0],ffGeneral,15,14);
  end;
  FormTabla.Tabla.Sheet:= 3;
  for I:= 0 to NPts-1 do
  begin
    FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,3]:= FloatToStrF(Bou[I,0],ffGeneral,15,14);
  end;
  FormTabla.Tabla.Sheet:= 4;
  for I:= 0 to NPts-1 do
  begin
    FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,3]:= FloatToStrF(Faa[I,0],ffGeneral,15,14);
  end;
  LimpiarGraficos;
  GraficarModelo(NPts,TE); {Grafica el modelo de flexión}
  GraficarAnomalia(3); {Grafica la anomalía de Bouguer observada y calculada}
  GraficarAnomalia(4); {Grafica la anomalía de aire-libre observada y calculada}
  GraficarPozos;
  FormTabla.Tabla.Sheet:= 2;
end;

procedure TFormGraFlex.CortarItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormTabla.Tabla.EditCut;
end;

procedure TFormGraFlex.CopiarItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormTabla.Tabla.EditCopy;
```

```
end;

procedure TFormGraFlex.PegarItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormTabla.Tabla.EditPaste;
end;

procedure TFormGraFlex.CopiarGraficoABItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormModelo.Grafico1.CopyToClipboardMetafile(True);
end;

procedure TFormGraFlex.CopiarGraficoAALItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormModelo.Grafico2.CopyToClipboardMetafile(True);
end;

procedure TFormGraFlex.CopiarGraficodeModeloItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormModelo.Grafico3.CopyToClipboardMetafile(True);
end;

procedure TFormGraFlex.ReajustarGraficoItemClick(Sender: TObject);
begin
  with FormModelo do
  begin
    Grafico1.LeftAxis.Automatic:= True;
    Grafico1.BottomAxis.Automatic:= True;
    Grafico2.LeftAxis.Automatic:= True;
    Grafico2.BottomAxis.Automatic:= True;
    Grafico3.LeftAxis.Automatic:= True;
    Grafico3.BottomAxis.Automatic:= True;
    Grafico1.LeftAxis.MinorTickLength:= Grafico3.LeftAxis.MinorTickLength;
    Grafico1.LeftAxis.MinorTickLength:= Grafico3.LeftAxis.MinorTickLength;
  end;
end;

procedure TFormGraFlex.ModificarParametrosItemClick(Sender: TObject);
begin
  if FormParametros.ShowModal = mrOK then
  begin
    FormTabla.Tabla.Sheet:= 2;
    FormTabla.Tabla.TextRC[1,9]:= FormParametros.CuadroEdicion1.Text;
    FormTabla.Tabla.TextRC[2,9]:= FormParametros.CuadroEdicion2.Text;
    FormTabla.Tabla.TextRC[3,9]:= FormParametros.CuadroEdicion3.Text;
    FormTabla.Tabla.TextRC[4,9]:= FormParametros.CuadroEdicion4.Text;
    FormTabla.Tabla.TextRC[5,9]:= FormParametros.CuadroEdicion5.Text;
    FormTabla.Tabla.TextRC[6,9]:= FormParametros.CuadroEdicion6.Text;
    FormTabla.Tabla.TextRC[7,9]:= FormParametros.CuadroEdicion7.Text;
  end;
end;

procedure TFormGraFlex.PlacaContinuaItemClick(Sender: TObject);
begin
  PlacaContinuaItem.Checked:= True;
  PlacaRotaItem.Checked:= False;
end;

procedure TFormGraFlex.PlacaRotaItemClick(Sender: TObject);
begin
  PlacaContinuaItem.Checked:= False;
  PlacaRotaItem.Checked:= True;
end;

procedure TFormGraFlex.GuardarComoItemClick(Sender: TObject);
```

```
begin
  FormTabla.Tabla.SaveFileDlg('Guardar como...',pBuf,pFileType);
  FormTabla.Tabla.Write(pBuf,pFileType);
end;

procedure TFormGraFlex.GuardarItemClick(Sender: TObject);
begin
  if pBuf='' then
  begin
    FormTabla.Tabla.SaveFileDlg('Guardar como...',pBuf,pFileType);
    FormTabla.Tabla.Write(pBuf,pFileType);
  end
  else
  begin
    FormTabla.Tabla.Write(pBuf,pFileType);
  end;
end;

procedure TFormGraFlex.AbrirItemClick(Sender: TObject);
var
  Manipulador: hWnd;
begin
  Manipulador:= FormTabla.Tabla.hWnd;
  FormTabla.Tabla.OpenFileDlg('Abrir...',Manipulador,pBuf);
  FormTabla.Tabla.Read(pBuf,pFileType);
end;

procedure TFormGraFlex.MostrarIndicacion(Sender: TObject);
begin
  if Length(Application.Hint)>0 then
  begin
    BarraDeEstado.SimplePanel:= True;
    BarraDeEstado.SimpleText:= Application.Hint;
  end
  else BarraDeEstado.SimplePanel:= False;
end;

procedure TFormGraFlex.FormCreate(Sender: TObject);
begin
  Application.OnHint:= MostrarIndicacion;
end;

procedure TFormGraFlex.AcercadeItemClick(Sender: TObject);
begin
  FormAcercaDe.ShowModal;
end;

procedure TFormGraFlex.LimpiarGraficos;
begin
  FormModelo.Grafico1.Series[0].Clear;
  FormModelo.Grafico1.Series[1].Clear;
  FormModelo.Grafico2.Series[0].Clear;
  FormModelo.Grafico2.Series[1].Clear;
  FormModelo.Grafico3.Series[0].Clear;
  FormModelo.Grafico3.Series[1].Clear;
  FormModelo.Grafico3.Series[2].Clear;
  FormModelo.Grafico3.Series[3].Clear;
  FormModelo.Grafico3.Series[4].Clear;
end;

procedure GraficarModelo(TNPts: Integer;TTE: Extended);
var
  I: Integer;
  X,Y1,Y2,Y3,Y4,Y5: Extended;
begin
```

```
  FormTabla.Tabla.Sheet:= 2;
  for I:=0 to TNPts-1 do
  begin
    X:=  StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,1]);
    Y1:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,2]);
    Y2:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,3]);
    Y3:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,4]);
    Y4:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,6]);
    Y5:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,7]);
    FormModelo.Grafico3.Series[0].AddXY(X,Y1); {Grafica Top. Obs.}
    FormModelo.Grafico3.Series[1].AddXY(X,Y2); {Grafica Top. Prop.}
    FormModelo.Grafico3.Series[2].AddXY(X,Y3); {Grafica Top. Calc.}
    FormModelo.Grafico3.Series[3].AddXY(X,Y4); {Grafica Bas. Def. tope}
    FormModelo.Grafico3.Series[4].AddXY(X,Y5); {Grafica Bas. Def. base}
  end;
end;

procedure LeerDatos(TNPts: Integer; var TFlake,TFlasu,TTop,TTos: TDatos);
var
  I: Integer;
begin
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    TFlake[I,0]:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,3]);
    TFlake[I,1]:= 0.0;
    TFlasu[I,0]:= StrToFloat(FormTabla.Tabla.TextRC[I+1,5]);
    TFlasu[I,1]:= 0.0;
    TTop[I,0]:= TFlake[I,0];
    TTop[I,1]:= TFlake[I,1];
    TTos[I,0]:= TFlasu[I,0];
    TTos[I,1]:= TFlasu[I,1];
  end;
end;

procedure TFormGraFlex.SpinEdit1Change(Sender: TObject);
begin
  FormModelo.Grafico1.LeftAxis.MinorTickLength:= StrToInt(SpinEdit1.Text);
end;

procedure TFormGraFlex.SpinEdit2Change(Sender: TObject);
begin
  FormModelo.Grafico2.LeftAxis.MinorTickLength:= StrToInt(SpinEdit2.Text);
end;

procedure TFormGraFlex.CargaEscondidaClick(Sender: TObject);
begin
  if CargaEscondida.Checked= False then
    CargaEscondida.Checked:= True
  else
    CargaEscondida.Checked:= False;
end;

procedure TFormGraFlex.FormShow(Sender: TObject);
begin
  TileMode := tbVertical;
  FormGraFlex.Tile;
end;

end.
```

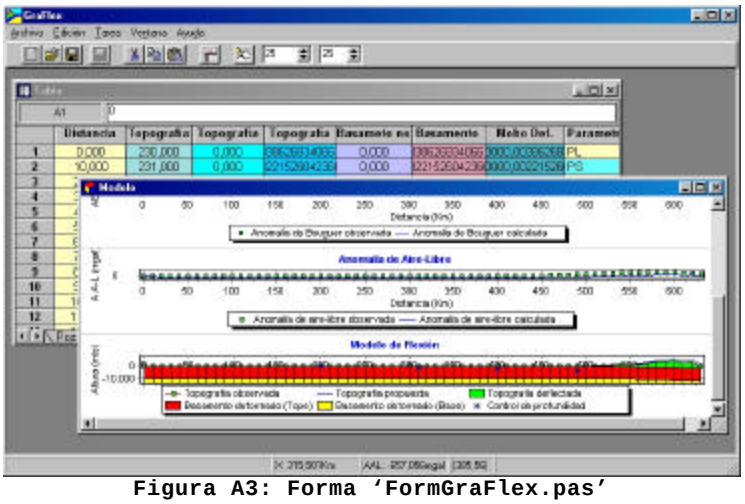


Figura A3: Forma 'FormGraFlex.pas'

Forma 'FormParametros.pas'

```
unit FormaParametros;

interface

uses
  Windows, Messages, SysUtils, Classes, Graphics, Controls, Forms, Dialogs,
  StdCtrls;

type
  TFormParametros = class(TForm)
    Caja1: TGroupBox;
    BotonAceptar: TButton;
    BotonCancelar: TButton;
    Caja2: TGroupBox;
    CuadroEdicion1: TEdit;
    Etiqueta1: TLabel;
    Etiqueta2: TLabel;
    CuadroEdicion2: TEdit;
    Etiqueta3: TLabel;
    CuadroEdicion3: TEdit;
    Etiqueta4: TLabel;
    CuadroEdicion4: TEdit;
    Caja3: TGroupBox;
    Etiqueta5: TLabel;
    CuadroEdicion5: TEdit;
    Etiqueta6: TLabel;
    CuadroEdicion6: TEdit;
    Etiqueta7: TLabel;
    CuadroEdicion7: TEdit;
    procedure FormShow(Sender: TObject);
  private
    { Private declarations }
  public
    { Public declarations }
  end;

var
  FormParametros: TFormParametros;
```

```
implementation

uses FormaTabla;

{$R *.DFM}

procedure TFormParametros.FormShow(Sender: TObject);
begin
  CuadroEdicion1.Text:= FormTabla.Tabla.TextRC[1,9];
  CuadroEdicion2.Text:= FormTabla.Tabla.TextRC[2,9];
  CuadroEdicion3.Text:= FormTabla.Tabla.TextRC[3,9];
  CuadroEdicion4.Text:= FormTabla.Tabla.TextRC[4,9];
  CuadroEdicion5.Text:= FormTabla.Tabla.TextRC[5,9];
  CuadroEdicion6.Text:= FormTabla.Tabla.TextRC[6,9];
  CuadroEdicion7.Text:= FormTabla.Tabla.TextRC[7,9];
end;

end.
```

Figura A4: Forma 'FormParametros.pas'

Forma 'FormLimites.pas'

```
unit FormaLimites;

interface

uses
  Windows, Messages, SysUtils, Classes, Graphics, Controls, Forms, Dialogs,
  StdCtrls;

type
  TFormLimites = class(TForm)
    GroupBox1: TGroupBox;
    Label1: TLabel;
    Label2: TLabel;
    Edit1: TEdit;
    Edit2: TEdit;
    Label3: TLabel;
    Label4: TLabel;
    Edit3: TEdit;
    Edit4: TEdit;
    Button1: TButton;
    Button2: TButton;
    procedure FormShow(Sender: TObject);
  private
    { Private declarations }
  public
    { Public declarations }
  end;
```

```
var
  FormLimites: TFormLimites;

implementation

uses FormaModelo;

{$R *.DFM}

procedure TFormLimites.FormShow(Sender: TObject);
begin
  with FormModelo do
  begin
    Edit1.Text:= FloatToStrF(Grafico3.BottomAxis.Minimum,ffFixed,15,3);
    Edit2.Text:= FloatToStrF(Grafico3.BottomAxis.Maximum,ffFixed,15,3);
    Edit3.Text:= FloatToStrF(Grafico3.LeftAxis.Minimum,ffFixed,15,3);
    Edit4.Text:= FloatToStrF(Grafico3.LeftAxis.Maximum,ffFixed,15,3);
  end;
end;

end.
```

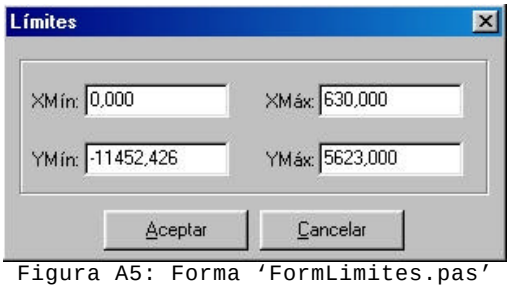


Figura A5: Forma 'FormLimites.pas'

Unidad 'FlexLib.pas'

```
unit FlexLib;

interface

type
  TTipo = (tpDirecta, tpInversa);
{TTipo es usado para invocar el tipo de Transformada de Fourier a utilizar:
  tPDirecta: invoca FFT directa y
  tpInversa: invoca FFT inversa                                              }
  TDatos = array [0..1023,0..1] of Extended;
{TDatos[I,J] es un arreglo de 1024*2 para almacenar datos complejos, donde:
 TDatos[I,0] es usado para almacenar los valores reales y
 TDatos[I,1] es usado para almacenar los valores imaginarios,
 con I cualquier entero que va desde 0 a 1023 y J los enteros 0 y 1       }

function ALX(TRX,TRL: Extended): Extended;
(********************************* ALX ***********************************)
(*                                                                       *)
(* Función que devuelve el coeficiente A de Hetényi.                     *)
(*                                                                       *)
(* Parámetros:                                                           *)
(*                TRX: Espaciamiento (cm) entre estaciones               *)
(*                TRL: Longitud de onda (cm)                             *)
(*                                                                       *)
(*************************************************************************)

function BLX(TRX,TRL: Extended): Extended;
(********************************* BLX ***********************************)
```

```
(*                                                                        *)
(* Función que devuelve el coeficiente B de Hetényi.                      *)
(*                                                                        *)
(* Parámetros:                                                            *)
(*                TRX: Espaciamiento (cm) entre estaciones                *)
(*                TRL: Longitud de onda (cm)                              *)
(*                                                                        *)
(**************************************************************************)

function CLX(TRX,TRL: Extended): Extended;
(******************************** CLX *************************************)
(*                                                                        *)
(* Función que devuelve el coeficiente C de Hetényi.                      *)
(*                                                                        *)
(* Parámetros:                                                            *)
(*                TRX: Espaciamiento (cm) entre estaciones                *)
(*                TRL: Longitud de onda (cm)                              *)
(*                                                                        *)
(**************************************************************************)

function DLX(TRX,TRL: Extended): Extended;
(******************************** DLX *************************************)
(*                                                                        *)
(* Función que devuelve el coeficiente D de Hetényi.                      *)
(*                                                                        *)
(* Parámetros:                                                            *)
(*                TRX: Espaciamiento (cm) entre estaciones                *)
(*                TRL: Longitud de onda (cm)                              *)
(*                                                                        *)
(**************************************************************************)

procedure FFT(TNPts: Integer;Tipo: TTipo;var TY: TDatos);
(******************************** FFT *************************************)
(*                                                                        *)
(* Rutina para el cálculo de la Transformada Rápida de Fourier (Fast      *)
(* Fourier Transform) de Cooley-Tukey (1965).                             *)
(*                                                                        *)
(* Parámetros:                                                            *)
(*                                                                        *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2)  *)
(* TTipo: Tipo de transformada de Fourier a realizar. Usar:               *)
(*              TTipo = tpDirecta para obtener FFT directa                *)
(*              TTipo = tpInversa para obtener FFT inversa                *)
(* TY: Arreglo de entrada/salida de los datos                             *)
(*                                                                        *)
(* Implementado por: J. Reyes. U.C.V. Caracas, 2002.                      *)
(**************************************************************************)

procedure CPlate(TNPts: Integer;TLP,TPL,TPS,TPM,TPD,TTE,TV,TE:Extended;
  var TH,TY: TDatos);
(******************************** CPLATE **********************************)
(*                                                                        *)
(* Rutina para el cálculo de la deflexión de una delgada placa            *)
(* elástica Continua, de acuerdo a la teoría de flexión de vigas de       *)
(* Hetényi (1946).                                                        *)
(*                                                                        *)
(* Parámetros:                                                            *)
(*                                                                        *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2)  *)
(* TLP: Longitud total de la placa (en Km)                                *)
(* TPL: Densidad de la carga topográfica (en g/cm^3)                      *)
(* TPS: Densidad de los sedimentos de relleno o "infill" (en g/cm^3)      *)
(* TPM: Densidad del Manto (en g/cm^3)                                    *)
(* TTE: Módulo de Young (en Dyn/(cm*s^2)                                  *)
(* TV:  Razón de Poisson                                                  *)
```

```
(* TE:  Espesor elástico (en Km)                                          *)
(* TH:  Arreglo que contiene la carga topográfica (en mts)               *)
(* TY:  Arreglo de salida de la deflexión (en mts)                       *)
(*                                                                       *)
(* Programado por: Karner G. y A. Watts (1983)                           *)
(* Modificado por: J. Reyes y A. Ughi. (2002)                            *)
(*                                                                       *)
(*                                                  U.C.V. Caracas, 2002.  *)
(*************************************************************************)


procedure BPlate(TNPts: Integer;TLP,TPL,TPS,TPM,TPD,TTE,TV,TE:Extended;
  var TH,TY: TDatos);
(****************************** BPLATE **********************************)
(*                                                                       *)
(* Rutina para el cálculo de la deflexión de una delgada placa           *)
(* elástica Rota, de acuerdo a la teoría de flexión de vigas de          *)
(* Hetényi (1946).                                                       *)
(*                                                                       *)
(* Parámetros:                                                           *)
(*                                                                       *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2) *)
(* TLP: Longitud total de la placa (en Km)                               *)
(* TPL: Densidad de la carga topográfica (en g/cm^3)                     *)
(* TPS: Densidad de los sedimentos de relleno o "infill" (en g/cm^3)     *)
(* TPM: Densidad del Manto (en g/cm^3)                                   *)
(* TTE: Módulo de Young (en Dyn/(cm*s^2)                                 *)
(* TV:  Razón de Poisson                                                 *)
(* TE:  Espesor elástico (en Km)                                         *)
(* TH:  Arreglo que contiene la carga topográfica (en mts)               *)
(* TY:  Arreglo de salida de la deflexión (en mts)                       *)
(*                                                                       *)
(* Programado por: Karner G. y A. Watts (1983)                           *)
(* Modificado por: J. Reyes y A. Ughi. (2002)                            *)
(*                                                                       *)
(*                                                  U.C.V. Caracas, 2002.  *)
(*************************************************************************)

procedure Convo(TNPts: Integer; X1,X2: TDatos;var TY: TDatos);
(****************************** CONVO ***********************************)
(*                                                                       *)
(* Rutina para el cálculo de la convolución entre dos arreglos de datos  *)
(* X1 y X2 que se encuentran en el dominio de la frecuenicia.            *)
(*                                                                       *)
(* Parámetros:                                                           *)
(*                                                                       *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2) *)
(* X1,X2: Arreglo que debe contener los datos a convolucionar            *)
(* TY: Arreglo de salida de la convolución entre X1 y X2                 *)
(*                                                                       *)
(*************************************************************************)

Procedure InvertirData(TNPts: Integer;var TY: TDatos);
(************************** InvertirData ****************************)
(*                                                                  *)
(* Rutina para invertir el orden de los valores contenidos en un    *)
(* arreglo de tipo TDatos.                                          *)
(*                                                                  *)
(* Parámetros:                                                      *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2) *)
(* TY: Arreglo de salida con valores en oreden inverso              *)
(*                                                                  *)
(* Modificado por: J. Reyes y A. Ughi. (2002)                       *)
(*                                                                  *)
(********************************************************************)
```

```
Procedure Meaner(TNPts: Integer; TH: TDatos; var Mean: Extended);
(******************************** Meaner *********************************)
(*                                                                       *)
(* Rutina para invertir el oreden de los valores contenidos en un        *)
(* arreglo de tipo TDatos.                                               *)
(*                                                                       *)
(* Parámetros:                                                           *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2) *)
(* TY: Arreglo de salida con valores en oreden inverso                   *)
(*                                                                       *)
(*************************************************************************)

function Factorial(N: Integer): LongInt;
(******************************** Meaner *********************************)
(*                                                                       *)
(* Función que devuelve el factorial de un número entero N               *)
(*                                                                       *)
(*************************************************************************)

Procedure Parker(TNPts,IORD: Integer; DK,DRHO: Extended; TOP: TDatos;
  var GRV: TDatos);
(******************************** Parker *********************************)
(*                                                                       *)
(* Rutina para calcular la respuesta gravimétrica de una interface       *)
(* topográfica por medio de la ecución de Parker (1972).                 *)
(*                                                                       *)
(* Parámetros:                                                           *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2) *)
(* TIORD: Nº del orden de la serie de Parker  (4 por defecto)            *)
(* DK:    Variación del número de onda de la deflexión (en cm^-1)        *)
(* DRHO:  Constraste de densidad entre los materiales considerados       *)
(*        (en g/cm^3)                                                    *)
(* TOP:   Arreglo que contiene la interface topográfica (en mts)         *)
(* GRV:   Arreglo de salida de la respuesta gravimétrica (en mgal)       *)
(*                                                                       *)
(* Programado por: Karner G. y A. Watts (1983)                           *)
(* Modificado por: J. Reyes y A. Ughi. (2002)                            *)
(*                                                                       *)
(*                                                  U.C.V. Caracas, 2002.  *)
(*************************************************************************)

procedure Faaba(TNPts: Integer;DK,TTE,DRHO1,DRHO2,DRHOM: Extended; TTOP,
BAST: TDatos; TEscondida: Boolean; var TRES,CUEN,BAS,MOHO,BOU,FAA:TDatos);
(******************************** Faaba **********************************)
(*                                                                       *)
(* Rutina que calcula las diferentes interfaces que conforman el modelo  *)
(* de flexión considerado e invoca a Parker para el calculo de las       *)
(* correspondientes respuestas gravimétricas                             *)
(*                                                                       *)
(* Parámetros:                                                           *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2) *)
(* DK:    Variación del número de onda de la deflexión (en cm^-1)        *)
(* DRHO1: Densidad de la carga superficial (en g/cm^3)                   *)
(* DRHO2: Contraste de densidad entre basamento y sedimentos (en g/cm^3) *)
(* DRHOM: Constraste de densidad entre Manto y basamento (g/cm^3)        *)
(* PB:    Densidad del basamento (g/cm^3)                                *)
(* DX:    Espaciamiento entre estaciones (en Km)                         *)
(* TTOP:  Arreglo que contiene la topografía deflectada (en mts)         *)
(* BAST:  Arreglo que contiene el tope del basamento deflectado (en Km)  *)
(* TEscondida: Variable que indica si se consideran cargas intracorteza  *)
(* MOHO:  Arreglo que contien la base del basamento deformado (en Km)    *)
(* BOU:   Arreglo que devuelve la gravedad de Bouguer (en mgal)          *)
(* FAA:   Arreglo que contiene la carga topográfica (en mts)             *)
(* M1:    Masa de la topografía (en gr.)                                 *)
```

```
(* M2:    Masa de la topografía (en gr.)                                  *)
(* M3:    Masa de la topografía (en gr.)                                  *)
(* M4:    Masa de la topografía (en gr.)                                  *)
(*                                                                        *)
(* Programado por: I. Rodríguez (1986)                                    *)
(* Modificado por: J. Reyes y A. Ughi. (2002)                             *)
(*                                                                        *)
(*                                                 U.C.V. Caracas, 2002.  *)
(**************************************************************************)


function Masa(TNPts: Integer; TDX,DRHO: Extended; TH: TDatos): Extended;
(********************************* Masa ***********************************)
(*                                                                        *)
(* Rutina que calcula la masa de las cargas superficiales y del subsuelo *)
(* (en grs.)                                                              *)
(*                                                                        *)
(* Parámetros:                                                            *)
(* TNPts: Número de datos de entrada (debe ser una potencia entera de 2) *)
(* DRHO:  Densidad de la carga (en g/cm^3)                                *)
(* TH:    Arreglo que contiene la topografía de la carga (en mts)         *)
(* MASA:  Variable que contiene el resultado de la masa (en gr.)          *)
(*                                                                        *)
(* Programado por: I. Rodríguez (1986)                                    *)
(* Modificado por: J. Reyes y A. Ughi. (2002)                             *)
(*                                                                        *)
(*                                                 U.C.V. Caracas, 2002.  *)
(**************************************************************************)

implementation
{$OPTIMIZATION OFF}
uses
  Math;

const
  G = 981.0;   { Aceleración de la gravedad en cm/s^2 }
  CGU = 6.67259E-8; { Constante de Grevitación Universal en cm^3/(s^2*g) }
  Fact = 1.0E-7;

function ALX(TRX,TRL: Extended): Extended;
begin
  ALX:= EXP(-TRX/TRL)*(COS(TRX/TRL)+SIN(TRX/TRL));
end;

function BLX(TRX,TRL: Extended): Extended;
begin
  BLX:= EXP(-TRX/TRL)*(SIN(TRX/TRL))
end;

function CLX(TRX,TRL: Extended): Extended;
begin
  CLX:= EXP(-TRX/TRL)*(COS(TRX/TRL)-SIN(TRX/TRL));
end;

function DLX(TRX,TRL: Extended): Extended;
begin
  DLX:= EXP(-TRX/TRL)*COS(TRX/TRL);
end;

procedure FFT(TNPts: Integer;Tipo: TTipo;var TY: TDatos);
var
  I,K,N,Signo: Integer;
  AX: TDatos;
  A,B,C,D,SR,SI: Extended;
begin
```

```
  Signo:= 0;
  if Tipo= tpDirecta then Signo:= +1; {Asigna el signo (+) para FFT directa}
  if Tipo= tpInversa then Signo:= -1; {Asigna el signo (-) para FFT inversa}
  for K:=0 to TNPts-1 do
  begin
    SR:= 0.0; {Inicializa la suma de la parte real}
    SI:= 0.0; {Inicializa la suma de la parte imaginaria}
    for  N:=0 to TNPts-1 do
    begin
      A:= TY[N,0]; {Asigna a A parte real de los datos}
      B:= TY[N,1]; {Asigna a B parte imaginaria de los datos}
      C:= COS(K*(2*PI/TNPts)*N); {Asigna a C parte real de ec. de Euler}
      D:= SIN(K*(2*PI/TNPts)*N); {Asigna a D parte imag de ec. de Euler}
      AX[K,0]:= SR+(A*C+Signo*B*D); {Calcula la sumatoria real}
      SR:= AX[K,0];
      AX[K,1]:= SI+(B*C-Signo*A*D); {Calcula la sumatoria imaginaria}
      SI:= AX[K,1];
    end;
    if (Tipo= tpInversa) then
    begin
      AX[K,0]:= AX[K,0]/TNPts;{Normaliza parte real por NPts si Tipo= tpInversa}
      AX[K,1]:= AX[K,1]/TNPts;{Normaliza parte imag por NPts si Tipo= tpInversa}
    end;
  end;
  for I:=0 to TNPts-1 do
  begin
    TY[I,0]:= AX[I,0]; {Llena la parte real del arreglo de salida}
    TY[I,1]:= AX[I,1]; {Llena la parte imag del arreglo de salida}
  end;
end;

procedure CPlate(TNPts: Integer;TLP,TPL,TPS,TPM,TPD,TTE,TV,TE:Extended;
  var TH,TY: TDatos);
var
  I: Integer;
  DRHO1,DRHO2,D,KK,DK,Wave,M,K,PHIc: Extended;
begin
  DRHO1:= TPL-TPD;
  DRHO2:= TPM-TPS;
  D:= (TE*Power(TTE*1.0E+5,3))/(12.0*(1.0-TV*TV));
  Wave:= Power((4*D)/(DRHO2*G),0.25);
  M:= TLP/Wave;
  KK:= M*((2*PI)/TLP);
  DK:= KK/(TNPts-1);
  FFT(TNPts,tpDirecta,TH);
  for I:=0 to TNPts-1 do
  begin
    K:= (I-1)*DK;
    PHIc:= 1/(1+(Power(2*PI*K,4)*D)/(DRHO2*G));
    TY[I,0]:= -(DRHO1/DRHO2)*PHIc*TH[I,0];
    TY[I,1]:= -(DRHO1/DRHO2)*PHIc*TH[I,1];
  end;
  FFT(TNPts,tpInversa,TH);
  FFT(TNPts,tpInversa,TY);
end;

procedure BPlate(TNPts: Integer;TLP,TPL,TPS,TPM,TPD,TTE,TV,TE:Extended;
  var TH,TY: TDatos);
var
  I: Integer;
  RQ,RM,RM1,RQ1: TDatos;
  DRHO1,DRHO2,D,Wave,P0,M0,TX,DX: Extended;
begin
  DRHO1:= TPL-TPD;
  DRHO2:= TPM-TPS;
```

```
  D:= (TE*Power(TTE*1.0E+5,3))/(12.0*(1.0-TV*TV));
  Wave:= Power((4*D)/(DRHO2*G),0.25);
  DX:= TLP/(TNPts-1);
  for I:=0 to TNPTS-1 do
  begin
    TX:= I*DX*1.0E+5;
    RM[I,0]:=  DRHO1*G*Power(Wave,4)*CLX(TX,Wave)/(4.0*WAVE);
    RM[I,1]:= 0.0;
    RQ[I,0]:= -DRHO1*G*Power(Wave,2)*DLX(TX,Wave)/2.0;
    RQ[I,1]:= 0.0;
  end;
  FFT(TNPts,tpDirecta,TH);
  FFT(TNPts,tpDirecta,RM);
  FFT(TNPts,tpDirecta,RQ);
  CONVO(TNPts,RM,TH,RM1);
  CONVO(TNPts,RQ,TH,RQ1);
  FFT(TNPts,tpInversa,RM1);
  FFT(TNPts,tpInversa,RQ1);
  P0:=  4.0*((RM1[0,0]/WAVE)+RQ1[0,0]);
  M0:= -2.0*(2.0*RM1[0,0]+(RQ1[0,0]*WAVE));
  for I:=0 to TNPts-1 do
  begin
    TX:= I*DX*1.0E+05;
    TY[I,0]:= ((P0/(2*DRHO2*G*Wave))*ALX(TX,Wave)+
              (M0/(DRHO2*G*Power(Wave,2)))*BLX(TX,Wave))*Fact;
    TY[I,1]:= 0.0;
  end;
  FFT(TNPts,tpInversa,TH);
end;

procedure Convo(TNPts: Integer; X1,X2: TDatos;var TY: TDatos);
var
  I: Integer;
  A,B,C,D: Extended;
begin
  for I:=0 to TNPts-1 do
  begin
    A:= X1[I,0]; {Asigna a A parte real del primer arreglo}
    B:= X1[I,1]; {Asigna a B parte imag del primer arreglo}
    C:= X2[I,0]; {Asigna a c parte real del segundo arreglo}
    D:= X2[I,1]; {Asigna a D parte imag del segundo arreglo}
    TY[I,0]:= A*C-B*D; {Realiza el producto real entre ambos arreglos}
    TY[I,1]:= A*D+B*C; {Realiza el producto imag entre ambos arreglos}
  end;
end;

Procedure InvertirData(TNPts: Integer;var TY: TDatos);
var
  I: Integer;
  Inv: TDatos;
begin
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    Inv[TNPts-1-I,0]:= TY[I,0];
    Inv[TNPts-1-I,1]:= TY[I,1];
  end;
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    TY[I,0]:= Inv[I,0];
    TY[I,1]:= Inv[I,1];
  end;
end;

Procedure Meaner(TNPts: Integer; TH: TDatos; var Mean: Extended);
var
```

```
  I: Integer;
  SumR: Extended;
begin
  SumR:= 0.0;
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    SumR:= SumR+TH[I,0];
  end;
  Mean:= SumR/TNPts;
end;

function Factorial(N: Integer): LongInt;
var
  I: Integer;
  Facto: LongInt;
begin
  Facto:= 1;
  for I:= N downto 1 do
  begin
    Facto:= I*Facto;
  end;
  Factorial:= Facto;
end;

Procedure Parker(TNPts,IORD: Integer; DK,DRHO: Extended; Top: TDatos;
  var GRV: TDatos);
var
  I,N: Integer;
  SumR,SumI,XK,Fact,P,d_Med: Extended;
  Top1: TDatos;
begin
  P:= 2*PI*CGU*DRHO;
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    Top1[I,0]:= Top[I,0]*1.0E2;
    Top1[I,1]:= Top[I,1]*1.0E2;
  end;
  Meaner(TNPts,Top1,d_Med);
  FFT(TNPts,tpDirecta,Top1);
  for I:= 0 to TNpts-1 do
  begin
    XK:= (I-1)*DK;
    SumR:= 0.0;
    SumI:= 0.0;
    for N:= 1 to IORD do
    begin
      Fact:= Power(XK,N-1)/Factorial(N);
      SumR:= SumR+Fact*Power(Top1[I,0],N);
      SumI:= SumI+Fact*Power(Top1[I,1],N);
    end;
    GRV[I,0]:= P*EXP(-XK*d_Med)*SumR;
    GRV[I,1]:= P*EXP(-XK*d_Med)*SumI;
  end;
  FFT(TNPts,tpInversa,GRV);
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    GRV[I,0]:= GRV[I,0]*100;
    GRV[I,1]:= GRV[I,1]*100;
  end;
end;

procedure Faaba(TNPts: Integer;DK,TTE,DRHO1,DRHO2,DRHOM: Extended; TTOP,
BAST: TDatos; TEscondida: Boolean; var TRES,CUEN,BAS,MOHO,BOU,FAA:TDatos);
var
  I: Integer;
```

```
  FASUR,BOULO,GRAMO,GRABAO: TDatos;
begin
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    if TTOP[I,0]>= 0 then
    begin
      TRES[I,0]:= TTOP[I,0];    {Calcula la Topografía residual}
      CUEN[I,0]:= 0.0;
    end
    else
    begin
      TRES[I,0]:= 0.0;
      CUEN[I,0]:= TTOP[I,0];    {Calcula la cuenca de deflexión}
    end;
  end;
  for I:= TNPts-1 downto 0 do
  begin
    if BAST[I,0]>0 then  {BAST es el tope del basamento}
      BAS[I,0]:= 0.0      {interface de basamento infracarga}
    else
      BAS[I,0]:= BAST[I,0];
  end;
  if TEscondida = False then
  begin
    for I:= 0 to TNPts-1 do
    begin
      MOHO[I,0]:= BAS[I,0]-(TTE*1000); {Calcula Mohorovicic sin carga escondida}
    end;
  end;
  Parker(TNPts,4,DK,DRHO1,TRES,FASUR);
  Parker(TNPts,4,DK,DRHO2,CUEN,BOULO);
  Parker(TNPts,4,DK,DRHOM,MOHO,GRAMO);
  Parker(TNPts,4,DK,DRHOM,BAS,GRABAO);
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    BOU[I,0]:= (BOULO[I,0]+GRAMO[I,0]+GRABAO[I,0]);
    FAA[I,0]:= (BOU[I,0]+FASUR[I,0]);
  end;
end;

function Masa(TNPts: Integer; TDX,DRHO: Extended; TH: TDatos): Extended;
var
  I: Integer;
  Area: Extended;
begin
  Area:= 0.0;
  TDX:= TDX*1E+5;
  for I:= 0 to TNPts-1 do
  begin
    Area:= Area+(abs(TH[I,0])*1E+2*TDX);
  end;
  Masa:= DRHO*Area;
end;

end.
```

Programa ‘GraFlex.pas’

```
program GraFlex;

uses
  Forms,
  FormaGraFlex in 'FormaGraFlex.pas' {FormGraFlex},
  FormaModelo in 'FormaModelo.pas' {FormModelo},
```

```
  FormaTabla in 'FormaTabla.pas' {FormTabla},
  FormaPreferencias in 'FormaPreferencias.pas' {FormPropGraf},
  FormaLimites in 'FormaLimites.pas' {FormLimites},
  FlexLib in 'FlexLib.pas',
  FormaParametros in 'FormaParametros.pas' {FormParametros},
  FormaAcercaDe in 'FormaAcercaDe.pas' {FormAcercaDe};

{$R *.RES}

begin
  Application.Initialize;
  Application.Title := 'GraFlex';
  Application.CreateForm(TFormGraFlex, FormGraFlex);
  Application.CreateForm(TFormModelo, FormModelo);
  Application.CreateForm(TFormTabla, FormTabla);
  Application.CreateForm(TFormPropGraf, FormPropGraf);
  Application.CreateForm(TFormLimites, FormLimites);
  Application.CreateForm(TFormParametros, FormParametros);
  Application.CreateForm(TFormAcercaDe, FormAcercaDe);
  Application.Run;
end.
```