

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**APLICACIÓN DE MODELOS DE TOPOGRAFÍA DINÁMICA EN
LA REGIÓN NOR-CENTRAL DE VENEZUELA:
PERFILES 66°, 67° Y 68° W**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Díaz M., Luis F.
Para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas, Junio 2017.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

APLICACIÓN DE MODELOS DE TOPOGRAFÍA DINÁMICA EN LA REGIÓN NOR-CENTRAL DE VENEZUELA: PERFILES 66°, 67° Y 68° W

Tutora Académica: Prof. Inírida Rodríguez Millán

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Díaz M., Luis F.
Para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas, Junio 2017.

Caracas, Junio, 2017

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

**“Aplicación de modelos de topografía dinámica en la región nor-central de Venezuela:
perfiles 66°, 67° y 68° W”**

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



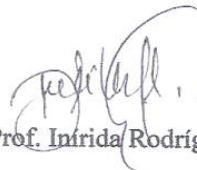
Prof. Janckarlos Reyes

Jurado



Prof. Sebastián Grande

Jurado



Prof. Inrida Rodríguez

Tutor Académico

Agradecimientos

A la Universidad Central de Venezuela por facilitar los recursos para formarme académicamente. Orgullosa de pertenecer a la casa que vence la sombra.

A mis padres por su apoyo incondicional, comprensión y amor a lo largo de toda la carrera.

A mis familiares, quienes siempre estuvieron presentes, en especial mis tías, por tratarme como a un hijo todo este tiempo.

A mi tutora, Inírida Rodríguez Millán, por tomarme bajo su tutela, permitirme aprender sobre los métodos potenciales y por la oportunidad de realizar este Trabajo Especial de Grado. Gracias por la confianza en estos últimos años.

Al profesor Mariano, quien tuvo la paciencia de ayudarme con cada duda y brindarme su apoyo con todo el trabajo en general.

A todos mis compañeros y amigos presentes en la escuela, en especial a ese grupo (Jeiker, Marian y Yolimar) que siempre estuvimos juntos, muchas fueron las horas de hablar, discutir, estudiar y reír. A Ana y Richard quienes con sus preguntas constantes durante las prepas me hicieron estudiar más sobre los métodos potenciales y su posterior ayuda fue invaluable.

A mis hermanos, por preocuparse continuamente por mi bienestar y brindarme su apoyo incondicional en todo momento.

A Vale, quien con su amor y paciencia me ha acompañado dándome ánimos para continuar.

Díaz M. Luis F.

**APLICACIÓN DE MODELOS DE TOPOGRAFÍA DINÁMICA EN LA
REGIÓN NOR-CENTRAL DE VENEZUELA:
PERFILES 66°, 67° Y 68° W**

**Tutora Académica: Prof. Inírida Rodríguez Millán. Tesis. Caracas, U.C.V.
Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento
de Geofísica. Año 2017, 150 p.**

Palabras clave: topografía dinámica, isostasia, subcuenca de Guárico, flexión litosférica, *backstripping*.

Resumen

Se presentan los resultados de la aplicación de modelos de topografía dinámica en interacción con el estudio de las anomalías gravimétricas en la región norcentral de Venezuela, entre 63.5°W y 68.5°W, y desde 7°N a 12°N. Se construyeron mapas y perfiles de anomalía de aire libre que fueron comparados con los mapas topográficos, análisis que permitió establecer que existe compensación isostática tipo Airy únicamente en la zona de las napas ubicadas en la región nor-central y en los arcos de islas, por lo que la compensación en la subcuenca de Guárico debe ser de tipo regional. A partir de la interpretación de las anomalías gravimétricas de Bouguer a lo largo de los perfiles 68°W, 67°W y 66°W en la región objeto de estudio, se elaboraron los modelos corticales de la región que permiten identificar la topografía de Moho que alcanza valores de 42 km en el Escudo de Guayana al sur y de 25 km en el norte. Estos modelos permitieron identificar las cargas utilizadas para el análisis flexural de la región y creación de la subcuenca de Guárico. Probados los modelos elásticos de espesor constante y variable, y modelos viscoelásticos, se determinó que la mejor aproximación para la formación de la subcuenca de Guárico se tiene con un modelo elástico de espesor variable entre 25 km en el sur (Cratón de Guayana) y 12 km en el norte, a partir del Corrimiento de Guárico. Se realizaron análisis de subsidencia (*backstripping*) a tres pozos ubicados en la subcuenca de Guárico; a pesar

de la incertidumbre con relación a la datación del *rifting* relacionado con el graben de Espino, de edad Jurásico en los pozos estudiados, se han identificado dos episodios de carga cortical y subsidencia asociada en el período Oligoceno Medio-Superior y Mioceno-Superior, que se atribuyen a la carga producida por el avance de las napas sobre la adelgazada corteza continental de la Placa Suramericana durante el tránsito de la Placa Caribe hacia el este.

ÍNDICE

	Pág.
Agradecimientos	ivv
Resumen	v
ÍNDICE.....	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
ÍNDICE DE TABLAS.....	xvii
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Objetivo general	3
1.3. Objetivos específicos.....	3
1.4. Ubicación del área de estudio.....	3
CAPÍTULO II.....	5
MARCO GEOLÓGICO	5
2.1. Placa Caribe	5
2.2. Cinturones orogénicos de la región nor-central de Venezuela.....	8
2.3. Cuenca Oriental de Venezuela	13
2.4. Subcuenca de Guárico	20
CAPÍTULO III	27
MARCO TEÓRICO	27
3.1. Isostasia	27
3.2. Anomalías gravimétricas	32

3.3. Reología de los materiales.....	36
3.4. Flexión litosférica.....	38
3.5. Topografía dinámica.....	43
3.6. Mecanismos de formación de cuencas sedimentarias	46
CAPÍTULO IV	49
MARCO METODOLÓGICO	49
4.1. Generación de mapas de anomalías de Bouguer y aire libre.....	49
4.2. Anomalía isostática	52
4.3. Análisis de datos de pozos.....	54
4.4. <i>Backstripping</i>	54
4.5. Modelo de flexión elástica.....	55
4.6. Modelo viscoelástico	56
CAPÍTULO V	58
MODELADO GRAVIMÉTRICO Y FLEXURAL.....	58
5.1. Mapa topográfico.....	58
5.2. Mapas de anomalías de Bouguer y de aire libre.....	63
5.4. Relación entre anomalías gravimétricas y topografía.....	69
5.5. Mapa regional de anomalías de Bouguer	77
5.6. Análisis espectral.....	81
5.7. Modelado gravimétrico.....	82
5.8. Modelos flexurales	88
CAPÍTULO VI	104
ANÁLISIS DE SUBSIDENCIA Y GEOTERMIA.....	104
6.1. Análisis de subsidencia.....	104

6.2. Geotermia	107
CONCLUSIONES.....	111
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	113
APÉNDICES	124
Apéndice A: Filtrado de anomalías gravimétricas	125
Apéndice B: Obtención de mapa regional.....	127
Apéndice C: Obtención de datos de perfiles	129
Apéndice D: Guión para cálculo de la predicción de raíz en <i>Matlab</i> (Scalise, 2015).	131
Apéndice E: Código para la construcción de mapas en GMT.....	132
Apéndice F: Carga de datos de pozos.....	133
Apéndice G: Carga de datos para código de <i>backstripping</i> realizado por Cardozo (2009).....	136

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Pág.
1.1. Localización del área de estudio. La ubicación de algunas zonas se encuentra remarcada (SMC: Sistema Montañoso del Caribe).	4
2.1. Límites actuales del Caribe. (Tomado de Giunta <i>et al.</i> , 2003).	5
2.2. Napas que conforman al Sistema Montañoso del Caribe (Maresch, 1974).. 10	
2.3. Límite de la Cuenca Oriental de Venezuela. Abreviaturas: AF= Falla de Anaco; EPF= Falla el Pilar; SERR.INT= Serranía del Interior; UF= Falla de Urica; SFF= Falla de San Francisco. (Tomado de Di Croce <i>et al.</i> , 1999)	13
2.4. Corte geológico conceptual norte-sur desde el cinturón de deformación del Caribe en Curazao hasta el río Orinoco. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997)	14
2.5. Desarrollo del norte y sur del área caribeña durante el Jurásico Tardío y Cretácico. (Tomado de Pindell <i>et al.</i> , 2005).	16
2.6. Columna estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado del L.E.V, 1997).	18
2.7. Desarrollo del borde sur del Caribe desde el Paleoceno Tardío al Mioceno Medio. (Tomado de Pindell <i>et al.</i> , 2005).	20
2.8. Corte geológico de la Subcuenca de Guárico. (Tomado de Rondón, 2004) 21	
2.9. Columna estratigráfica de la subcuenca de Guárico. (Tomado de Durán y Lobos, 2004).	22
2.10. Orientación del Arco de El Baúl. (Tomado de Kiser y Bass, 1985).	23
2.11. Columna estratigráfica de la zona de El Baúl. (Tomado de Yoris y Ostis, 1997).	24
2.12. Mapa estructural del Graben de Espino. (Tomado de Choppin <i>et al.</i> , 1989).	26

2.13. Ubicación de estructuras tipo graben en Venezuela y Colombia con indicación particular del Graben de Espino en la cuenca Barinas-Apure y la subcuenca de Guárico. (Tomado de Kiser, 2015).	26
3.1. Modelo de compensación isostática Airy-Heiskanen. (Tomado de Fowler, 2005).	29
3.2. Hipótesis de Pratt. (Tomado de Watts, 2001).	30
3.3. Modelo de Pratt-Hayford. (Tomado de Fowler, 2005).	31
3.4. Anomalías gravimétricas para casos (a) compensados totalmente, (b) parcialmente compensados y (c) sin compensación isostática. (Tomado de Fowler, 2005)	33
3.5. Modelos físicos, elástico (izquierda) y viscoso (derecha). (Tomado de Jaeger <i>et al.</i> , 2007).	37
3.6. Sustancia de Maxwell: modelo (izquierda). Relación ϵ/t (centro). Relación σ/t (derecha). (Tomado de Jaeger <i>et al.</i> , 2007).	38
3.7. Modelo de Vening-Meinesz, isostasia regional. (Tomado de Álvarez, 2012).	40
4.1. Parámetros para filtro regional de la anomalía de Bouguer.	51
5.1. Mapa topográfico de la región nor central de Venezuela. Nomenclatura de los Estados: GUA: Guárico; BAR: Barinas; APU: Apure; BOL: Bolívar; ANZ: Anzoátegui; ARA: Aragua; MIR: Miranda; COJ: Cojedes.	59
5.2. Dominios tectono-estratigráficos del norte de Suramérica y el sur del Caribe. (Tomado de Summa <i>et al.</i> , 2008).	60
5.3. Mapa de profundidad del basamento a partir de anomalías magnetométricas (Meneven, 1983) y fallas del Graben de Espino superpuestas. (Tomado de Salazar, 2006).	60
5.4. Mapa de tope de basamento con profundidades expresadas en km. (Tomado de Summa <i>et al.</i> , 2008.)	61

5.5. Tope de basamento a partir de información de Summa <i>et al.</i> (2008) superpuesto por el tope de basamento calculado a partir de anomalías magnetométricas (Meneven, 1983).....	62
5.6. Mapa topográfico con información geológica y de profundidad de basamento integrada a partir de datos de Summa <i>et al.</i> (2008); más detalles en las Figuras 5.2 y 5.3.....	63
5.7. Mapa de anomalías de Bouguer.	64
5.8. Dominios tectono-estratigráficos y tope de basamento superpuesto propuestos por Summa <i>et al.</i> (2008) sobre el mapa de las anomalías de Bouguer producido en este estudio.....	66
5.9. Mapa de anomalías de aire libre.	68
5.10. Mapa de anomalías de Bouguer con ubicación de perfiles analizados (líneas azules).....	70
5.11. Relación de las anomalías gravimétricas con la topografía, perfil 68° W..	71
5.12. Relación de las anomalías gravimétricas con la topografía, perfil 67° W..	72
5.13. Relación de las anomalías gravimétricas con la topografía, perfil 66° W..	74
5.14. Anomalía isostática tipo Airy con espesores variables para perfil 68° W, ρ_s : 3,2 gr/cm ³ ; ρ_u : 2,7 gr/cm ³	76
5.15. Anomalía isostática tipo Airy con espesores variables para perfil 67° W, ρ_s : 3,2 gr/cm ³ ; ρ_u : 2,7 gr/cm ³	76
5.16. Anomalía isostática tipo Airy con espesores variables para perfil 66° W, ρ_s : 3,2 gr/cm ³ ; ρ_u : 2,7 gr/cm ³	77
5.17. a) Continuaciones analíticas hacia arriba desde 10 km hasta 50 km; b) Sección cruzada vista desde el eje z; c) Sección cruzada vista desde el eje x.	78
5.18. Mapa de continuación analítica hacia arriba 40km	80
5.19. Continuaciones analíticas hacia arriba desde 10 km hasta 100 km.....	80

5.20. Espectro de potencia para las anomalías de Bouguer.....	81
5.21. Espectro de potencia de anomalías de Bouguer filtrado, con indicación de las tendencias que corresponden a las diversas profundidades de fuentes.....	82
5.22. Modelo de velocidad para el perfil 67 °W. (Tomado de Magnani <i>et al.</i> , 2009)	83
5.23. Interpretación esquemática del límite entre las placas Sur América y Caribe basada en modelos de velocidad e interpretación de datos de sísmica de reflexión. (Tomado de Magnani <i>et al.</i> , 2009).....	83
5.24. Mapa de profundidad de Moho. (Tomado de Schmitz <i>et al.</i> , 2008).....	84
5.25. Modelo gravimétrico para el perfil 68° W	86
5.26. Modelo gravimétrico para el perfil 67° W	87
5.27. Modelo gravimétrico para el perfil 66° W	88
5.28. Modelos elásticos para placa elástica rota: a) espesor elástico constante de 25 km; b) espesor elástico constante de 45 km; c) espesor elástico constante de 15 km.....	90
5.29. Anomalía de aire libre calculada para el modelo flexural de espesor elástico constante.....	92
5.30. Modelos flexurales con espesor elástico variable entre 25 km en el sur a 12 km en el norte.....	94
5.31. Modelo de flexión simple basado en la presencia de frentes de corrimientos como carga superficial. (Tomado de Karner y Watts, 1983).	95
5.32. Flexión elástica perfil 68°W. Te constante de 25 km.....	96
5.33. Flexión elástica perfil 67°W. Te constante de 25 km.....	96
5.34. Flexión elástica perfil 66°W. Te constante de 25 km.....	97
5.35. Flexión elástica perfil 68° W. Te variable de 25 al sur a 12 km al norte. .	98
5.36. Flexión elástica perfil 67° W. Te variable de 25 al sur a 12 km al norte. ..	98

5.37. Flexión elástica perfil 66° W. Te variable de 25 al sur a 12 km al norte. ..	99
5.38. Modelo viscoelástico para Te 25 km: a) Perfil 68°W; b) 67°W; c) 66°W.	100
5.39. Modelo viscoelástico para Te 15 km: a) Perfil 68°W; b) 67°W; c) 66°W.....	101
6.1. Mapa regional de anomalías de Bouguer con ubicación de los pozos utilizados para el backstripping.....	105
6.2. Análisis de decompactación del pozo Barso.	105
6.3. Análisis de decompactación del pozo Central.....	106
6.4. Análisis de decompactación del pozo Socorro.	106
6.5. Mapa de temperatura en superficie de aguas termales basado en datos recopilados por Urbani (1991).	108
6.6. Mapa de temperatura máxima alcanzada de las aguas termales a 30 metros de profundidad basado en datos recopilados por Urbani (1991).....	108
6.7. Mapa de flujo calórico para el norte de Venezuela y este del Caribe. (Tomado de Arnaiz y Orihuela, 2013).	109
6.8. Mapa de flujo de calor superficial. (Tomado de Fernández, 2005).....	110
A.1. Pasos para filtrado de mapas	125
A.2. Filtros disponibles en <i>Interactive Spectrum Filters</i>	126
B.1. Filtro tipo continuación analítica hacia arriba.	127
B.2. Opción de filtros mediante <i>Step-By-Step Filtering</i>	128
B.3. Correlación de anomalías para cada altura vs altura corrida.	128
C.1. Opción para extracción de perfiles en <i>Oasis Montaj</i>	129
C.2. Parámetros a escoger para la extracción de perfil.....	130
F.1. Plataforma <i>Geolog</i>	133
F.2. Ventana para insertar registros de archivos <i>.las</i>	134

F.3. Menú de <i>Layout</i> en <i>Geolog</i>	135
F.4. Propiedades del <i>Layout</i> en <i>Geolog</i>	135
G.1. Ventana generada al ejecutar el comando <i>backstrip</i> en <i>Matlab</i>	136
G.2. Estructura de archivo de carga para código <i>backstrip</i> (Cardozo, 2009)....	137

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla N°	Pág.
1. Parámetros para el cálculo de la flexión elástica y viscoelástica	57
2. Parámetros para archivos de pruebas donde Prof. Comp es la profundidad de compensación, ρ_s la densidad del manto y ρ_u la densidad de la corteza.	75
3. Profundidades a partir del espectro de potencia de la anomalía de Bouguer. .	82
4. Valores de densidad utilizados en el modelado gravimétrico, con indicación de la leyenda correspondiente a los cuerpos que integran los modelo.	85
5. Resultados para modelos de flexión elástica. Te constante.....	91
6. Resultados del modelado flexural.....	102

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

En geología, el concepto de la isostasia describe, fundamentalmente, el fenómeno de que materiales ligeros de la corteza deben estar flotando sobre material más denso del manto. Esta idea es la que permite explicar las diferentes variaciones topográficas que existen en la corteza terrestre y, a su vez, implica que debe existir un nivel en el cual ocurre la compensación de la topografía. Dicho nivel puede asociarse al flujo mantelar. El principal inconveniente con la superficie de compensación isostática es que se ve afectada por perturbaciones reológicas y por las variaciones en el espesor, sedimentación, erosión y cambios en la densidad de los materiales que conforman las estructuras litológicas. Por lo tanto, comprender la dinámica de la isostasia es de ayuda para entender fenómenos complejos como la formación de montañas, cuencas, división de continentes y formación de nuevos suelos oceánicos (Watts, 2001).

De acuerdo con Watts (op. cit), el principio de Arquímedes actúa en los continentes tal como en los icebergs o en las balsas, con la diferencia de que el tiempo de ajuste es mucho más lento, debido a la viscosidad de la astenósfera, hecho evidenciado en procesos geológicos dinámicos que se observan hoy en día. Una de las maneras de investigar acerca de la isostasia es mediante el estudio de las variaciones en el campo gravitacional local. Estas variaciones, producto de los distintos procesos que experimenta la Tierra, originan incertidumbres en los modelos de las estructuras y pueden ser percibidos en las anomalías gravimétricas.

Pekeris (1935) propuso el concepto de topografía dinámica, definido como la contribución dinámica sobre cualquier topografía y, más recientemente, se ha definido como aquella topografía originada por el efecto del flujo proveniente del manto y considerada como dinámica debido a que las anomalías de las masas que impulsan la densidad se encuentran en movimiento contrastando con la topografía isostática, en la cual las masas anómalas se encuentran en estado de cuasi-equilibrio

(Flament et al., 2013). Si la topografía de la Tierra no fuese afectada por ningún tipo de proceso dinámico, los continentes planos resaltarían entre 4-5 km sobre las superficies abisales planas. Como éste no es el caso, la topografía de la Tierra es el resultado de un conjunto de procesos dinámicos operando a distintas escalas en tiempo y espacio (Flament et al., op.cit).

Descubrir la conexión entre los procesos observados que ocurren en la superficie de la Tierra y su dinámica interna es una meta esencial de las geociencias, por lo que Suramérica representa un laboratorio natural ideal para evaluar las diferentes componentes isostáticas de la topografía, donde los procesos geodinámicos han sido afectados por los procesos de subducción.

En Venezuela solo se ha realizado una investigación sobre topografía dinámica (Scalise, 2015), evaluando modelos sobre Los Andes de Mérida. En tal sentido, esta investigación tiene como propósito aplicar modelos de topografía dinámica a la Cuenca Oriental de Venezuela, con un mayor énfasis sobre la subcuenca de Guárico, usando a la topografía dinámica como una herramienta para dar respuesta a las diferencias en las componentes isostáticas que son observadas en los estudios gravimétricos en esta zona.

La aplicación de modelos de topografía dinámica busca dar respuesta a las incertidumbres que surgen al evaluar los mecanismos de los procesos geodinámicos como la flexión de placas y los cambios topográficos producto de las variaciones del flujo mantelar. Esta investigación busca dar una nueva interpretación a la subcuenca de Guárico, estudiando la subsidencia que ha sufrido la misma con modelos de topografía dinámica y permitiendo tener un mejor entendimiento del comportamiento de la Cuenca, lo que sirve de aporte para distintas áreas de la ingeniería y de las ciencias de la Tierra. Tomando en cuenta lo anterior, esta investigación puede ser tomada en cuenta para futuros estudios de aplicación de topografía dinámica, promoviendo una nueva forma de analizar las estructuras regionales en términos de isostasia.

1.2. Objetivo general

El objetivo general de este estudio consiste en aplicar modelos de topografía dinámica en la región nor-central de Venezuela, a lo largo de los perfiles N-S ubicados a las longitudes 66°W, 67°W y 68°W.

1.3. Objetivos específicos

Para llevar a cabo los modelos de topografía dinámica, se propone como objetivos específicos:

- Reconstruir a partir de registros petrofísicos la depositación de los sedimentos a través del tiempo.
- Modelar computacionalmente los cambios flexurales asociados a carga sedimentaria.
- Elaborar modelos elásticos y viscoelásticos del comportamiento cortical en la zona de estudio.
- Interpretar modelos de topografía dinámica e isostasia asociados.
- Analizar la relación entre la variación de flujo termal y la topografía mantelar.

1.4. Ubicación del área de estudio

Se propone aplicar modelos de topografía dinámica en la zona nor-central de Venezuela (Figura 1.1), en un estudio a escala regional dentro de la zona comprendida entre: longitudes: -63.5° - 68.5° W y latitudes: 7° 12°N, que cubre un área de unos 555 km^2 , cual abarca los Estados Anzoátegui, Guárico, Aragua, Cojedes, Carabobo, Miranda, Vargas, el límite este de Apure y el límite norte de Bolívar pero con un enfoque principal sobre la subcuenca de Guárico en el estado Guárico, y la región norte del estado Anzoátegui.

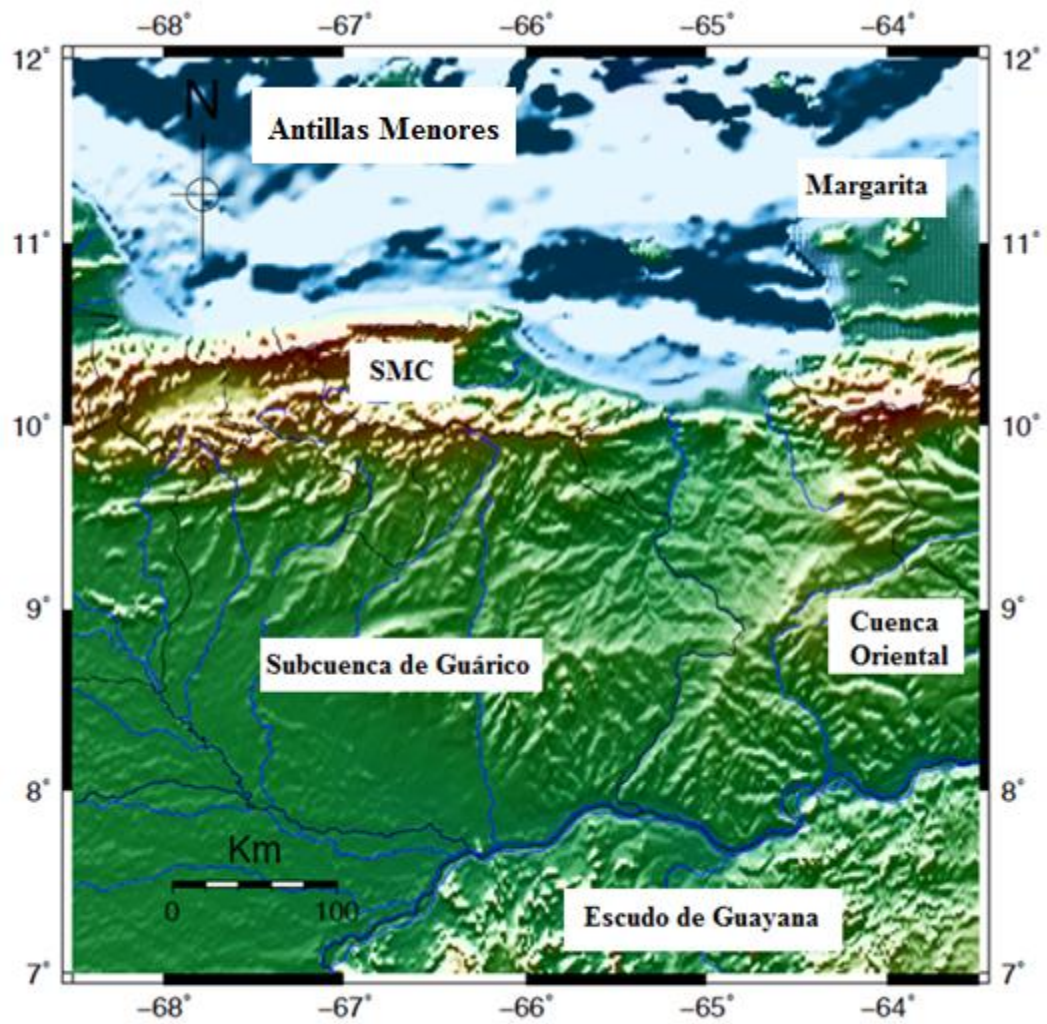


Figura 1.1. Localización del área de estudio. La ubicación de algunas zonas se encuentra remarcada (SMC: Sistema Montañoso del Caribe; las Antillas Menores corresponden a las Antillas Menores de Sotavento).

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

La región central de Venezuela está conformada, según Ostos (1990), por tres dominios geológicos, cada uno con características resaltantes. Estos dominios son: el dominio de la Placa Caribe, el dominio intermedio producto de la colisión de la Placa Caribe con la de Suramérica y el dominio de la placa continental, que se encuentra a su vez constituida por la cordillera de la Costa, la región de Los Llanos y el Cratón de Guayana.

2.1. Placa Caribe

La Placa Caribe constituye una microplaca tectónica que se localiza entre las longitudes 60° y 90° W, y las latitudes 10° y 20° N; con un área aproximada de $4.000.000 \text{ km}^2$, y limita con zonas de subducción tanto al oeste como este (Antillas Menores y el Istmo de América Central respectivamente) con zonas de fallas transformantes al norte y al sur (fosa de Caimán, transtensiva y el SMC, transpresiva).



Figura 2.1. Límites actuales del Caribe. (Tomado de Giunta *et al.*, 2003).

De acuerdo con Pindell y Barrett (1990), el borde sur de la Placa Caribe es una zona compleja de corrimiento, movimiento transcurrente, pero su límite no se encuentra muy bien definido (Bachmann, 2001). Audemard *et al.* (2005) afirman que es una zona de transpresión activa de más de 100 km de ancho, un extenso borde que implica la coexistencia de transurrencia y compresión, sin necesidad de acomodamientos en una sola estructura.

Bachmann (op. cit) afirma que existen tres provincias corticales mayores en la Placa Caribe. La primera conformada por rocas metamórficas; es un bloque cortical con basamento pre-Mesozoico, situado en las partes preexistentes de Norteamérica y Suramérica y en la parte norte de Centroamérica. La segunda provincia es una corteza continental de edad mesozoica y cenozoica, compuesta de arcos magmáticos resultantes de la subducción con la placa de Cocos bajo la placa Caribe. La tercera provincia, formada a mediados del Cretácico, es una gruesa corteza oceánica de una meseta basáltica.

La Placa Caribe submarina posee un espesor anómalo, detectado a partir de estudios de refracción sísmica (Officer *et al.*, 1959; Edgar *et al.*, 1971; Houtz y Ludwig, 1977), de 15 a 20 km de espesor, que para Bachmann (op. cit) es uno de los grandes problemas sin resolver. Duncan y Hargraves (1984) consideran que es bastante inusual debido a que es más gruesa que otras cortezas oceánicas (Atlántico y Pacífico), por lo que se le atribuyen características de tipo transicional. El origen y evolución de la placa Caribe es tan controversial debido a que su centro de expansión oceánica hasta ahora no ha sido identificado (Orihuela *et al.*, 2012). Ante esta situación han surgido dos modelos de evolución: el alóctono y el autóctono.

2.1.1. Modelo autóctono o *in-situ*

Este modelo establece que la placa Caribe no ha sufrido un desplazamiento considerable de su lugar de origen, debido a que la misma es consecuencia del desarrollo de arcos volcánicos cerca de las plataformas que rodean al Caribe (Meschede y Frisch, 1998; Bachmann, 2001).

Durante el Jurásico, ocurre un proceso de *rifting*, el cual determina la separación entre las dos Américas y el resto de Pangea. Se forma un centro de expansión con orientación ESE-ONO, el cual se extiende desde el océano Pennínico hasta el Atlántico Central (Bachmann, 2001). Al ocurrir la apertura del Atlántico Norte, se extiende un océano entre las Américas dando lugar a un Protocaribe. Esta apertura cesa donde el cierre de actividad expansiva del brazo que abre el golfo de México se asocia a la interacción de la actividad magmática de dicho brazo con una pluma mantelar presente en la región (Orihuela *et al.*, 2012).

En el Cretácico se forma el 80% del suelo oceánico de la placa, ocurre el primer ciclo LIP (*Large Igneous Providence*) y la primera fase de formación de los arcos magmáticos. Hacia el norteste, de acuerdo con Orihuela *et al.* (op.cit) la corteza del Atlántico es subducida debajo del Protocaribe dando lugar al arco de las Antillas Mayores. Hacia el Cretácico tardío, cesa la expansión del Protocaribe y se propone un engrosamiento de la placa Caribe debido a material basáltico producto de un evento de super pluma mantelar.

Por último, en el Cenozoico se inicia el movimiento relativo de la placa Caribe con respecto a Suramérica hasta su posición actual.

2.2.2. Modelo alóctono

En este modelo se propone que la placa Caribe se origina en el Mesozoico, en la región del Pacífico Norte (Placa Farallón), migrando posteriormente hacia el este, hasta la posición actual entre Norteamérica y Sudamérica (Pindell *et al.*, 1988). Este modelo que se describe a continuación ha sido propuesto por Malfait y Dinkelman (1972), Pindell *et al.* (op.cit), Pindell y Barret (1990), Kerr *et al.* (1999), entre otros.

Se asume un proceso de *rifting* y una separación inicial de América del Norte, Yucatán, las Bahamas y Sudamérica en el Jurásico. La placa Caribe se origina dentro de la placa Pacífica, como resultado del punto caliente de Galápagos durante el Cretácico (Bachmann, 2001).

En el Cretácico, ocurre un conjunto de eventos que incluyen:

- El bloque de Yucatán culmina su rotación y también culmina la apertura del golfo de México.

- Se inicia en el Albiense la traslación relativa de la placa Caribe con respecto a la placa Suramericana (Bachmann, 2001).

- Ocurre una inversión de la polaridad, ocasionando un desplazamiento NE del Gran Arco.

- Se desarrollan márgenes pasivos en la plataforma de Bahamas, Yucatán y Sudamérica (Norte).

- La corteza sufre un engrosamiento debido a la presencia del plateau basáltico emplazado sobre la misma (Bachmann, op.cit).

Durante el Paleoceno, se forman las cuencas de Yucatán y Grenada

Sistemas de fallas transcurrentes son desarrollados en el Eoceno debido al movimiento relativo de la placa hacia el este, así como también se genera un proceso de orogénesis que continua hoy en día (Bachmann, op.cit). De acuerdo con Orihuela *et al.* (2002), inicia la migración hacia el este como resultado de la colisión de una parte del Gran Arco con la plataforma de Las Bahamas. Durante este período, son emplazadas las napas de Lara e inicia la subducción horizontal de la placa Caribe bajo Suramérica (Bachmann op.cit).

El Mioceno marca la llegada de la colisión Caribe-Suramérica a la Cuenca Oriental de Venezuela y un cambio relativo en el movimiento de la placa da origen a un régimen transpresivo en el margen sureste de la misma (Bezada, 2005 citado por Arnaiz-Rodríguez, 2009).

2.2. Cinturones orogénicos de la región nor-central de Venezuela

Los cinturones orogénicos ubicados en la región centro-norte de Venezuela conforman el Sistema Montañoso del Caribe, el cual forma un cinturón alargado con dirección este – oeste de topografía elevada y relieve accidentado, extendiéndose

desde la cresta de Curazao en el norte, hasta el Corrimiento Frontal de Guárico al sur y desde la Deflexión de Barquisimeto en occidente hasta la península de Araya – Paria en oriente y prolongándose al este de los límites territoriales del país, en la cordillera Septentrional de Trinidad y en la isla de Tobago; y al oeste, hacia la península de la Guajira, sierra Nevada de Santa Marta y posiblemente a la cordillera Occidental de Colombia (Bellizia, 1985). Se divide en cuatro conjuntos de napas de acuerdo a sus características petrológicas, geocronológicas y estructurales (Menéndez, 1966): Napa de la Cordillera de la Costa, Napa Caucagua – El Tinaco, Napa Ofiolítica de Loma Hierro-Paracotos, Napa de Villa de Cura y Napa Piemontina, las cuales se pueden visualizar en la Figura 2.2 y se describen en las secciones subsiguientes. Estos complejos orogénicos se encuentran separados por tres grandes fallas: La Victoria, Santa Rosa y Agua Fría. Este sistema montañoso representa un complejo tectónico con distintas fases y con distinta composición geológica debido a que se ubica en un margen continental que ha sido sometido a una colisión de arco volcánico – continente, así como también a esfuerzos transpresionales, los cuales han provocado desplazamientos transcurrentes y cabalgamientos.

En términos generales, la composición de las napas va variando de basamento granítico precámbrico, cubiertas volcánico – sedimentarias y sedimentarias del Mesozoico, complejos básicos – ultramáficos, conjuntos ofiolíticos, lavas basálticas y unidades sedimentarias alóctonas no metamorfizadas (González de Juana *et al.*, 1980).

Este conjunto de estructuras fueron construidas sobre unidades tectónicas de origen continental y oceánico, y han sufrido una extensa deformación y metamorfismo cataclástico debido a la transcurrencia dextral O-E del sistema de fallas de San Sebastián, El Pilar y La Victoria. De manera similar, la región centro-occidental del Caribe experimentó engrosamiento debido al exceso de magmatismo máfico en los centros de expansión y repetidas erupciones sobre la corteza preexistente (Giunta *et al.*, 2002).

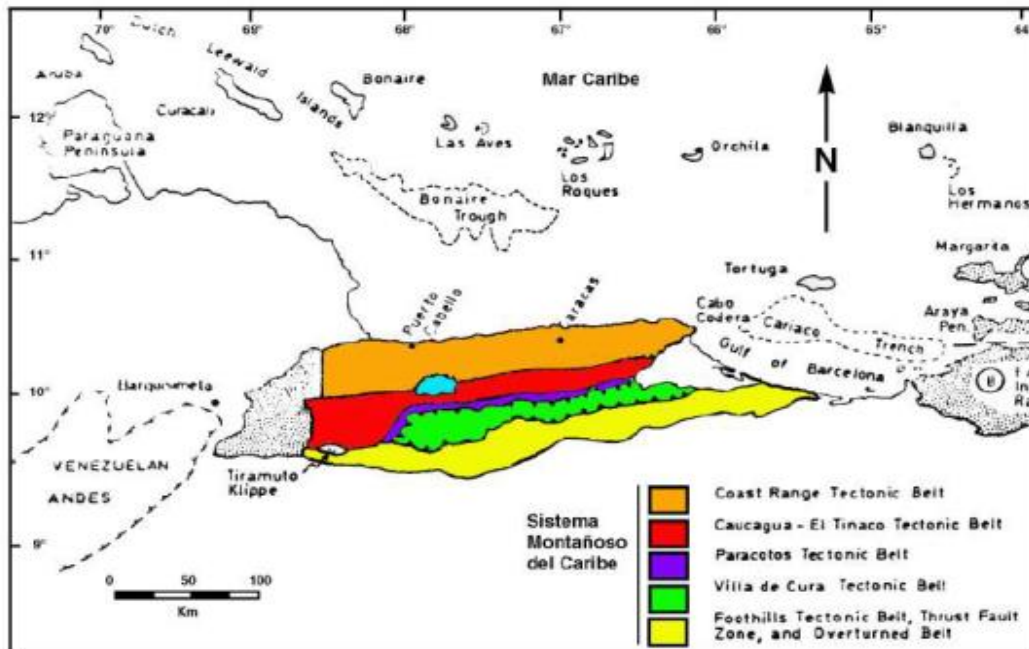


Figura 2.2. Napas que conforman al Sistema Montañoso del Caribe (Maresch, 1974).

2.2.1. Napa de la Cordillera de la Costa

Es un cuerpo para-alóctono y alóctono que se extiende desde la falla de Morón, hasta la falla de La Victoria (Menéndez, 1966), no obstante, Beck (1985) indica que la misma termina en un contacto tangencial más al sur de la falla La Victoria. De acuerdo con González de Juana *et al.* (1980), está constituida por un basamento precámbrico granítico y por una cubierta volcánico-sedimentaria del Mesozoico, la cual corresponde a un margen pasivo tipo Atlántico (Bellizia, 1972; Maresch, 1974; Beck, 1985).

Las unidades de la cordillera de la Costa han sido descrita por múltiples autores (Agueverre y Zuloaga, 1936; Dengo, 1951; Menéndez, 1966; Wehrmann, 1972) en: Grupo Caracas, Asociación Ávila, Formación Tacagua y Complejo Basal de Sebastopol, el cual consiste de gneises graníticos metamorfizados que representan el basamento del Grupo Caracas.

El Grupo Caracas está compuesto por cuatro formaciones: Peña de Mora, Las Brisas, Antímamo y Las Mercedes (de base a tope), de composición metamórfica, principalmente esquistos. Los contactos entre las rocas de este Grupo con el Complejo Ávila hacia el norte, con las rocas de la faja Caucagua - El Tinaco al sur y entre las formaciones Las Brisas y Las Mercedes son tectónicos (Beck, 1986; Urbani y Ostos, 1989), mientras que entre las formaciones Las Mercedes y Chuspita parece ser concordante y transicional de acuerdo con Seiders (1965).

2.2.2. Napa Caucagua-El Tinaco

Esta napa representa un cinturón de afloramientos discontinuos en el Sistema Montañoso del Caribe, con su sección más completa ubicada en el área de El Tinaco - Tinaquillo – El Pao, compuesta por el Complejo El Tinaco, un complejo básico – ultramáfico (Peridotitas de Tinaquillo) y una cobertura volcánico-sedimentaria supracortical discordante.

Se encuentra ubicada entre el sistema de fallas de La Victoria (norte) y la Falla de Santa Rosa (sur), aunque ha sido considerado que su límite norte se ubica más al sur de la falla de La Victoria y es de carácter tangencial, separando esta napa de la secuencia mesozoica metamorfizada de la Napa de la Cordillera de la Costa (Beck, 1985).

2.2.3. Napa Ofiolítica de Loma de Hierro

La Napa Ofiolítica de Loma de Hierro – Paracotos, ubicada en la parte central del Sistema Montañoso del Caribe, comprende un conjunto ofiolítico tipo oceánico, una secuencia de brechas volcánicas almohadilladas y coladas basálticas delgadas interestratificadas con calizas y lutitas (Río Guare), un manto de lavas basálticas y diques de micro – gabros (Volcánica de Tiara) y, por último, una serie de filitas, conglomerados y calizas (Filita de Paracotos o Cataurito) (Beck, 1985).

2.2.4. Napa de Villa de Cura

La Napa de Villa de Cura está formada por la Asociación Metavolcanosedimentaria Villa de Cura y las formaciones Las Hermanas y Tiaramuto. Es una unidad volcánica – sedimentaria metamorfizada, formada por un cinturón continuo de orientación este-oeste, que se extiende desde el norte de la población El Pao en el Estado Cojedes, hasta la cuenca de Barlovento al este. Ostos (1990) propone que todos los cinturones orogénicos con dirección este – oeste ubicados en el norte de Suramérica son de tipo alóctono y fueron deformados como resultado directo de la colisión de un bloque cortical (que él denominó Bloque de Sebastopol) con el noroeste de Suramérica. El cinturón fue originalmente acoplado en la sección principal de la placa de Suramérica, pero debido al alto grado de oblicuidad que posee esta zona colisional, fue transportado hacia el este desde el Cretácico Tardío.

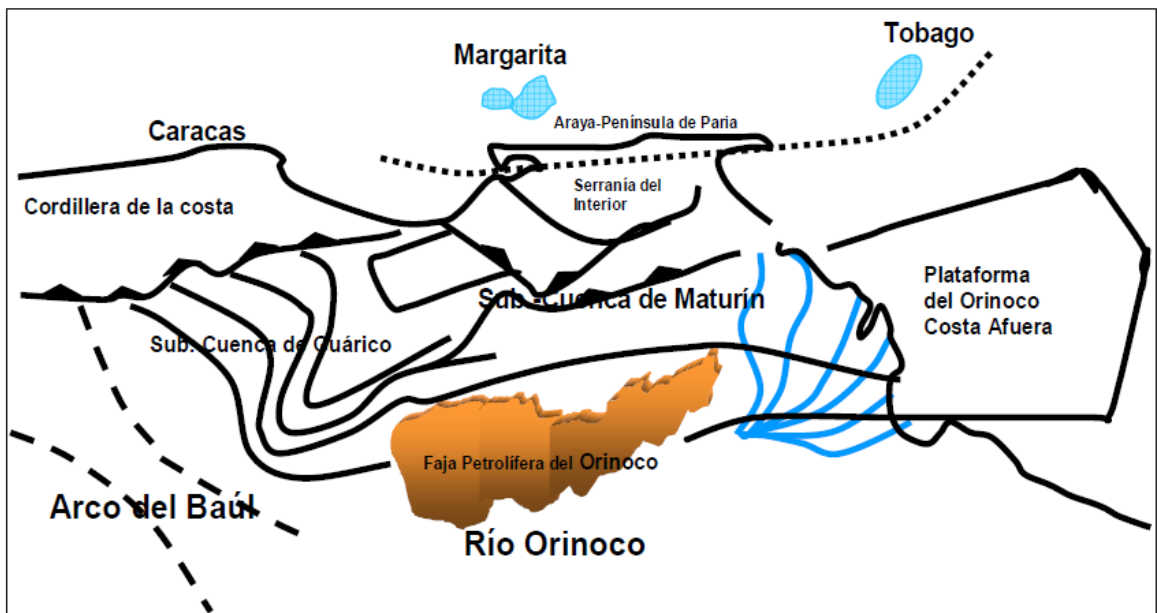
2.2.5. Napa Piemontina

La Napa Piemontina, limitada por los surcos de Guárico, Portuguesa y Barquisimeto, es un complejo tectónico – sedimentario, el cual forma un cinturón compuesto de unidades levemente a no metamorfizadas sobrecorridas unas sobre otras desde el noroeste hacia el sureste. Se caracteriza por corrimientos imbricados, deformaciones intraformacionales, plegamientos isoclinales y también un acortamiento cortical que afecta a las rocas del Cretácico Medio al Paleógeno y que se sedimentaron bajo un ambiente pelágico, turbidítico y semi-pelágico. Aflora como una secuencia continua, disectada por fallas transcurrentes de rumbo NW – SE, extendiéndose por unos 400 km.

Bell (1972) propuso 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 (1978) consideró la siguiente subdivisión: Napa Piemontina Interna, Unidad Guatopo, Unidad del Río Orituco y Zona de Escamas Frontales.

2.3. Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión estructural que abarca los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro, limitada al sur por el Escudo de Guayana, al norte por el cinturón de la Serranía del Interior, al oeste por el Arco de El Baúl y al este, se prolonga hasta la plataforma Deltana (Figura 2.3). Es una cuenca que ha acumulado hasta doce o más kilómetros de espesor de sedimentos



desde el Cretácico hasta el Reciente (Sisson *et al.*, 2005).

Figura 2.3. Límite de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de Di Croce *et al.*, 1999)

La cuenca actual es asimétrica, con el flanco sur inclinado ligeramente hacia el norte, y un flanco norte más tectonizado y con mayores buzamientos, conectados a la zona plegada y fallada que constituye el flanco meridional de la cordillera que limita la cuenca hacia el norte. Basándose más en razones prácticas que geológicas, la Cuenca Oriental de Venezuela ha sido subdividida en las subcuencas de Guárico y Maturín, aunque de acuerdo con González de Juana *et al.* (1980), se puede usar como elemento de separación al Arco de Urica, asociado al Corrimiento de Anaco en el estado Anzoátegui. De manera similar, Di Croce *et al.* (1999) afirman que las cuencas se encuentran separadas por las estructuras complejas del sistema de fallas de Anaco y sus estructuras de inversión asociadas (Figura 2.4).

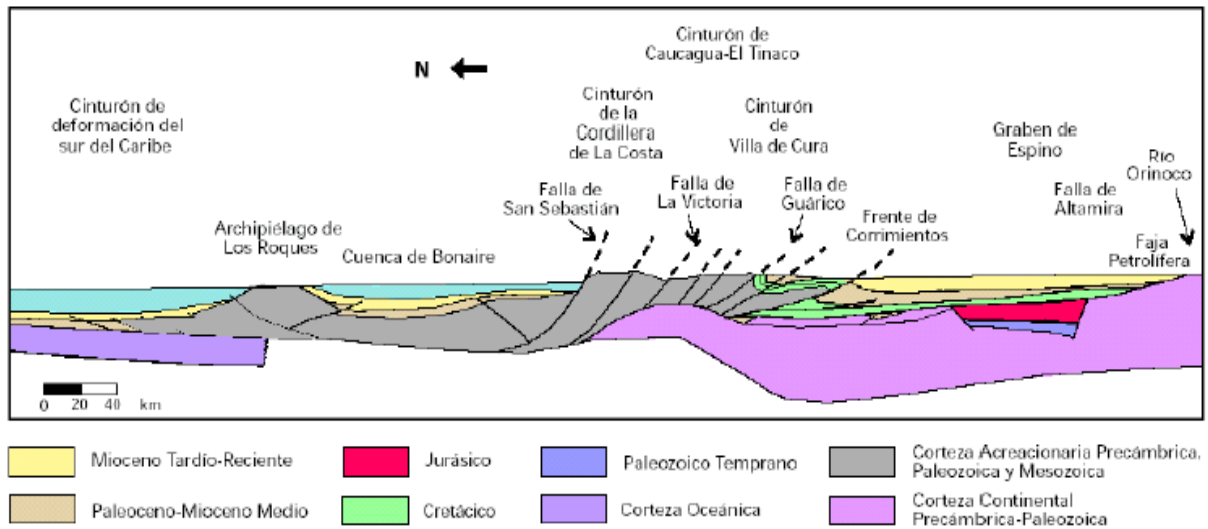


Figura 2.4. Corte geológico conceptual norte-sur desde el cinturón de deformación del Caribe en Curazao hasta el río Orinoco. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

2.3.1. Evolución geodinámica regional

Para entender la realidad geológica del subsuelo de la zona de estudio, es necesario conocer la evolución histórica de la cuenca Oriental de Venezuela. Múltiples autores (Eva *et al.*, 1989; Erlich y Barrett, 1992; Parnaud *et al.*, 1995) coinciden en indicar cuatro episodios principales, los cuales son:

- Pre-rift en el Paleozoico.
- Un episodio de *rift* y *drift* durante el Jurásico y Cretácico Temprano.
- Período de margen pasivo desde el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano hasta el Eoceno.
- Una fase final de sistema rumbo-deslizante y compresivo-transpresivo (colisión oblicua) desde el Eoceno Medio hasta el Oligoceno Medio, generando la Serranía del Interior y la transformación de la cuenca de margen pasivo a tipo antepaís.

1. Etapa de pre-rift

Es un episodio desarrollado durante el Paleozoico, en el que se evidencian depresiones estructurales asociadas a las formaciones Carrizal y Hato Viejo de la subcuenca de Guárico, identificadas en registros sísmicos (Parnaud *et al.*, 1995) las cuales fueron depositadas en ambientes marinos costeros a neríticos. De acuerdo con Shlumberger (1997), estas formaciones marcan la apertura de Gondwana y Laurentia. Esta secuencia Paleozoica posee un espesor que varía entre 3000 y 5000 m.

2. Etapa de rift

Esta etapa se encuentra relacionada con la separación de Pangea, caracterizada por el *rifting* o expansión en dirección noreste – sureste de Norteamérica de Gondwana (Feo Codecido *et al.*, 1984), durante la cual se crea un sistema extensional en el margen norte de Suramérica (Figura 2.5), el cual separa Yucatán de la Placa Suramericana (Parnaud *et al.*, 1995).

Se encuentra caracterizada por el levantamiento vertical del borde cratónico, actividad volcánica en el Macizo de El Baúl, así como por un largo período de erosión sobre la Cuenca Oriental. De acuerdo con Parnaud *et al.* (1995) y Erlich y Barret (1992), este *rift* no se encuentra asociado a adelgazamientos corticales ni a grandes subsidencias, sino que su tendencia es la de aceptar un sistemas de fallas transformantes o rumbo deslizantes como actividad tectónica durante la separación. Por otra parte, autores como Jácome (2005), Jácome *et al.* (2008) y Rodríguez (2013), entre otros, plantean la posibilidad de un adelgazamiento cortical, el cual ha sido modelado mediante elementos finitos.

3. Etapa de margen pasivo

Esta fase se encuentra caracterizada por la subsidencia del margen norte de Suramérica posterior a la extensión que se produjo. La colisión de arcos de islas magmáticos con el margen de Norteamérica y Sudamérica (Figura 2.5) ocurre al momento de la culminación de la expansión, durante el Campaniense. De acuerdo con Pindell y Barrett (1990), la deformación transpresional desde el Paleoceno Tardío hasta el Reciente, avanza diacrónicamente a lo largo del borde norte de Sudamérica (Figura 2.5).

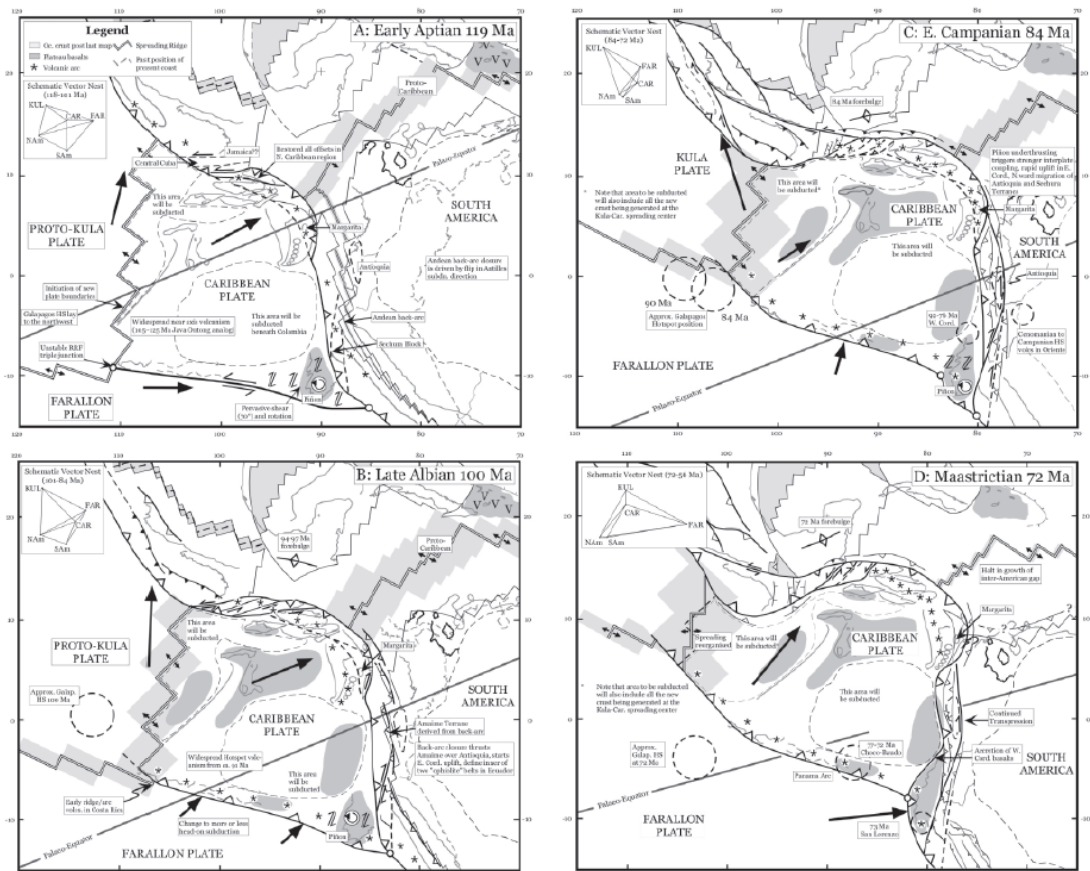


Figura 2.5. Desarrollo del norte y sur del área caribeña durante el Jurásico Tardío y Cretácico. (Tomado de Pindell *et al.*, 2005).

Debido a la subsidencia ocurrida en este período, se depositan sobre el margen meridional de Suramérica sedimentos de espesor variable, entre pocos metros en los bordes septentrional y meridional, hasta 2000 m en la región central.

Durante el Cretácico ocurre la máxima transgresión marcada por la depositación de arenas y carbonatos, que se formaron diacrónicamente de norte a sur en toda la Cuenca Oriental, entre éstas formaciones Barranquín, El Cantil, Querecual, San Antonio y El Tigre (Figura 2.6).

En el Maastrichtiense, ocurre la máxima regresión, representada por la Formación San Juan y posterior a ésta, ocurre la segunda etapa transgresiva durante el Paleoceno – Eoceno, donde se depositan las formaciones Vidoño y Caratas (Tearpock *et al.*, 1998) como se observa en la Figura 2.6.

La menor fase extensional ocurre durante la sedimentación de las secuencias cretácicas (Pérez de Armas, 2005), mientras que las transgresiones del oeste de Venezuela ocurrieron durante el Eoceno Temprano – Medio y aquellas que afectaron el centro y oriente, tuvieron lugar en el Oligoceno tardío – Mioceno Medio (Figura 2.7).

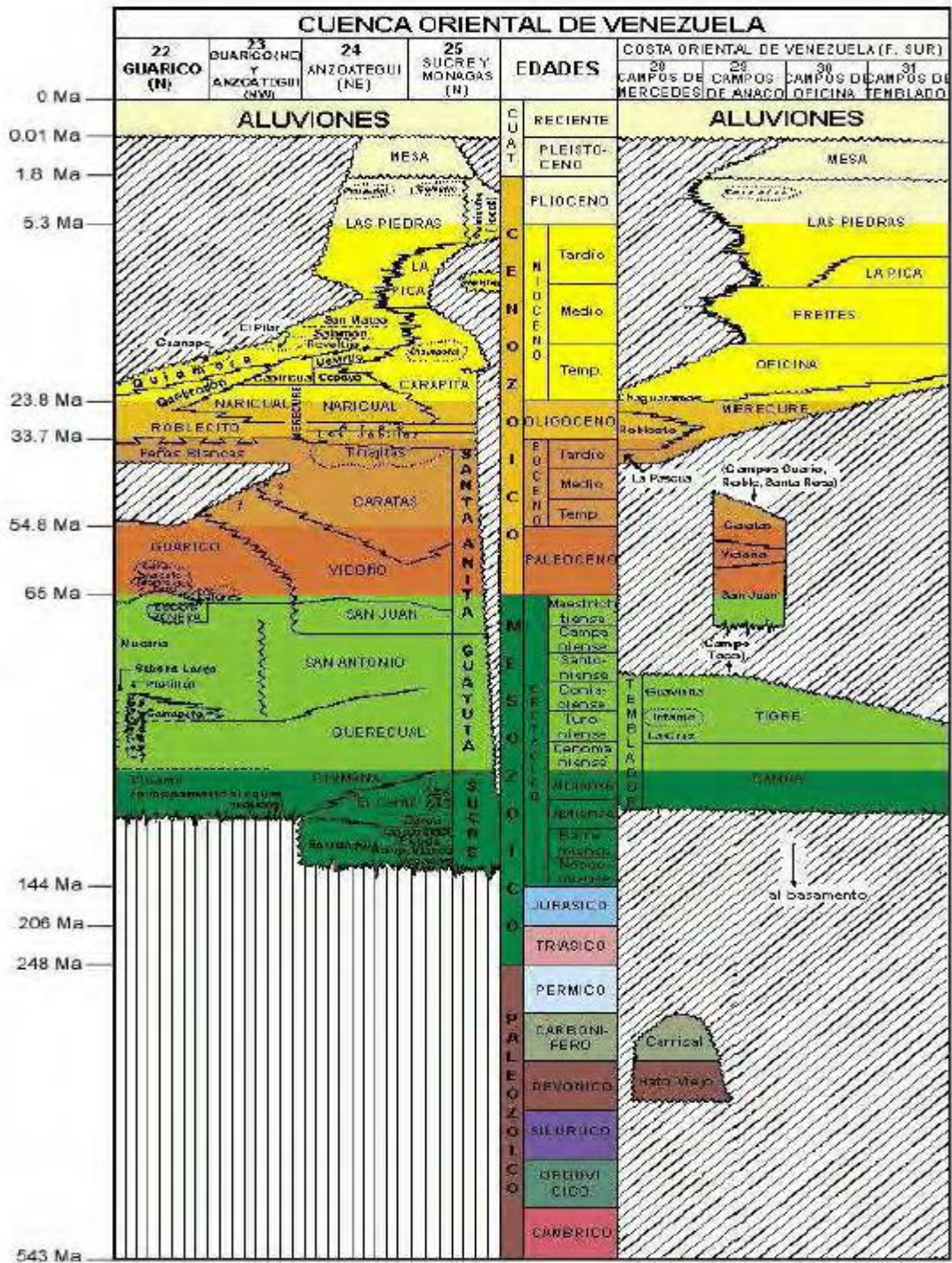


Figura 2.6. Columna estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado del L.E.V, 1997).

4. Etapa de colisión transpresiva

En este episodio, desarrollado desde el Mioceno Temprano hasta el Reciente, el margen pasivo es transformado en un frente de corrimientos con su respectiva cuenca antepaís asociada, debido a movimientos transpresivos dextrales en el oeste de la Placa Suramericana, los cuales continúan en el Presente debido a la interacción entre la Placa Caribe y la Suramericana. La Cuenca Oriental de Venezuela es definida en respuesta al esfuerzo y a la carga antepaís, incrementando la deformación transpresional hacia el este.

Esta transición es evidenciada en las rocas metamórficas de la Cordillera del Caribe, correspondientes a las napas emplazadas hacia Suramérica por el movimiento de la Placa Caribe (González de Juana *et al.*, 1980). Este emplazamiento indica que ocurrió subsidencia, permitiendo acumulación de sedimentos. Según Speed (1985), el mayor volumen de sedimentos en la Cuenca Oriental, derivó del Cratón de Guayana, aunque el corrimiento y la deformación terciaria también aportaron sedimentos.

El fallamiento normal fue desarrollado en el *foreland* antes del cinturón plegado, debido a que la corteza se sobrecargó y se dobló por debajo de los sobrecorrimientos (Bradley y Kidd, 1991).

A partir del Eoceno Superior comienza el desarrollo de la Cuenca Oriental de Venezuela en su sentido más estricto (Pérez de Armas, 2005), debido a que el emplazamiento de las napas de Lara produjo el hundimiento del occidente de Guárico, permitiendo una invasión marina y el levantamiento de la Serranía del Interior Central, lo cual se encuentra marcado por el hiato entre las formaciones Caratas, Los Jabillos y el Miembro Tinajas

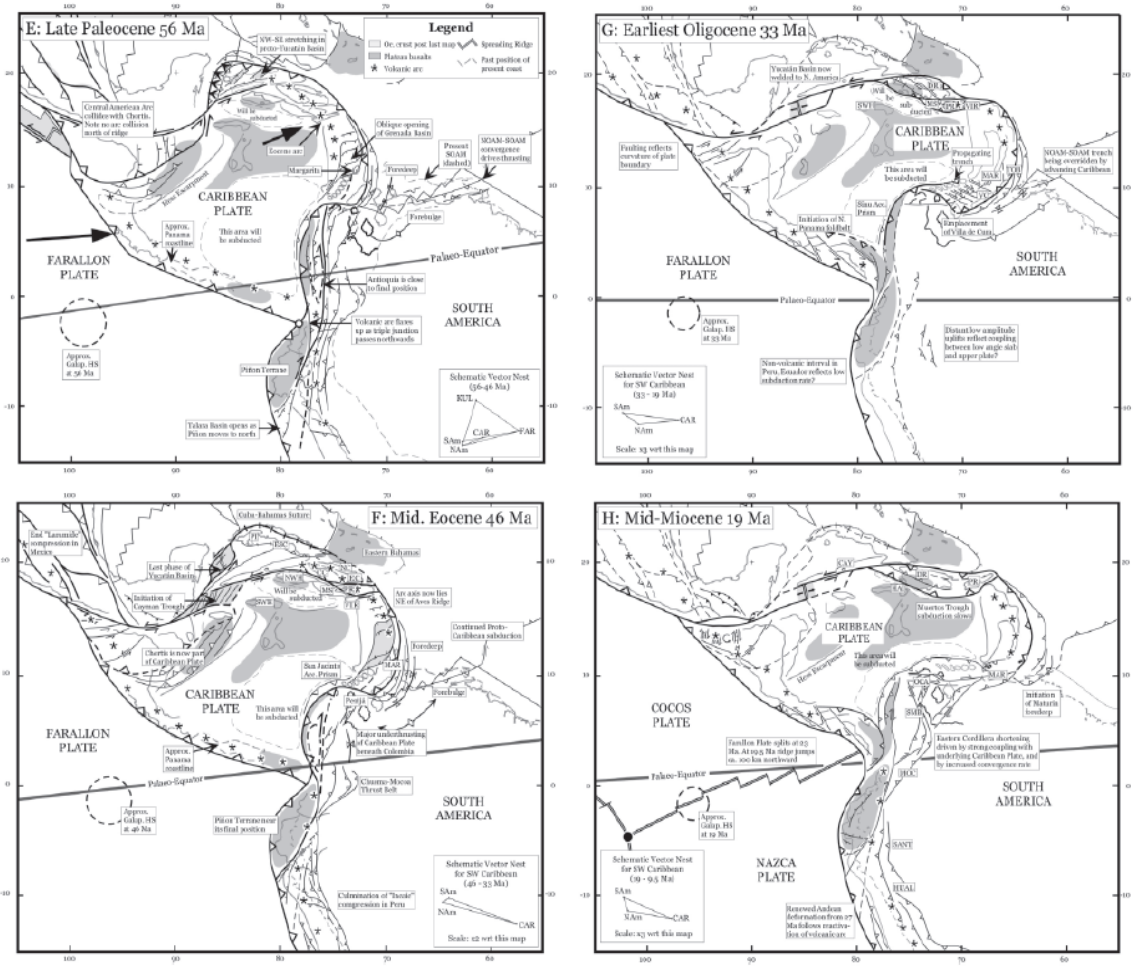


Figura 2.7. Desarrollo del borde sur del Caribe desde el Paleoceno Tardío al Mioceno Medio. (Tomado de Pindell *et al.*, 2005).

2.4. Subcuenca de Guárico

La subcuenca de Guárico es una depresión estructural de rumbo este-noreste localizada en la parte central de Venezuela, que comprende el estado Guárico y la región norte del estado Anzoátegui. Su flanco norte se encuentra asociado al frente de deformación donde se encuentra el sistema de fallas de Guárico, el cual sobrecarga rocas cretácicas y terciarias, produciendo un arco tectónico complejo. Hacia el sur se encuentran depresiones estructurales donde se han preservado rocas paleozoicas, así

como también se presenta un acuífero de secuencias cretácicas y terciarias. (Yoris y Ostos, 1997).

El relleno de la subcuenca tiene un espesor máximo de unos 5 km, aunque puede variar entre 3 a 4 km (Jácome *et al.*, 2008). Erlich *et al.* (1992) afirman que esto no incluye más de 3 km de sedimentos erosionados desde el Oligoceno (Figura 2.8).

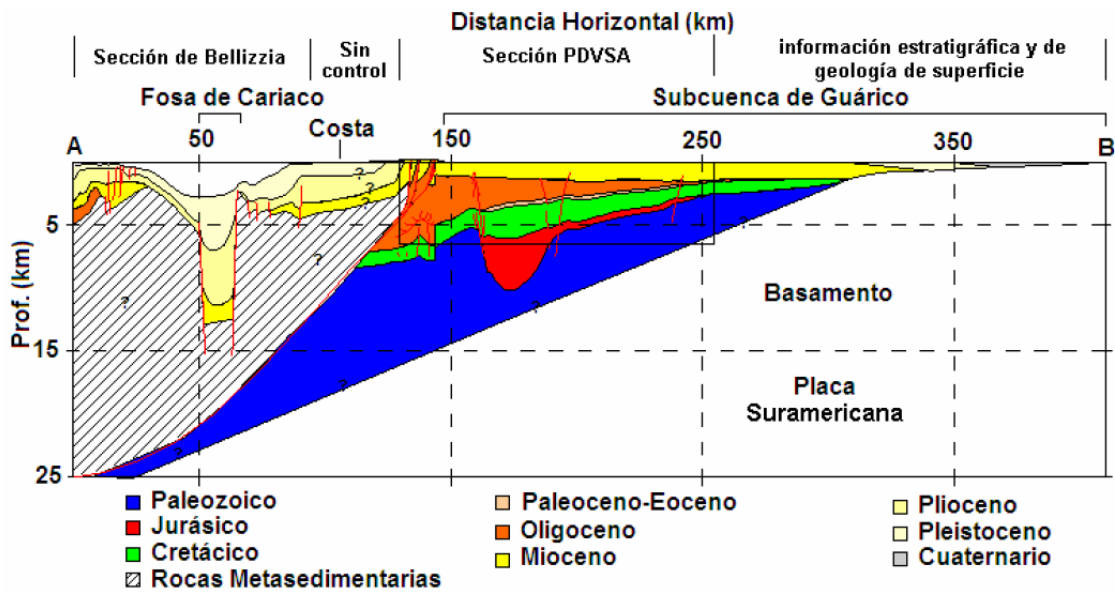


Figura 2.8. Corte geológico de la Subcuenca de Guárico. (Tomado de Rondón, 2004).

En líneas generales, las formaciones presentes en la subcuenca de Guárico se pueden visualizar en la Figura 2.9.

EDAD		FORMACIÓN	MIEMBROS
CUATERNARIO		ALUVIONES	
		MESA	
TERCIARIO	MIOCENO	CHAGUARAMAS	
	OLIGOCENO	ROBLECITO	
	EOCENO	LA PASCUA	
MESOZOICO	CRETÁCICO SUPERIOR	GRUPO TEMBLADOR	Guavinita Superior
			Guavinita Inferior
			INFANTE
			LA CRUZ
		CANOA	
PALEOZ.	CÁMBRICO INFERIOR	CARRIZAL	
		HATO VIEJO	
PRECÁMBRICO		BASAMENTO	

Figura 2.9. Columna estratigráfica de la subcuenca de Guárico. (Tomado de Durán y Lobos, 2004).

2.4.1. Arco de El Baúl

El macizo de El Baúl emerge en los llanos de Cojedes, separando la subcuenca de Guárico de la Cuenca Barinas-Apure (Martin-Bellizia, 1961); está conformado por granitos y volcánicas félsicas de edad Pérmica así como también rocas metamórficas de edad Ordovícico-Tremadociense (Kiser, 2015), cubiertos por clásticos continentales de edad Jurásico (Grupo Cerrajón). Es una amplia cresta estructural de rumbo N40O aproximadamente, que comienza en los bordes del Escudo de Guayana y termina al noroeste de las colinas de El Baúl. Según Kiser y Bass (1985), se encuentra relacionado genéticamente con el saliente del Escudo de Guayana,

moldeado por el curso del río Orinoco, con la bisagra entre los Andes y la serranía del Interior y con el Alto de Coro (Figura 2.10).

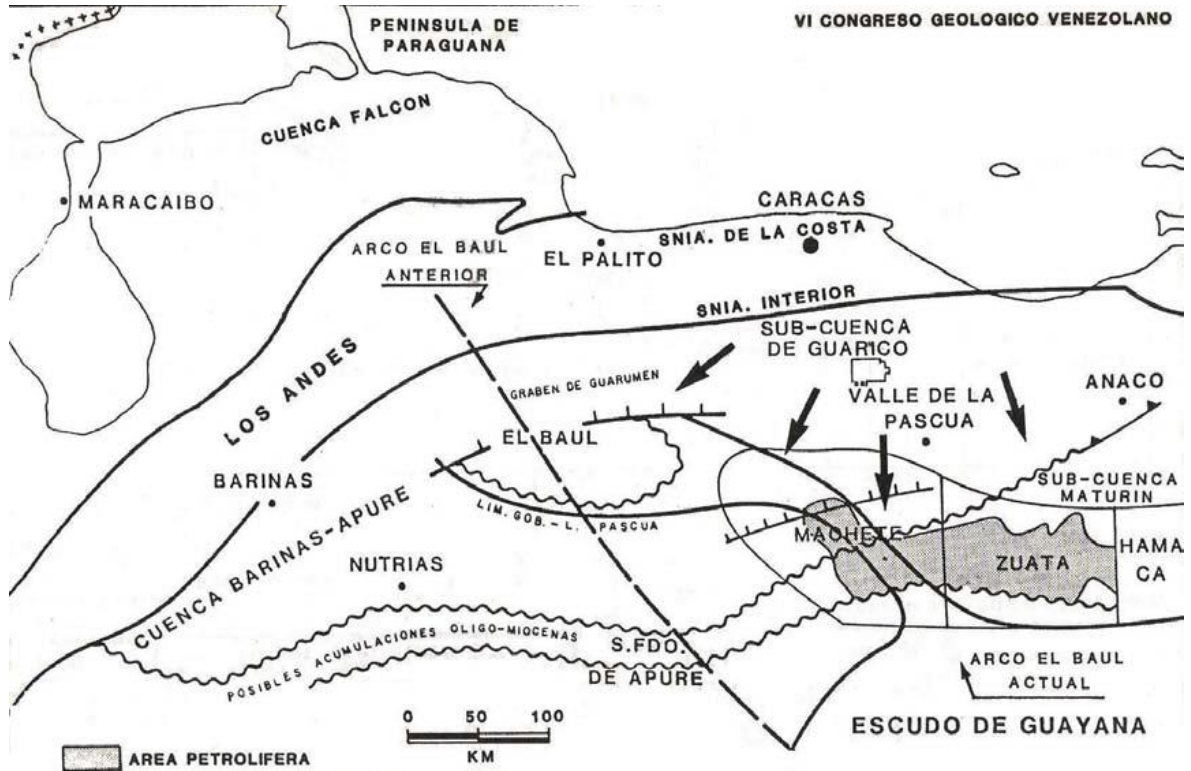


Figura 2.10. Orientación del Arco de El Baúl. (Tomado de Kiser y Bass, 1985).

Kiser y Bass (1985) interpretaron un conjunto de datos aeromagnéticos, que refleja una orientación S85°E del basamento magnético del Arco; hasta los 2000 pies de profundidad de este basamento, el Arco cubre un área de 2300 km² y se encuentra limitado hacia el norte por la fosa tectónica de Guarumen y hacia el sur por la fosa tectónica de Espino-San Fernando.

El Arco de El Baúl está conformado por sedimentos metamorfozados, rocas graníticas, volcánicas y conglomerados (Martin-Bellizia, 1961), que se encuentran en contacto con formaciones sedimentarias como lo son Chaguaramas y Roblecito al noreste y las formaciones Parángula y Río Yuca al SE (Figura 2.11).

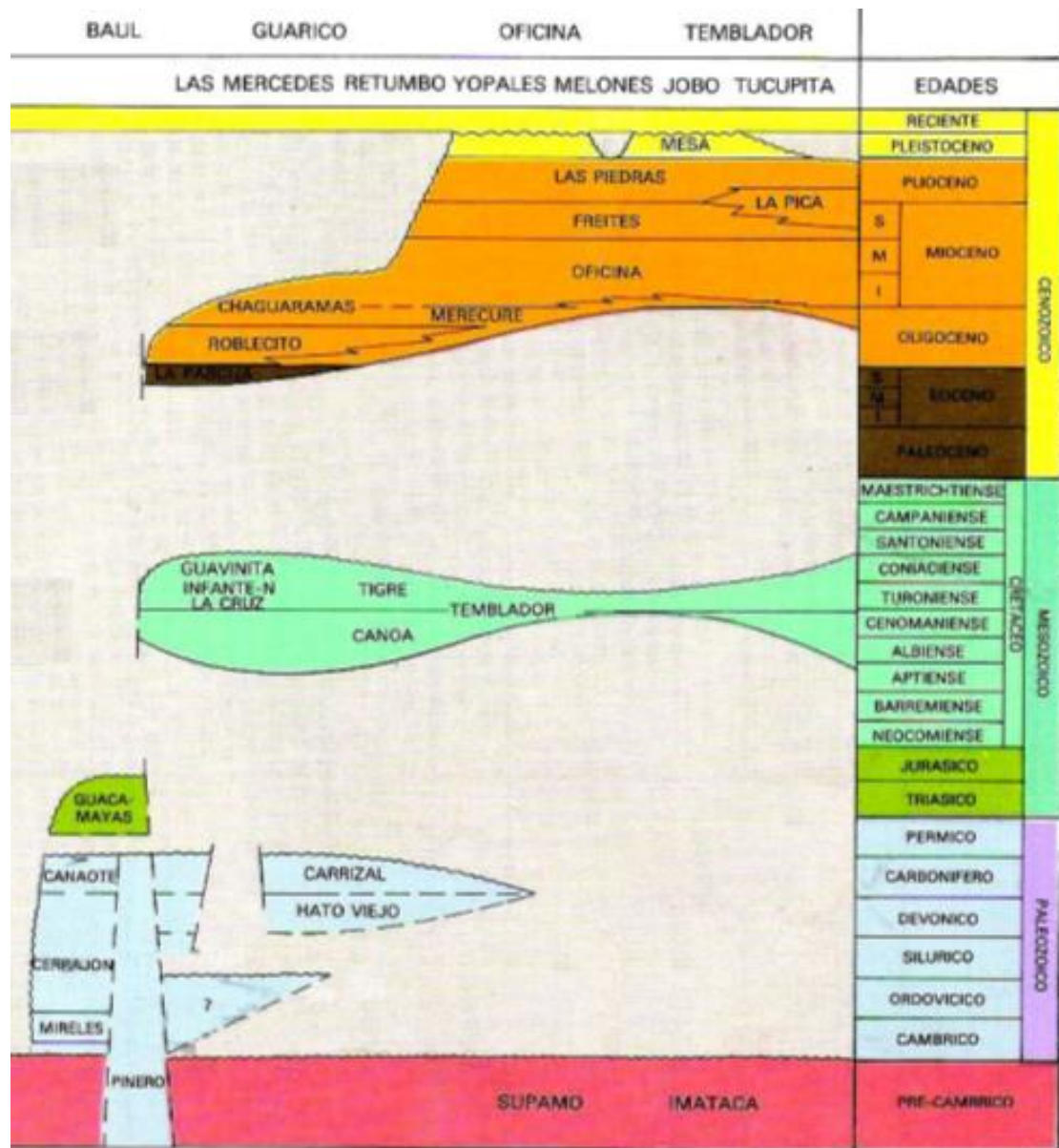


Figura 2.11. Columna estratigráfica de la zona de El Baúl. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

Viscarret *et al.* (2012) definen al macizo de El Baúl como una parte del cinturón paleozoico periférico al Escudo de Guayana que fue producido por un episodio tectónico compresivo, con una forma cómica de aproximadamente 200 km de diámetro.

2.4.1. Graben de Espino

Es una depresión estructural de edad Jurásico que ha sido interpretada como un aulacógeno producto de un *rift* abortado durante la apertura del Atlántico central (Burke, 1977; Moticska, 1985; Salazar-Tomey, 2006). Preserva los únicos depósitos del Jurásico y del Carbonífero en la Subcuenca de Guárico. Se ubica en el sureste de Guárico aunque de acuerdo con Feo Codecido *et al.* (1984) se extiende a través del norte de Anzoátegui, Guárico hasta la frontera con Colombia. De acuerdo con García *et al.* (2013) se extiende en dirección NE con una longitud de unos 120 km, y está limitado hacia el noreste por las fallas Machete, Ruiz-Sabán y Guama-Sabán; y en el sureste, por la falla de Altamira (Figura 2.12).

Estudios de refracción sísmica profunda, reflexión sísmica de gran ángulo y eventos telesísmicos (Schmitz *et al.*, 2002 y 2008; Bezada *et al.*, 2008; Fenglin *et al.*, 2007) indican que en la región de la Cuenca Oriental donde se ubica el Graben de Espino, la corteza continental alcanza un espesor aproximado de 40 km, lo que sugiere que en la zona del graben la corteza es al menos 5 km más gruesa que el grosor cortical promedio de la corteza continental y 5 km más delgada que el grosor estimado para el cratón de Guayana. García *et al.* (2013) sugieren que el proceso de extensión que originó al graben, afectó una corteza continental gruesa y térmicamente madura, equivalente a la del cratón, con una rigidez flexural suficiente para soportar un desbalance de masa debido a la extensión, interpretación que concuerda con Salazar-Tomey (2006), quien infiere un estiramiento cortical en la región del Graben de Espino.

Kiser (2015) indica que en el Graben de Espino, cuya orientación se observa en la Figura 2.13, se preservan los mayores espesores de sedimentos Cambro-Ordovícicos y Carboníferos, cubiertos por capas rojas Jurásicas.

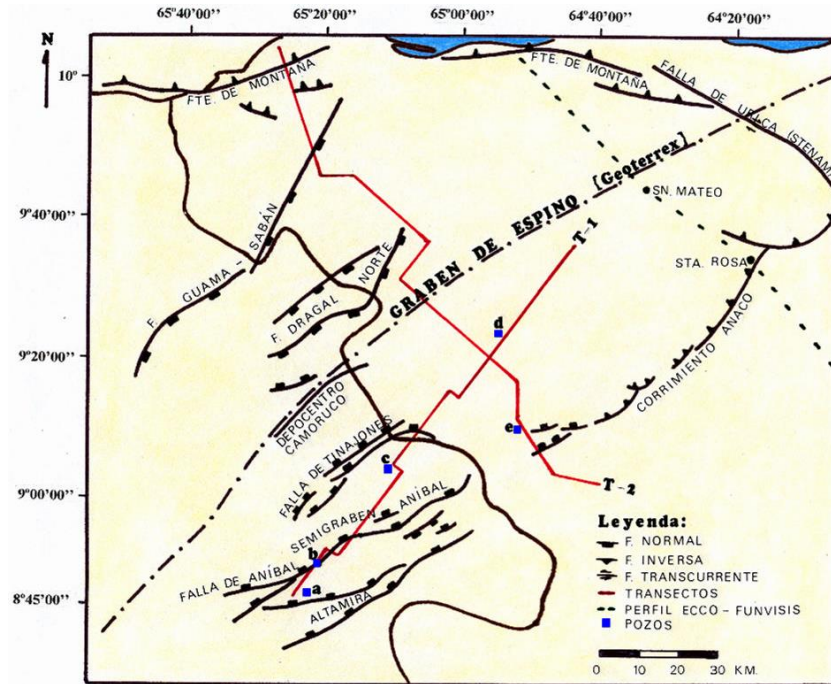


Figura 2.12. Mapa estructural del Graben de Espino. (Tomado de Choppin *et al.*, 1989).

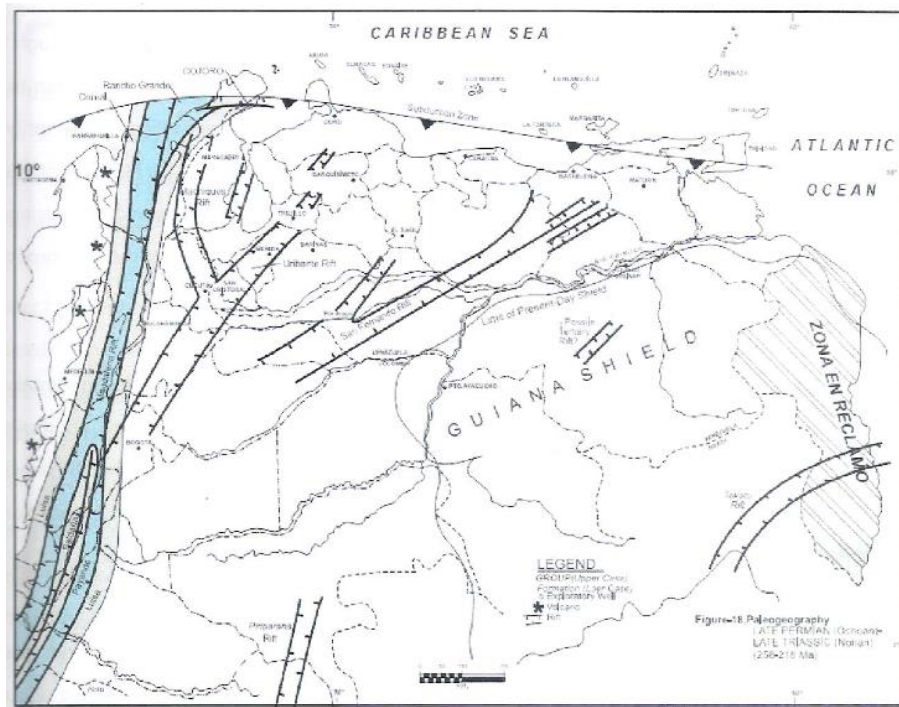


Figura 2.13. Ubicación de estructuras tipo graben en Venezuela y Colombia con indicación particular del Graben de Espino en la cuenca Barinas-Apure y la subcuenca de Guárico. (Tomado de Kiser, 2015).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1. Isostasia

Dutton (1889) propuso el término de isostasia para referirse al equilibrio que regula la diferencia en la altura entre los continentes y los océanos. La condición de equilibrio que existe entre la corteza y el manto, sin hacer distinción en la topografía, es descrita por la isostasia (Rodríguez, 2013) y dicho nivel de compensación se encuentra asociado al flujo mantelar. En otras palabras, la isostasia implica que una corteza liviana puede estar flotando sobre el manto subyacente, manteniendo un estado de equilibrio.

Este concepto surge debido a los estudios de Pierre Bouguer (1698-1758) en Ecuador y Sir George Everest (1790-1866) en el Himalaya, quienes partieron pensando que la masa de las montañas afectaría la verticalidad de las plomadas de los péndulos utilizados en sus mediciones. El resultado de Bouguer lo llevó a concluir que la atracción producida por la topografía era menor que la estimada para la masa representada por las montañas. Caso similar le ocurrió a Everest mientras realizaba una triangulación de alta precisión. Dos hipótesis fueron introducidas en 1855 para explicar el fenómeno, John Henry Pratt (1809-1871), apoyando la idea de que la masa de los Himalayas tiende a desviar al péndulo, con un efecto mayor en la estación más cerca de la montaña y por otra parte, Sir George Airy (1801-1892) utilizando el principio de Arquímedes, propuso que la corteza terrestre flotaba sobre el manto terrestre como si éste fuese un líquido más denso, de esta manera se pudo determinar que las estructuras más gruesas flotarían por arriba del resto pero a su vez tendrían una raíz más profunda que otras.

3.1.1. Hipótesis de Airy

En su artículo titulado “*On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys*”, Sir George Airy presentó su hipótesis respecto a los estudios de Bouguer y Everest.

Su hipótesis considera que las capas externas de la Tierra corresponden a una corteza delgada que sobreyace a una capa fluida de densidad mayor, denominada “lava”. Tomando esto en consideración, Airy (1855) explica que una región elevada de la corteza es sustentada por una región menos densa, existiendo una sustitución de la corteza liviana por lava con una densidad mayor. De esta manera, el efecto local en la dirección de la gravedad dependerá de dos parámetros: la atracción positiva de la región elevada y la atracción negativa de la corteza liviana; con esto determinó que el efecto total sobre la dirección local de la gravedad sería pequeño (Watts, 2001).

Veikko Heiskanen (1895-1971) escogió el modelo de Airy para sus trabajos sobre isostasia, estableciendo un conjunto de parámetros (Watts, 2001), considerando un bloque de la corteza con una densidad constante ρ_u , una densidad del manto constante ρ_s , y una profundidad de compensación arbitraria t (Fowler, 2005). Tomando esto en consideración, se igualan las masas sobre la profundidad de compensación para cada columna vertical de igual densidad en un área, como se puede observar en la Figura 3.1.

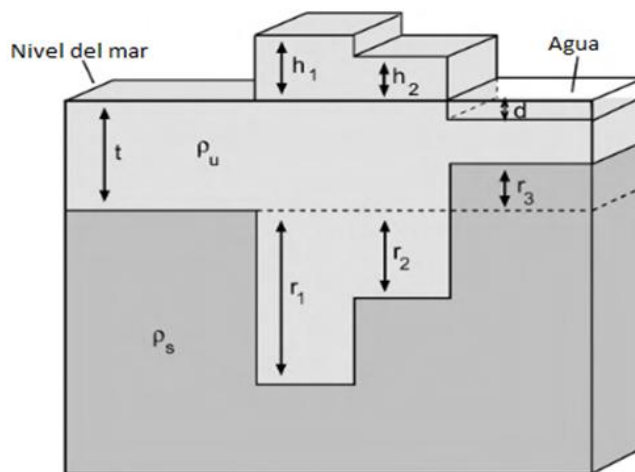


Figura 3.1. Modelo de compensación isostática Airy-Heiskanen. (Tomado de Fowler, 2005).

La igualación de los términos por profundidad para cada columna vertical se observa en la expresión 3.1, de la cual se obtienen las expresiones 3.2 y 3.3 para el cálculo de las raíces y anti-raíces.

$$\begin{aligned}
 t\rho_u + r_1\rho_s &= (h_1 + t + r_1)\rho_u \\
 t\rho_u + r_1\rho_s &= (h_2 + t + r_2)\rho_u + (r_1 - r_2)\rho_s \\
 t\rho_u + r_1\rho_s &= d\rho_w + (t - d - r_3)\rho_u + (r_1 + r_3)\rho_s
 \end{aligned}
 \tag{Ec. 3.1}$$

$$r_1 = \frac{h_1\rho_u}{\rho_s - \rho_u} \tag{Ec. 3.2}$$

$$r_3 = \frac{d(\rho_u - \rho_w)}{\rho_s - \rho_u} \tag{Ec. 3.3}$$

Donde:

t: espesor de la corteza.

ρ_u : densidad de la corteza.

ρ_s : densidad del manto.

ρ_w : densidad del agua.

h_1 y h_2 : altura de las montañas 1 y 2.

d: espesor de la capa de agua.

3.1.2. Hipótesis de Pratt

John Henry Pratt (1809-1871) publicó en 1855 su artículo titulado “*On the attraction of the Himalayas mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India*” en el que plantea que la masa del Himalaya tiende a desviar la plomada, con dicho efecto mayor en la estación más cercana a la montaña y llegando a la conclusión de que no entendía la causa de la discrepancia, recomendando futuras investigaciones (Watts, 2001). En 1859 propuso otra explicación diferente a la de Airy; afirmó que la corteza terrestre tendría un espesor constante por debajo del nivel del mar y por lo tanto, por debajo de las montañas

establece regiones de baja densidad y regiones de densidad alta en los océanos (Figura 3.2).

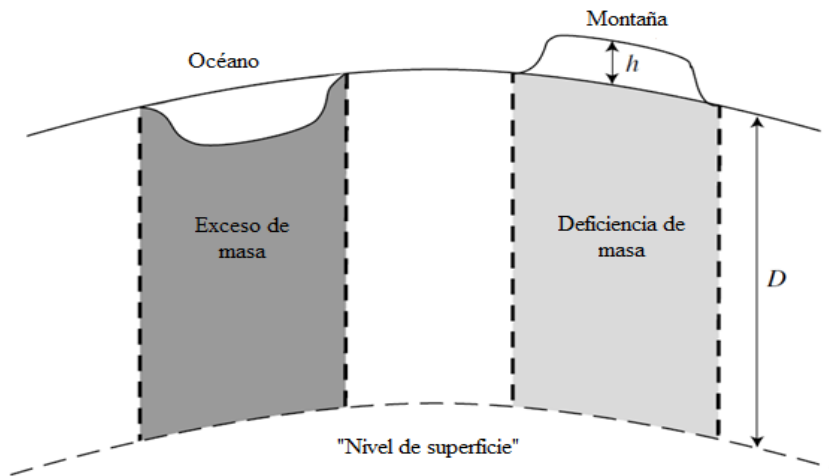


Figura 3.2. Hipótesis de Pratt. (Tomado de Watts, 2001).

El modelo de Pratt asume que la profundidad de la capa superior corresponde al nivel de compensación y para que exista un equilibrio isostático, dicha corteza debe componerse por columnas de densidad constante ρ_u asumiendo una densidad del manto o sustrato ρ_s también constante. En 1899 J.F Hayford (1868-1925) estableció un conjunto de parámetros: compensación isostática uniforme, la capa de compensación localizada directamente por debajo de las montañas hasta la profundidad de compensación, densidad de la corteza por encima del nivel del mar igual a la densidad de la corteza en la costa, así como también variación lateral de densidades de la corteza por debajo del nivel del mar (por debajo de las montañas menor a los océanos) y una compensación igual en todas las zonas; esto permitió llevar el modelo a una versión más precisa (Watts, 2001), que se ilustra en la Figura 3.3.

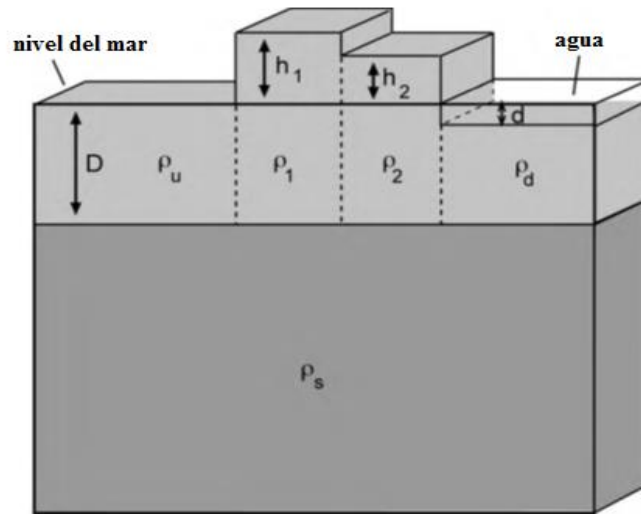


Figura 3.3. Modelo de Pratt-Hayford. (Tomado de Fowler, 2005).

Partiendo de esto, los valores de densidad de acuerdo a este modelo de compensación isostática se determinan de la siguiente forma:

$$\rho_u D = (h_1 + D)\rho_1$$

$$\rho_u D = (h_2 + D)\rho_2 \quad (\text{Ec. 3.4})$$

$$\rho_u D = \rho_w d + \rho_d(D - d) \quad (\text{Ec. 3.5})$$

Dónde:

ρ_u : densidad de la corteza.

ρ_1, ρ_2 : densidad de las montañas 1 y 2.

h_1 y h_2 : altura de las montañas 1 y 2.

D : espesor de la corteza.

ρ_w : densidad del agua.

ρ_d : densidad de la corteza oceánica.

d : espesor de la capa de agua.

Para estimar la densidad de una montaña, se parte de la expresión 3.4 y para los océanos de la expresión 3.5, y se obtiene:

$$\rho_1 = \rho_u \left(\frac{D}{h_1 + D} \right) \quad (\text{Ec. 3.6})$$

$$\rho_d = \frac{\rho_u D - \rho_w d}{D - d} \quad (\text{Ec. 3.7})$$

3.1.3. Equilibrio isostático

Las anomalías gravimétricas requieren la presencia de variaciones laterales de densidad, las cuales a su vez requieren de la existencia de esfuerzos de desviación que soporten la perturbación generada por la masas, por lo tanto, el estado de equilibrio resulta de la relajación de estos esfuerzos de desviación a esfuerzos hidrostáticos a alguna profundidad dentro o debajo de la litósfera (Karner, 1982). Para que este equilibrio exista, se deben cumplir dos condiciones: 1) la presión total ejercida por cada columna vertical dividida entre la aceleración de la gravedad debe ser igual a una constante; 2) el espesor total de la columna debe ser constante (Arnaiz-Rodríguez, 2009).

Watts (2001), indica que el equilibrio isostático ocurre cuando la presión en la corteza es tangencial a la carga, debido a que su peso y la flotabilidad desde la capa infrayacente se encuentran en balance.

3.2. Anomalías gravimétricas

Las anomalías gravimétricas se utilizan para determinar si un área se encuentra en equilibrio isostático. De acuerdo con Fowler (2005), si una región se encuentra en equilibrio isostático no debe existir exceso o falta de masa por encima de la profundidad de compensación y por lo tanto, el valor de la anomalía gravimétrica es cercano a cero. La forma más sencilla de determinar si una estructura de gran escala (como cadenas montañosas o cuencas sedimentarias extensas) se encuentra en equilibrio isostático es usando la anomalía de aire libre, la cual será muy pequeña (sin incluir los bordes) si las estructuras están compensadas, siempre que la estructura sea al menos 10 veces más larga que la profundidad de compensación. Si es parcial o no existe la compensación, el valor será positivo. En el caso de las anomalías de Bouguer, si la compensación es parcial o completa, el valor es negativo y si no existe compensación su valor es cero (Fowler, op.cit).

La anomalía de aire libre no es la única manera de calcular el equilibrio isostático, si se proponen modelos de densidades para el subsuelo y se calcula su respuesta de anomalías de Bouguer, tomando en cuenta que la anomalía isostática será la diferencia entre la anomalía de Bouguer medida y la estimada con el modelo, se puede entonces determinar el equilibrio isostático, teniéndose diferentes valores de anomalías isostáticas para cada uno de los modelos, como se puede observar en la Figura 3.4 (Fowler, 2005).

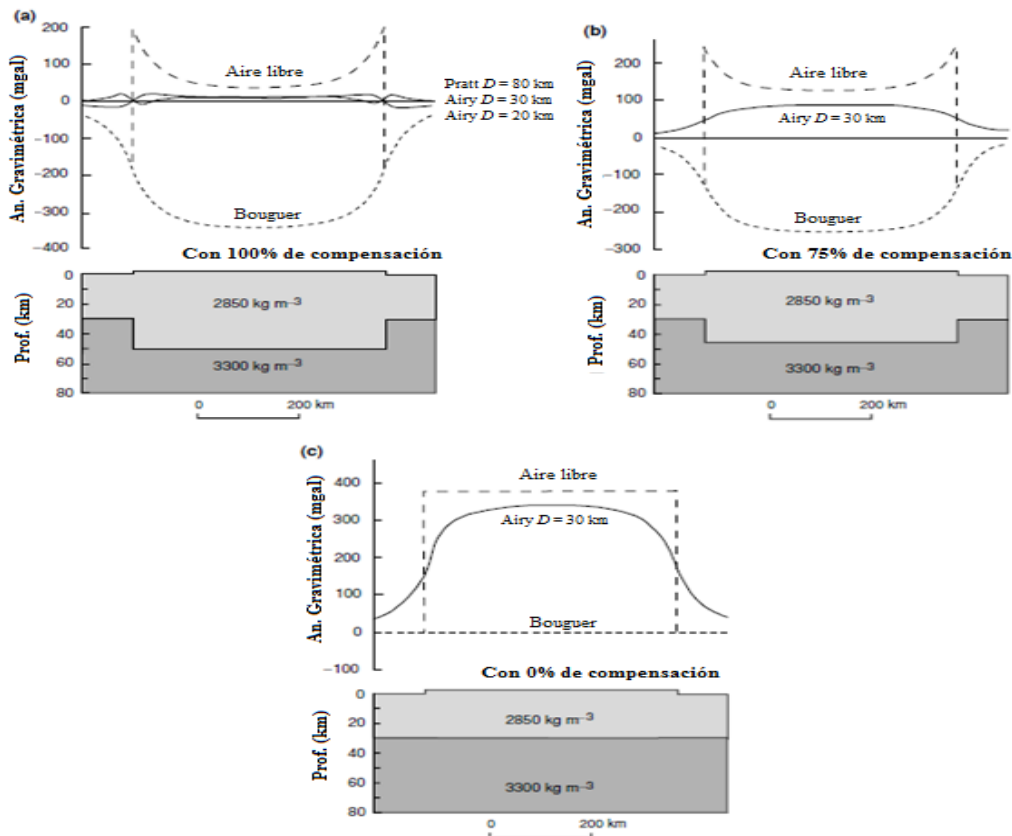


Figura 3.4. Anomalías gravimétricas para casos (a) compensados totalmente, (b) parcialmente compensados y (c) sin compensación isostática. (Tomado de Fowler, 2005).

Como ya se ha mencionado, la compensación isostática puede evaluarse haciendo uso de las anomalías gravimétricas, ya sea anomalías de aire libre, Bouguer o isostáticas. Para determinar estas anomalías, se parte de que una anomalía es el resultado de la diferencia entre un valor medido y un valor teórico con:

Anomalia gravimetrica = Gravedad observada – Gravedad teórica

(Ec. 3.8)

Es de resaltar que todos los valores de gravedad y las anomalías que se obtienen para estos cálculos poseen como unidad mGal

Lo primero que se requiere es un valor de gravedad observada, el cual se puede obtener por el valor de medición realizada por un equipo (gravímetro) o por datos satelitales. Luego se determina la gravedad teórica mediante la ecuación 3.9 la cual se encuentra en función del elipsoide de referencia de 1980 (Moritz, 1980); en la misma se tiene que θ corresponde a la latitud de la estación medida en radianes.

$$G_{teo} = 978032,67715 * \frac{1+0,001931851353\sin^2\theta}{\sqrt{1-0,006694800229\sin^2\theta}} \quad (\text{Ec. 3.9})$$

Calculado el valor de gravedad teórica se pueden determinar las anomalías de aire libre (AAL) y de Bouguer (AB) acorde con las expresiones 3.10 y 3.11.

$$AAL = G_{obs} \pm Cal - G_{teo} \quad (\text{Ec. 3.10})$$

$$AB = G_{obs} \pm Cal \mp Cb + Ct - G_{teo} \quad (\text{Ec. 3.11})$$

G_{obs}= Gravedad observada (corregida por mareas y por deriva)

Cal= Corrección de aire libre.

C_b= Corrección de Bouguer.

C_t= Corrección topográfica.

G_{teo}= Gravedad teórica.

Los parámetros que son utilizados en las expresiones 3.10 y 3.11 toman en cuenta la siguiente información:

1. *Corrección de aire libre:* si la altura de la estación está por encima del *datum* de referencia esta corrección se suma dentro de la ecuación, en caso contrario se resta:

$$C_{al} = 0,3086 * h \quad (\text{Ec. 3.12})$$

0,3086 = Gradiente de gravedad.

h = Altura elipsoidal de la estación.

2. *Corrección de Bouguer:* si la altura de la estación está por encima del *datum* de referencia, esta corrección se resta y en caso contrario se suma.

$$C_B = 0,04191 * h * \rho_B \quad (\text{Ec. 3.13})$$

h = Altura elipsoidal de la estación.

ρ_B = Densidad de Bouguer estimada del subsuelo.

3. *Corrección topográfica:* esta corrección siempre se suma a diferencia de las anteriores, tomando en cuenta un parámetro topográfico calculado con las cotas de la zona que rodean a la estación:

$$C_t = t * \rho_B \quad (\text{Ec. 3.14})$$

t = Parámetro topográfico.

ρ_B = Densidad de Bouguer estimada del subsuelo.

3.2.1. Anomalías isostáticas

El grado de compensación isostática se puede determinar a partir de los datos de gravedad, tomando en cuenta una corrección, la cual es el efecto gravitatorio derivado de un modelo geológico basado en la teoría de la isostasia, donde las variaciones regionales topográficas son compensadas por cambios en la densidad en la litósfera de manera que se logre un equilibrio hidrostático en profundidad (Hinze *et al.*, 2005)

Esta corrección depende del tipo de compensación isostática supuesta: en el caso del modelo de Pratt (1855), se debe calcular el exceso o déficit de densidad en la base de la corteza para cada superficie submarina o elemento de continente; en el caso del modelo de Airy (1855), se calcula el espesor de la corteza por debajo de cada rasgo topográfico, lo cual implica suponer una profundidad normal de la corteza por debajo del nivel del mar. Ambos casos suponen una distribución sub-superficial de densidades que dé lugar a una carga idéntica a cualquier profundidad por debajo de la base de la compensación.

La anomalía isostática será nula donde la topografía esté perfectamente compensada, mientras que una anomalía isostática positiva indica la falta de compensación o sub-compensación y una negativa indica una sobrecompensación (Dobrin, 1961).

3.3. Reología de los materiales

La reología se entiende como la ciencia encargada del estudio de la deformación y del flujo de los materiales partiendo del análisis de las relaciones existentes entre las variables esfuerzo, deformación, velocidad de deformación y tiempo. Maestro, 2002 indica que dependiendo de la relación que exista, los materiales presentan diferentes comportamiento reológicos.

3.3.1. Modelos simples

Los modelos reológicos simples intentan demostrar la relación entre la tensión y la deformación como una función dependiente del tiempo que puede ser representada a través de modelos mecánicos conceptuales basados en resortes y amortiguadores, teniendo materiales cuyos procesos de deformación y tensión responden a la Ley de Hooke:

$$\sigma = \kappa \varepsilon \quad (\text{Ec. 3.15})$$

En este modelo, el símbolo κ representa la constante de proporcionalidad entre la tensión y deformación de un elemento se denomina módulo de Young o de cizalla,

dependiendo del contexto; σ y ε representan la tensión instantánea y la deformación respectivamente (Jaeger *et al.*, 2007). Este comportamiento es idealizado para un sólido elástico cuyo modelo físico establece una relación entre tensión y deformación (Jaeger, 1969), como se puede observar en la Figura 3.5

En estos modelos también es común el amortiguador como elemento adicional, el cual es representando por sustancias newtonianas (viscosas), las cuales se rigen por las relaciones de tensión-deformación:

$$\sigma = \eta(d\varepsilon/dt) \equiv \eta\dot{\varepsilon} \quad (\text{Ec. 3.16})$$

Dónde:

η : constante [Pa s]

$\dot{\varepsilon}$: derivada respecto al tiempo

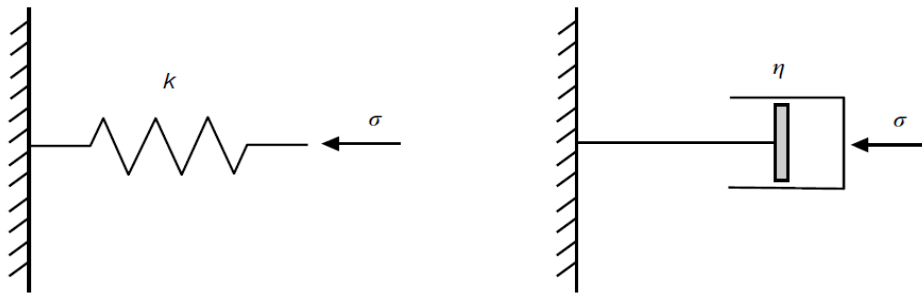


Figura 3.5. Modelos físicos, elástico (izquierda) y viscoso (derecha). (Tomado de Jaeger *et al.*, 2007).

3.3.2. Modelos complejos

Los modelos complejos son el resultado de combinaciones de modelos simples, obteniéndose comportamientos como el viscoelástico. En vista de que esta investigación sólo toma en cuenta este tipo de comportamiento, los demás no son descritos en detalle (lineales, no lineales, entre otros).

3.3.2.1. Sustancias viscoelásticas

Introducido por Maxwell para poder describir el comportamiento de sustancias que muestran una elasticidad instantánea pero comienzan a fluir bajo pequeños

esfuerzos siempre y cuando éstos sean aplicados por un tiempo lo suficientemente largo. De acuerdo con Jaeger y Cook (1976), ha sido aplicado para estudiar el manto terrestre, el cual se comporta de manera elástica en cortos periodos de tiempo pero el flujo del mismo se supone bajo esfuerzos en largos periodos de tiempo

Las sustancias viscoelásticas (Maxwell) son el producto de combinaciones de amortiguadores y resortes, donde la tensión σ es la misma aplicada para ambos elementos, mientras que la deformación y desplazamiento ϵ total será la suma de la deformación sufrida por cada uno como se puede evidenciar en la ecuación siguiente:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{resorte} + \dot{\epsilon}_{amortiguador} = (\sigma/\kappa) + (\sigma/\eta) \quad (\text{Ec. 3.17})$$

En la Figura 3.6 se representa el comportamiento de la deformación respecto al tiempo y como la tensión es la misma aplicada para los amortiguadores y resortes.

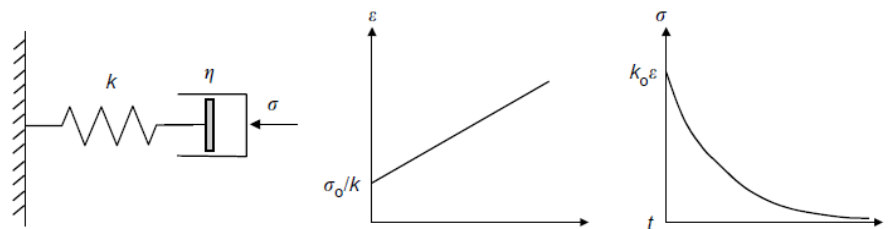


Figura 3.6. Sustancia de Maxwell: modelo (izquierda). Relación $\dot{\epsilon}/t$ (centro). Relación σ/t (derecha). (Tomado de Jaeger *et al.*, 2007).

3.4. Flexión litosférica

La teoría de la tectónica de placas asume que la capa externa de la Tierra está compuesta por un conjunto de bloques de comportamiento rígido, que se encuentran flotando sobre el manto astenosférico y en movimiento relativo unos con otros. Fowler (2005) sugiere que la litósfera, al observarse a la escala de tiempo geológico, posee un comportamiento elástico y el manto un comportamiento de fluido viscoso, pero al analizar el comportamiento en escalas de tiempo menores, ambos se

comportan como sólidos elásticos. O'Reilly *et al.* (2001) asumen que la litósfera es una estructura rígida capaz de transmitir esfuerzos en todas direcciones a escala temporal geológica y responde de forma regional, no sectorizada, a los esfuerzos que se incorporan a la misma (flujos mantelares, sedimentación, cargas, entre otros). Si el mecanismo de equilibrio isostático que se toma en consideración es regional, se asume que la litósfera es relativamente rígida y al emplazar una carga sobre la misma, la corteza sufre una curvatura, con el manto subyacente a la misma desplazado y la placa termina flotando por el peso del manto desplazado, teniendo como resultado un balance isostático regional del área afectada por la flexura (Sánchez-Moya *et al.*, 1992). Tomando en cuenta lo anterior, los estudios regionales de compensación isostática no pueden ser abordados usando las hipótesis de Airy y Pratt, debido a que el equilibrio isostático se logra como consecuencia de la rigidez litosférica y no como una compensación directa por debajo de la carga.

En vista de que los materiales de la Tierra se comportan, principalmente, de forma rígida, el efecto de la carga debe de ser distribuido sobre una zona amplia, lo cual a su vez depende de la capacidad de la flexión del material que soporta la carga y de la rigidez. De acuerdo con Lillie (1999), la rigidez flexural determina el grado con el cual la placa puede soportar la carga y la capacidad de flexura de la litósfera dependerá del espesor elástico de la misma.

El modelo de flexión litosférica es conocido como el modelo de Vening-Meinesz, según el cual la litósfera actúa como una placa elástica y su rigidez inherente distribuye las cargas topográficas sobre una región, en lugar de hacerlo por columnas, es decir, la litósfera puede deformarse por flexión como respuesta de diferentes tipos de cargas verticales y horizontales debido a su rigidez flexural (Watts, 2001). Este modelo se puede observar en la Figura 3.7.

Este modelo fue utilizado por Karner y Watts (1983) para explicar características tectonoestratigráficas de cuencas sedimentarias llegando a la conclusión de que la flexión de la litósfera es el resultado de la presencia de cargas topográficas superficiales, del subsuelo e intracontinentales.

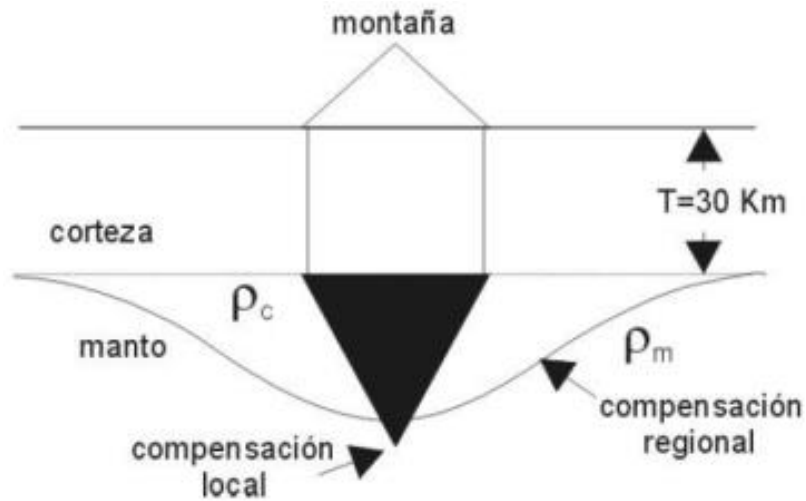


Figura 3.7. Modelo de Vening-Meinesz, isostasia regional. (Tomado de Álvarez, 2012).

Tomando en cuenta las consideraciones anteriores, la rigidez flexural puede entonces ser calculada mediante la flexura de las cargas verticales locales, la cual se determina de acuerdo con Lowrie (2007) usando la siguiente expresión:

$$D = \frac{E}{12(1-\nu^2)} h^3 \quad (\text{Ec. 3.18})$$

Dónde:

D : rigidez flexural

E : módulo de Young [N m^{-2}]

ν : radio de Poisson

h : espesor de la placa

Otro parámetro importante, es que el tiempo que tarda la litósfera en responder a la carga depende de las propiedades dinámicas del manto subyacente a la litósfera (Watts, 2001; Lowrie, 2007).

3.4.1. Modelos de flexión litosférica

La flexión litosférica depende de las características reológicas que posee la litósfera y, por lo tanto, existen diferentes modelos, asumiendo comportamientos elásticos o viscoelásticos para la litósfera, ambos como mecanismos de compensación isostática regional.

3.4.1.1. Modelo para placa elástica

$$Y(k) = -H(k) \frac{(\rho_c - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_{infill})} \Phi_e(k) \quad (\text{Ec. 3.19})$$

La ecuación 3.19 describe la respuesta de una placa elástica que subyace sobre un sustrato líquido débil para una carga periódica, donde: ρ_c , ρ_{infill} , ρ_m , ρ_w corresponden a densidad de la corteza, densidad del material que rellena la flexión, densidad del manto y densidad del materia que rodea a la carga, ya sea agua o aire y $H(k)$ es la transformada de Fourier de la topografía. $\Phi_e(k)$ es un parámetro que involucra a la rigidez flexural D , al número de onda de la carga en dirección x ($k = 2\pi/\lambda_w$ donde λ_w es la longitud de onda) y g es la aceleración de la gravedad (Watts, 2001).

$$\Phi_e(k) = \left[\frac{D k^4}{(\rho_m - \rho_{infill}) g} + 1 \right]^{-1} \quad (\text{Ec. 3.20})$$

La variación espacial en la flexura debida a una carga de dos dimensiones de forma arbitraria es obtenida tomando primero la transformada de Fourier de la carga, multiplicándola por el parámetro de número de onda y el término de densidad, para posteriormente aplicar la transformada inversa al resultado (Watts, 2001).

3.4.1.2. Modelo de placa viscoelástica

Como se ha mencionado anteriormente, la escala del tiempo influye en la carga de una superficie, teniéndose que en escalas de tiempo geológico, tanto la corteza como el manto se comportan como una placa elástica delgada sobre un sustrato no viscoso. La sustancia más sencilla que combina ambas propiedades (amortiguadores y resortes) es el material de Maxwell; aplicarlo a la litósfera conlleva que se tomen en cuenta tanto el comportamiento elástico como el viscoso. Los materiales viscoelásticos se caracterizan por tomar en cuenta la compresibilidad elástica, la rigidez elástica inicial, la densidad, la viscosidad y un tiempo que corresponde al límite cuando la deformación elástica acumulada es igual a la deformación viscoelástica, que se conoce como tiempo de relajación de Maxwell, el cual es diferente dependiendo del material (Watts,2001). En la siguiente ecuación se expresa este tiempo de relajación, donde η es la viscosidad y E el módulo de Young:

$$\tau = \frac{\eta}{E} \quad (\text{Ec. 3.21})$$

Según Watts (2001), los modelos de placa viscoelástica pueden determinarse usando la siguiente expresión:

$$Y(k) = \Phi_v(k)H(k) \frac{(\rho_c - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_{infill})} \quad (\text{Ec. 3.22})$$

Dónde:

$H(k)$: transformada de Fourier de la topografía

$Y(k)$: transformada de Fourier de la flexura

En forma similar, con el modelo de placa elástica se tiene un parámetro de número de onda, $\Phi_v(k)$, denominado función respuesta de flexura viscoelástica, la cual se obtiene considerando la respuesta de Airy para una placa viscoelástica como dato de entrada y la flexura viscoelástica como respuesta de salida (Watts, 2001). En la expresión 3.23 se puede observar como calcular este parámetro, usando la rigidez flexural D_o y el tiempo de carga t sobre la litósfera.

$$\Phi_v(k) = \frac{\left[1 + \frac{D_0 k^4}{(\rho_m - \rho_{infill})g} \right] \left[1 - e^{-\frac{t}{\tau} \left[1 + \frac{D_0 k^4}{(\rho_m - \rho_{infill})g} \right]} \right]}{\left[1 + \frac{D_0 k^4}{(\rho_m - \rho_{infill})g} \right]} \quad (\text{Ec. 3.23})$$

3.5. Topografía dinámica

De acuerdo con la teoría clásica de la isostasia, la topografía se encuentra controlada por las variaciones en el espesor cortical en una escala regional debido a que la corteza flota sobre el manto. Sin embargo, la existencia de zonas sobrecompensadas e incompensadas isostáticamente, indican que dicha teoría no es suficiente para explicar la topografía. La topografía es una expresión del balance de fuerzas que actúan en la superficie libre de la Tierra, la cual posee un componente isostático, que depende de la composición, espesor de la corteza y del manto litosférico; y un componente dinámico, que es la deflexión de la superficie de la Tierra, resultante de esfuerzos verticales generados por la convección del manto subyacente (Rubey *et al.*, 2017).

Según Holmes (1929), la convección termal constituye un mecanismo viable para el flujo del manto como explicación para la deriva continental. Este estudio fue continuado por Pekeris (1935), construyendo modelos cuantitativos de convección del manto y proponiendo la topografía dinámica basada en la convección del manto. Definió así la contribución dinámica sobre cualquier topografía, visto que la superficie convectiva del manto es empujada hacia arriba por el aumento de las corrientes y es atraída hacia abajo por el hundimiento de las mismas.

La topografía de la Tierra es controlada por variaciones laterales en las densidades de la corteza y de la litósfera; sobre esta topografía el flujo mantelar genera una deformación en la superficie, la cual es transitoria y evoluciona a lo largo de millones de años. (Flament *et al.*, 2013). Si la topografía de la Tierra no fuese afectada por procesos dinámicos, los continentes resaltarían entre 4-5 km como

regiones planas por encima de las llanuras abisales. En vista de que son muchos los procesos dinámicos que afectan a la topografía, es común el término “topografía dinámica”, describiendo generalmente el efecto de la convección del manto sobre la topografía en superficie, pero dicho término no tiene una definición exacta (Flament *et al.*, op.cit).

Por su parte, Dávila y Lithgow-Bertelloni (2013) definen la topografía dinámica como un término utilizado para explicar la topografía generada por fuerzas dinámicas del flujo del manto sobre la superficie, aunque también como aquella componente de la topografía que no se encuentra compensada isostáticamente.

La topografía dinámica es identificada en el relieve actual de la Tierra mediante las desviaciones de la isostasia, obteniéndose el campo de topografía residual (Kaban *et al.*, 1999; Doin y Fleitout, 2000; Crosby *et al.*, 2006; Winterbourne *et al.*, 2009; Flament *et al.*, 2013; Hoggard *et al.*, 2016). Se registra mediante eventos anómalos de movimientos verticales en el relleno de cuencas (Mitrovica, 1989; Heine *et al.*, 2008) o mediante el levantamiento de alta longitud de onda en zonas no basales, como ocurre en las características geomórficas (Roberts y White, 2010). Por consiguiente, la topografía dinámica es un componente fundamental de la expresión topográfica de la Tierra (Rubey *et al.*, 2017).

De acuerdo con Dávila y Lithgow-Bertelloni (op.cit) la escala de longitudes de onda larga, la topografía dinámica es el contribuyente de mayor importancia sobre la topografía, registrada por las placas litosféricas las cuales se mueven sobre el flujo mantelar; como resultado de esto, los eventos de subsidencia son seguidos generalmente por elevaciones del terreno y viceversa. Esto implica que los efectos de la topografía dinámica ocurren a lo largo de millones de años, lo cual significa que debe ser registrada en largos periodos de tiempo. La propia naturaleza de longitud de onda larga y baja amplitud de la señal de topografía dinámica dificulta el aislamiento de la misma de los efectos geológicos, los cuales están dominados por señales de menor longitud de onda y de menor amplitud (Flament *et al.*, op.cit). Estas afirmaciones llevan a resultados como los de Molnar *et al.* (2015), quienes indican que solo las anomalías de aire libre pequeñas (<30-50 mGal) son causadas por

topografía de larga longitud de onda, e interpretan la mayoría de la señal como isostática, lo cual sugiere un máximo de 300 m de soporte dinámico indicado por las anomalías gravimétricas de larga longitud de onda, lo cual a su vez se encuentra en concordancia con algunos modelos geodinámicos (Flament *et al.*, op.cit). Sin embargo, estudios como los publicados por Colli *et al.* (2016) y Hoggard *et al.* (2016) demuestran que la convección del manto con un modelo de viscosidad dependiente de la profundidad genera perturbaciones pequeñas en el geoide (37 m), en la gravedad (8 mGal), una topografía dinámica considerable (1,1 km) y una aceptación gravimétrica mayormente menor a 10 mGal/km, lo que significa que las longitudes de onda relativamente pequeñas asociadas a las anomalías de aire libre no imposibilitan la topografía dinámica en amplitudes mayores a los 300 m (Rubey *et al.*, 2017).

3.5.1. Relación topografía dinámica con la isostasia.

La topografía puede ser descrita como una combinación de una componente isostática y un componente dinámica como ya se ha mencionado anteriormente. Según Faccena *et al.* (2014), la elevación isostática depende de la estructura de densidad de la litósfera y del fluido astenosférico que se encuentra por debajo de la misma. En cuanto a la componente de topografía dinámica, la misma puede deducirse del esfuerzo generado en la base de la litósfera, el cual se estima a partir de modelos de flujo mantelar y de anomalías de densidad.

En general, para determinar las componentes isostáticas y dinámicas, se debe estimar la estructura de la densidad de la litósfera y el movimiento del manto, mientras que para las componentes de la rata de elevación, se estiman las ratas de erosión y sedimentación, engrosamiento de la corteza o las ratas de adelgazamiento y las componentes de topografía dinámica, incluyendo el ajuste isostático glacial (Faccena *et al.*, 2014).

Tomando en cuenta lo anterior, se puede elaborar sobre dos formas principales de obtener el componente dinámico: a) mediante aproximaciones inversas, la cual está basada en observaciones geológicas y geofísicas, substrayendo la topografía isostática de la elevación superficial observada; b) la estrategia “de abajo hacia

arriba”, la cual infiere el soporte dinámico mediante la determinación del flujo del manto proveniente de la flotabilidad interna de la Tierra y de la distribución de la viscosidad.

3.6. Mecanismos de formación de cuencas sedimentarias

La subsidencia es uno de los factores comunes en la formación de cuencas sedimentarias (Rodríguez, 2013), lo que la vuelve un parámetro esencial a evaluar. Principalmente existen tres factores involucrados en la subsidencia de cuencas, los cuales son:

- Eventos termales: los eventos termales permiten obtener un mecanismo que explique el decaimiento exponencial aparente de la rata de subsidencia respecto al tiempo, posterior al evento termal principal, el cual se puede deber al levantamiento de la litósfera por expansión termal o al acortamiento cortical, seguido de erosión y enfriamiento de la litósfera, la cual posteriormente subsidie isostáticamente (Sleep y Sneel, 1976; McKenzie, 1978; Turcotte, 1980, citados por Rodríguez, 2013).
- Carga gravimétrica: atribuye la subsidencia de la litósfera en respuesta a una carga, asumiendo un comportamiento isostático tipo Airy, en donde el espesor total de los depósitos marinos que pueden acumularse viene dado por:

$$t = d((\rho_m - \rho_w)/(\rho_m - \rho_s)) \quad (\text{Ec.3.24})$$

Dónde:

d : profundidad inicial del agua

ρ_m : densidad del manto superior

ρ_w : densidad del agua

ρ_s : densidad de los sedimentos

De acuerdo con Rodríguez (2013), una aproximación más adecuada se logra considerando la litósfera como una placa elástica y analizado la

flexura en respuesta a la carga sedimentaria, usando la siguiente expresión:

$$D = E \cdot Te^3 / (12(1 - \nu^2)) \quad (\text{Ec. 3.25})$$

Dónde:

D: rigidez flexural

E: módulo de Young

Te: espesor de la placa

ν: radio de Poisson

- Respuesta de la corteza a esfuerzos: cualquier tipo de esfuerzo aplicado resulta en tensión o deformación

3.6.1. Efecto de subsidencia

Los primeros intentos de producir resultados involucrando gráficos de subsidencia/levantamiento y profundidades de las paleoaguas como función del tiempo fueron publicados en 1911. El análisis de subsidencia está dirigido a producir una curva para la subsidencia tectónica y para la rata de sedimentos acumulados a través del tiempo (Allen and Allen, 2013). Para lograr éstos, se deben aplicar 3 correcciones al espesor estratigráfico actual, los cuales son:

1. Decompactación: el espesor estratigráfico actual debe ser corregido para considerar la pérdida progresiva de porosidad con respecto a la profundidad de depositación.
2. Paleobatimetría: la profundidad del agua al tiempo de depositación determina la posición relativa respecto a un *datum*.
3. Fluctuaciones en el nivel del mar absoluto: los cambios en el nivel del mar deben ser considerados.

De acuerdo con Allen y Allen (2013), las cuencas sedimentarias poseen diferentes tipos de curvas de subsidencia tectónica y de levantamientos. Las cuencas tipo *rift*, tienden a ser cóncavas hacia arriba, con una subsidencia rápida en sus inicios luego del *rifting* y más lentas posteriormente. Por otra parte, las cuencas tipo *foreland* o antepaís, poseen una curva cóncava hacia abajo, con una subsidencia baja en sus inicios y posteriormente mucho más rápida.

Para obtener el efecto de la subsidencia tectónica, se aplica la técnica del *backstripping* o análisis geohistórico, el cual es definido como el ejercicio de dividir la subsidencia debido a eventos tectónicos y aquella debida a la carga sedimentaria (Allen y Allen, 2000)

Es importante resaltar que la variación de la porosidad respecto a la profundidad viene definida por una función que decrece exponencialmente con la profundidad (Sclater y Christie, 1980), la cual se observa en la expresión 3.26.

$$\phi = \phi_0 e^{-cz} \quad (\text{Ec. 3.26})$$

Dónde:

ϕ = porosidad

z = profundidad

ϕ_0 = porosidad superficial

c = coeficiente que depende de la litología y describe la rata con la que el decrecimiento exponencial en la porosidad ocurre en profundidad.

Los métodos de análisis flexurales y de *backstripping* proporcionan información sobre la historia de variación topográfica de una cuenca, además de su coeficiente flexural; sin embargo calcular el efecto de la topografía dinámica e integrarlo con éstos métodos permite determinar la historia de subsidencia combinada, lo que conlleva a una predicción más realista sobre la distribución y evolución de una secuencia depositacional y maduración termal.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

Esta investigación fue desarrollada de acuerdo con el siguiente esquema de trabajo:

- Revisión bibliográfica.
- Generación de mapas de anomalías gravimétricas de la región nor-central de Venezuela.
- Interpretación de anomalías gravimétricas.
- Análisis y correlación de registros de pozos en la subcuenca de Guárico.
- Reconstrucción de la depositación de los sedimentos mediante el *backstripping*.
- Generación de mapas de temperatura y flujo de calor.
- Generación de modelos en función de la topografía dinámica.
- Interpretación de los modelos.
- Conclusiones.

4.1. Generación de mapas de anomalías de Bouguer y aire libre

Conociendo la zona se deben generar los mapas de anomalías gravimétricas, para lo cual se utilizó la base de datos con resolución de 1 minuto de arco de la Universidad de San Diego (Smith, W y D. Sandwell 1997; Smith, W y D. Sandwell 2014; Sandwell *et al.*, 2013; Sandwell *et al.*, 2014). De esta base de datos se obtienen los valores de topografía y de anomalía de aire libre

4.1.1. Anomalía de Bouguer y aire libre

Con los datos de la anomalía de aire libre y de topografía se procede a calcular las correcciones:

- Corrección de Bouguer: se utilizó el programa *Matlab* para aplicar la expresión 3.13. El valor de la topografía es multiplicado por la constante 0.041941 y por la densidad de Bouguer, la cual se escogió 2.67 gr/cm^3 para datos terrestres y en los datos marinos la densidad utilizada fue 1.64 gr/cm^3 debido al contraste entre el agua y la corteza.

- Corrección topográfica: se determinó a partir de la herramienta *Terrain* presente en el programa *Oasis Montaj* en su versión 6.4.2 (Geosoft, 2007) la cual permite obtener el factor topográfico para cada estación, el cual posteriormente se multiplica por el valor de la densidad de Bouguer.

- Anomalía de Bouguer: se determina aplicando la expresión 3.11.

Los mapas de anomalía de Bouguer y aire libre se generan utilizando el programa *Oasis Montaj* 6.4.2, para lo cual se debe:

- Generar bases de datos con la información calculada.
- En el menú *Coordinates->Set Projection*, establecer el sistema de coordenadas de los datos (tanto latitud y longitud como en coordenadas UTM).
- En la opción *Grid*, apartado *Gridding*, seleccionar el método de interpolación. En este caso se utilizó *Minimum Curvature* para mejorar la distribución de cada estación.
- En el apartado *Dialog Control* seleccionar el canal a graficar y nombre del mapa.

4.1.2. Mapas de anomalías de Bouguer regionales

Debido a que el estudio involucra un análisis regional, las estructuras someras deben de ser filtradas para no percibir su efecto en el proyecto. Para realizar este filtrado se aplicó una separación regional-residual en función de las longitudes de ondas estimadas en el espectro de frecuencias. Para este caso se utilizó en primer

lugar un filtro tipo gaussiano con una longitud de onda igual a 0.03 para eliminar un efecto de dispersión presente en los datos. En el Apéndice A se explica la metodología para realizar el filtrado. El filtro inicial se crea de acuerdo con la Figura 4.1.

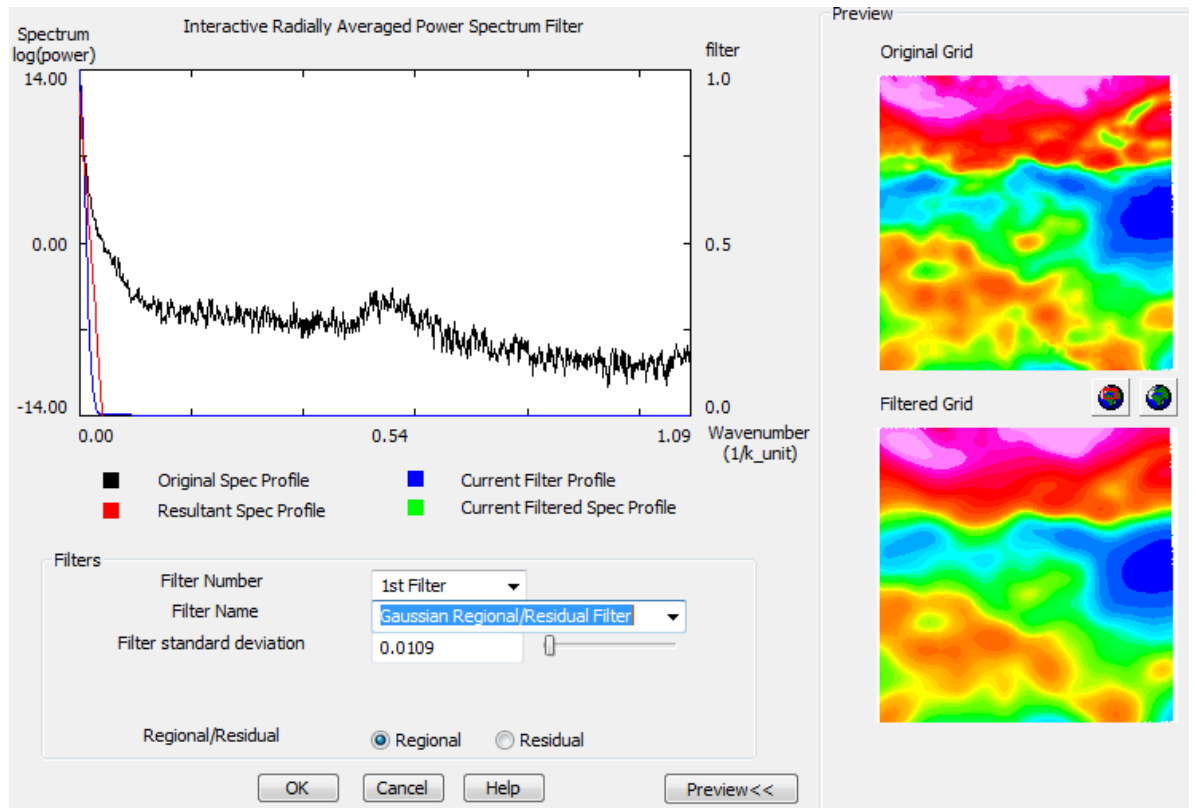


Figura 4.1. Parámetros para filtro regional de la anomalía de Bouguer.

Posteriormente, se realizan un conjunto de mapas con diferentes alturas en la continuación analítica del campo hacia arriba hasta identificar el adecuado para el estudio. La metodología de este apartado puede ser observada en el Apéndice B

4.1.3. Perfiles a partir de mapas

Con los mapas de topografía y anomalías de Bouguer y aire libre generados, se seleccionan los perfiles a interpretar para el estudio de la compensación isostática.

Se seleccionan 3 perfiles de 550 km de extensión, a lo largo de las longitudes -68°, -67° y -66° W, usando el menú GM-SYS, que puede ser visualizado en el Apéndice C.

4.2. Anomalía isostática

Para calcular la anomalía isostática, se elabora un modelo con la predicción de la raíz asociada a la estructura para luego determinar el efecto de la atracción gravitatoria; teniendo ésta, se subtrae la anomalía isostática de las anomalías de Bouguer asociada.

El modelo de predicción se realizó bajo los siguientes pasos:

- Usando un guion de *Matlab* elaborado por Scalise (2015), se obtienen valores de posición, profundidad de raíz y topografía dados en principio los valores de posición, topografía, densidades ρ_u , ρ_s y ρ_w que son usados por dicho guión (Apéndice D).

- Con el menú *GM-SYS* del programa *Oasis Montaj*, se seleccionan los perfiles, cada uno por separado y se extraen los datos que se deben suministrar al guión de *Matlab* usando la opción *ExpSurf-ExportProfileX*.

- La extracción genera un archivo *.pts*, el cual se debe cambiar a *.txt* y eliminar las primeras y últimas tres líneas para poder usarlo en el guión. Este *.txt* se utiliza el guion de *Matlab* para obtener un nuevo archivo de texto.

- En el nuevo archivo de texto se extrae el valor de la profundidad de la raíz (segunda columna) y se sustituye en el archivo *.pts* inicial, teniendo en cuenta que se deben modificar nuevamente las líneas borradas anteriormente.

- Con el menú *GM-SYS*, se selecciona la opción *ImpSurf - Append Node - Load File* para cargar el archivo *.pts* modificado y se escoge la opción *Snap*.

- Las curvas de anomalías de Bouguer se calculan indicando los valores de densidades de la corteza y del sustrato, lo que permite obtener la respuesta de la raíz.

- Por último se extrae la anomalía de Bouguer y la anomalía calculada para el modelo de la predicción a través del menú *Profile - Edit Anomaly*.

Este proceso se realiza utilizando diferentes valores para la profundidad de compensación y las densidades a objeto de generar distintos contrastes en el guión de *Matlab* y en el modelo en *GM-SYS*.

La anomalía isostática se calcula a través de *Microsoft Excel* restando los valores de las anomalías de Bouguer observadas menos las calculadas para cada uno de los modelos generados en el paso anterior.

Posteriormente se generan gráficos de estas anomalías y se interpretan cualitativa y cuantitativamente para evaluar los mejores grados de compensación isostática y así obtener el modelo cuya anomalía isostática sea más cercana a cero.

4.2.1. Mapa de anomalía isostática

Seleccionados los mejores parámetros en el apartado anterior, se procede a generar un mapa de anomalía isostática usando el programa *GMT* en su versión para *Windows* (Apéndice E).

Para generar el mapa de anomalía isostática se utiliza el comando *gravfft*, el cual permite calcular la respuesta de gravedad a partir de la topografía usando el método de Parker. Para esto, primero se utiliza el comando *surface* en un archivo de texto con la topografía y las coordenadas, para crear un archivo *.grd*. En el comando *surface*, los parámetros *-I* y *-R* dependen de la ventana de datos y el término *-T* un factor de interpolación de datos.

Seguidamente se utiliza el comando *gravfft*, indicándole como parámetro de entrada el archivo *.grd* anterior y las densidades bajo el término *-T* (se indican los valores para la carga, el manto y el material que rodea a la carga, en el caso de topografía se usa el valor para el aire).

```
Surface Topo.txt -R-63.5/-68.5/7/12 -I0.1/0.1 -T0.35 -Gtopo.grd
gravfft Topo.grd -T0/2800/3100/0 -GanomaliaIsostatica.grd
```

4.3. Análisis de datos de pozos

Los datos pertenecientes a un conjunto de 110 pozos distribuidos en el este del estado Guárico, cuya ubicación aproximada se encuentra en la Figura 6.1 fueron analizados a través de los siguientes pasos:

- Usando un editor de texto se identifican los registros de cada archivo *.las* perteneciente a cada pozo.
- En base a los tipos de registros, se escogen los pozos que presenten *GR*, densidad, porosidad y *SP*; en total, 3 pozos presentaron registros: Barso, Central y Socorro.
- Los archivos *.las* son cargados usando la herramienta *Geolog*. El procedimiento se describe en el Apéndice F.
- Se verifica que los registros no presenten valores anómalos (picos que no estén bajo la línea de tendencia y el valor -999.999 que añaden para las zonas sin medición) y de ser así, se corrigen los mismos.
- Se definen los topes formacionales. En vista de no disponer de los topes formacionales directos para ninguno de los pozos indicados anteriormente, se usaron los de ciertos pozos cercanos al pozo Socorro y se correlacionaron usando los registros *SP* y *GR*, identificando los comportamientos similares en los registros.
- Mediante una correlación de los registros, se ubican los topes formacionales en los pozos de interés.
- Una vez identificados los topes formacionales, se extrae la información de interés para el cálculo del *backstripping*, la cual incluye: porosidad, *GR*, densidad y profundidad.

4.4. *Backstripping*

Calculados los tope formacionales y la porosidad en los pozos Barso, Central y Socorro, se procede a utilizar la rutina de *Matlab* desarrollada por Cardozo (2009), la cual permite realizar el *backstripping* tipo Airy.

Para utilizar esta rutina, se debe contar con los siguientes parámetros:

- Profundidad de los topes y bases de cada unidad.
- La edad de cada unidad
- Densidad del agua, manto y de los sedimentos secos.
- Porosidades y coeficientes de porosidad profunda de los sedimentos.

Estos parámetros se ingresan a través de una ventana o cargando un archivo de texto, según métodos que pueden ser visualizados en el Apéndice G.

El procedimiento seguido para el *backstripping* involucra los siguientes pasos:

1. Decompactación de los sedimentos.
2. Corrección debida al peso de los sedimentos.
3. Corrección por cambios en el nivel del mar y profundidad del agua.

Por último, se obtienen los gráficos de la siguiente información:

- Unidades decompactadas vs tiempo.
- Espesor total, espesor total decompactado y espesor total decompactado y corregido por el peso de los sedimentos vs tiempo.
- Subsistencia tectónica (si se indica el nivel del mar y profundidad del agua por unidad).

4.5. Modelo de flexión elástica

Para la elaboración de los modelos elásticos fueron utilizadas las ecuaciones propuestas por Watts (2001), las cuales involucran considerar a la litósfera como una placa elástica rota. En primer lugar, se debe escoger un perfil que posea la topografía, la anomalía de aire libre, la anomalía de Bouguer y la carga a la que se ha visto sometida la placa. Posteriormente, se deben definir los parámetros necesarios para realizar los cálculos, los cuales se listan en la Tabla 1.

Para seleccionar el mejor ajuste en los modelos elásticos, se definió en un principio la carga correspondiente a la topografía actual para cada uno de los perfiles y el espesor elástico se tomó como un valor constante de 15, 25 y 45 km respectivamente.

Posterior a estos primeros modelos, tomando en cuenta que la carga no sólo involucra la topografía actual de la región sino también las napas presentes en la zona en estudio, se asumió como carga total la representada por la topografía y las referidas napas.

Considerando que la corteza de la región norcentral de Venezuela, previo a la etapa de margen pasiva, carga supracortical y formación de cuencas foreland, fue objeto de un proceso de extensión cortical, es previsible plantear que el espesor de la misma haya variado. Por ello, luego de analizados los modelos con espesor elástico constante (Figura 5.28), se elaboraron modelos con espesor elástico variable, tomando 25 km en el sur, en la región del Escudo de Guayana, hasta 12 km en el norte a partir del frente de corrimiento de Guárico, a objeto de evaluar la magnitud de la flexión cortical asociada a las cargas topográfica y total anteriormente definidas.

4.6. Modelo viscoelástico

Para construir el modelo viscoelástico se siguió la metodología presentada por Scalise (2015) y desarrollada por Arnaiz-Rodríguez basada en Watts (2001), donde se aplican las ecuaciones 3.21 y 3.22 antes citadas. Con los parámetros indicados en la Tabla 1, se realizaron modelos con un espesor elástico de 25 y 15 km respectivamente.

La carga se definió al igual que en la sección anterior, como la topografía actual en un principio y luego la topografía incluyendo las napas.

Tabla 1. Parámetros para el cálculo de la flexión elástica y viscoelástica

Nombre	Detalle	Observación
G	Constante de gravitación universal 6.67×10^{-11} $\frac{N \cdot m^2}{kg^2}$	Constante
Te	Espesor elástico. Valores entre 15-45 km	Unidades en km
g	Aceleración gravitacional 9.81 (m/s ²)	Constante
v	Radio de Poisson Valor estimado: 0.25	0.25 (Watts, 2001)
E	Módulo de Young. Unidad: Pa	$70 \cdot 10^9$
p_topo	Densidad de la topografía 2670 kg/m ³	Constante. Se coloca en kg/m ³
p_mat	Densidad del material que rodea a la carga. 0 kg/m ³	Constante. En el caso terrestre se coloca la densidad del aire
p_mantle	Densidad del manto 3100 kg/m ³	Se coloca en kg/m ³ Constante
p_crust	Densidad de la corteza. 2800 kg/m ³	Se coloca en kg/m ³ Constante
p_infill	Densidad del relleno de la flexión. 2450 kg/m ³ .	Se coloca en kg/m ³ Para el caso de tomar las napas como carga, se cambia este valor por 2600
thick	Espesor sin deformar de la corteza 35000 m.	Constante
tau	Tiempo de relajación de Maxwell $1 \cdot 10^6$ años	Se realizan pruebas para $1 \cdot 10^6$ (Watts, 2001)

CAPÍTULO V

MODELADO GRAVIMÉTRICO Y FLEXURAL

Para realizar los modelos, se generó en principio un conjunto de mapas que abarcan las coordenadas 7° y 12° de latitud norte y $-63,5^{\circ}$ hasta $-68,5^{\circ}$ de longitud este, las cuales corresponden a la región nor central de Venezuela. Estos mapas permiten visualizar las anomalías de aire libre y de Bouguer, así como también la topografía correspondiente a la zona.

5.1. Mapa topográfico

El mapa topográfico (Figura 5.1) muestra las variaciones existentes desde el Río Orinoco en el suroeste, con cotas cercanas a 10 m, parte del escudo de Guayana en el sureste, donde las cotas incrementan hasta tener en ciertas zonas 500 m, siguiendo a la región central, dónde se ubica la Cuenca Oriental, con sus respectivas divisiones en subcuencas de Guárico y Maturín, de las cuales principalmente se evidencia la subcuenca de Guárico en el oeste y una pequeña parte de la subcuenca de Maturín con cotas variando entre los 10 m en el suroeste de Guárico hasta 300 m en Anzoátegui.

Hacia el norte de la Cuenca Oriental, cercano a los 10° de latitud N, se encuentran las mayores elevaciones del Sistema Montañoso del Caribe, las cuales presentan variaciones en la cota desde 700 m hasta superar los 2000 m con orientación este-oeste en las unidades que lo conforman. Posterior a este sistema y en dirección norte, comienza la región costera, lo cual se evidencia con las cotas que van disminuyendo hasta un mínimo de -1800 m en el noroeste.

Este mapa evidencia la complejidad tectónica de la región asociada a la presencia de diversos sistemas de fallas y frentes de corrimiento.

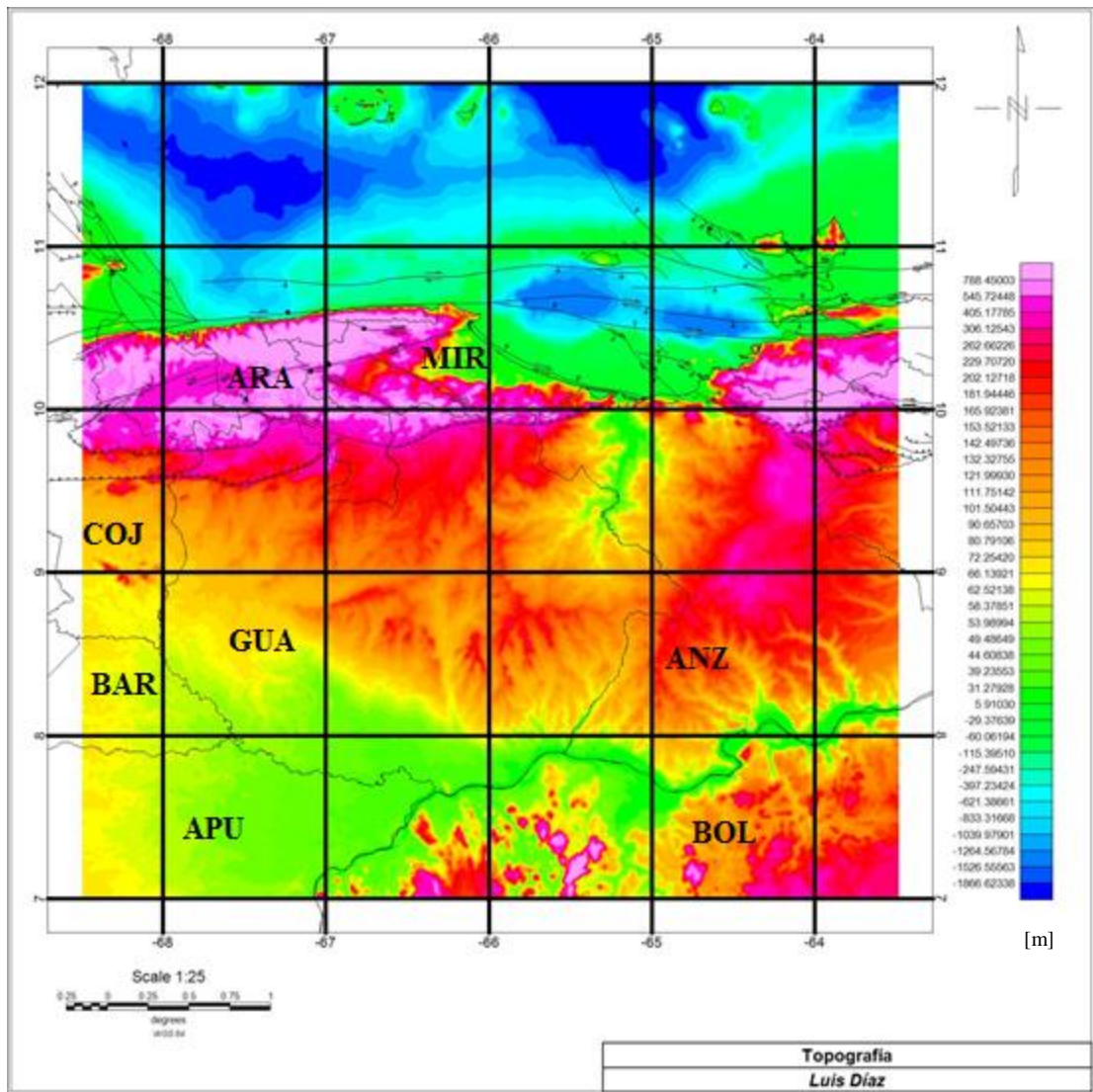


Figura 5.1. Mapa topográfico de la región nor central de Venezuela. Nomenclatura de los estados: GUA: Guárico; BAR: Barinas; APU: Apure; BOL: Bolívar; ANZ: Anzoátegui; ARA: Aragua; MIR: Miranda; COJ: Cojedes.

Debido a que no existe ningún mapa del área de estudio que posea la ubicación de las diferentes zonas geológicas con indicación de los elementos estructurales que la caracterizan, se integró la información propuesta por Summa *et al.* (2003), tanto tectónica (Fig. 5.2) como de profundidad al basamento (Fig. 5.3) sobre el mapa topográfico, para así tener un mejor control geológico como sustento para la interpretación.



Figura 5.2. Dominios tectono-estratigráficos del norte de Suramérica y el sur del Caribe. (Tomado de Summa *et al.*, 2008).

Se compararon, asimismo, las profundidades del basamento determinadas a partir de anomalías magnetométricas (Meneven, 1983) (Figura 5.3) con las profundidades del tope del basamento propuestas por Summa *et al.* (2008 (Fig. 5.4).

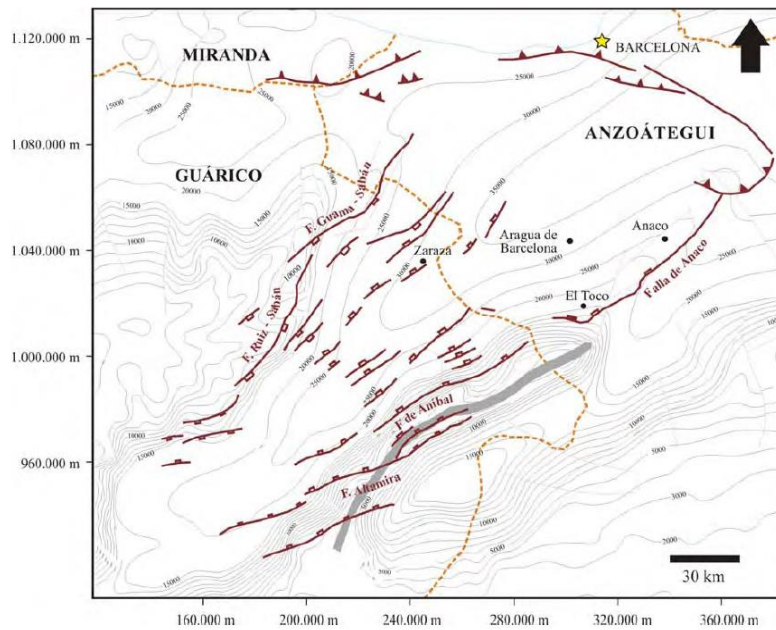


Figura 5.3. Mapa de profundidad del basamento a partir de anomalías magnetométricas (Meneven, 1983) y fallas del Graben de Espino superpuestas. (Tomado de Salazar, 2006).

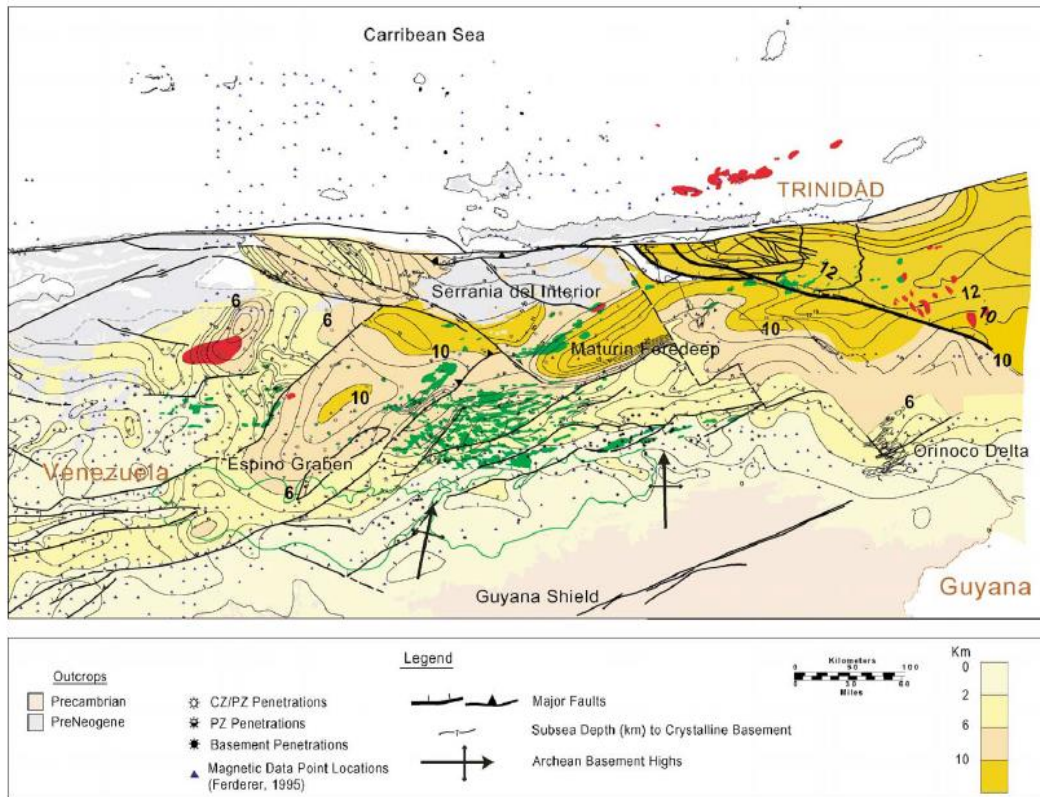


Figura 5.4. Mapa de tope de basamento con profundidades expresadas en km. (Tomado de Summa *et al.*, 2008.)

El mapa resultante (Figura 5.5) ilustra la integración de los mapas de profundidad al basamento de las Figuras 5.3 y 5.4

De las Figuras 5.3, 5.4 y 5.5 resalta que las mayores profundidades obtenidas por Summa *et al.* (2008), del orden de los 10 km, coinciden con los mayores valores calculados a partir de las anomalías magnetométricas (Meneven, 1983) que alcanzan los 30000 pies. En cuanto a los valores promedios para la zona en estudio, en ambos casos el basamento se encuentra entre 2-4 km de profundidad en la cuenca de Guárico.

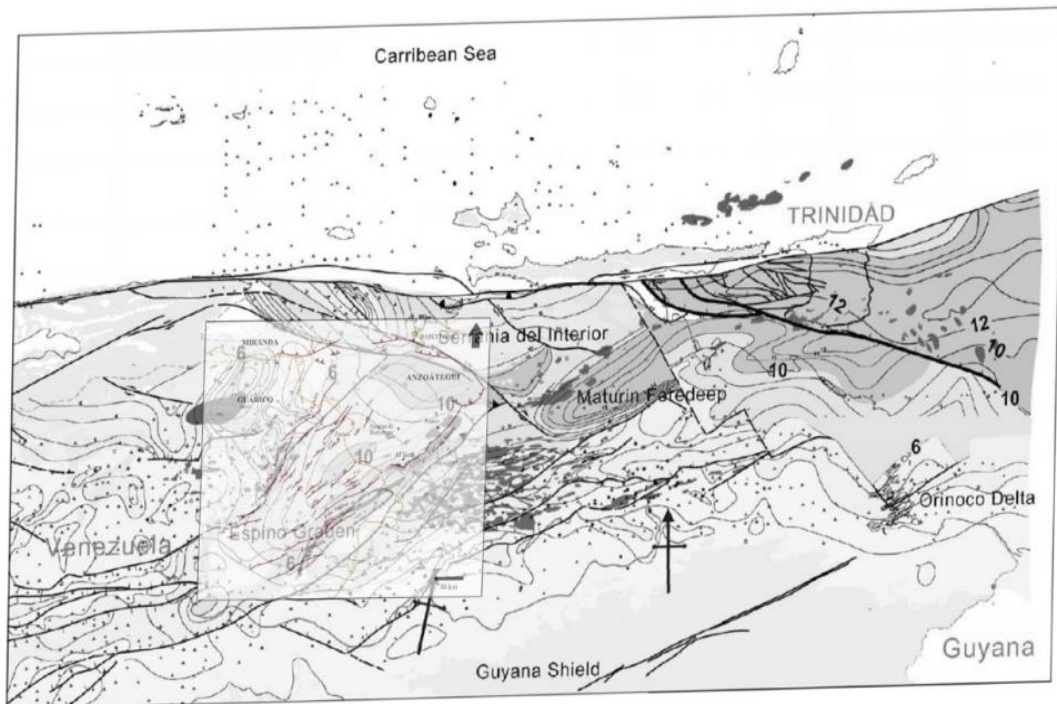


Figura 5.5. Tope de basamento a partir de información de Summa *et al.* (2008) superpuesto por el tope de basamento calculado a partir de anomalías magnetométricas (Meneven, 1983).

En la Figura 5.6 se puede observar cómo, a partir de la integración de los datos, la orientación de las distintas unidades se refleja sobre el mapa topográfico. Esto permite tener un control sobre la ubicación y extensión principalmente de la subcuenca de Guárico, el Graben de Espino y el Arco de El Baúl. Asociada a esta integración se puede tener un mejor control sobre la profundidad del basamento en la región central, puesto que la misma se puede visualizar en el mapa y diferenciar las variaciones locales que ocurren en la zona, donde en el basamento alcanzan hasta 10 km de profundidad.

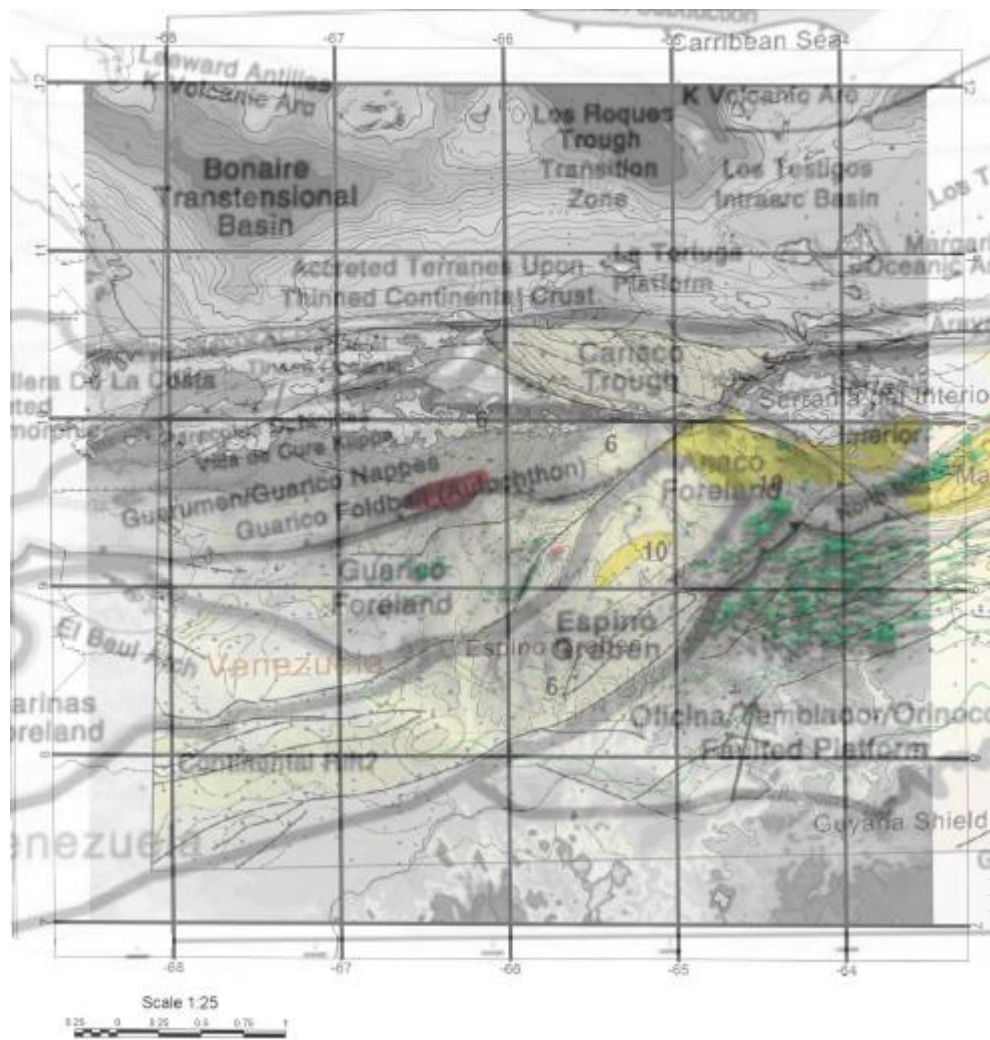


Figura 5.6. Mapa topográfico con información geológica y de profundidad de basamento integrada a partir de datos de Summa *et al.* (2008); más detalles en las Figuras 5.2 y 5.3.

5.2. Mapas de anomalías de Bouguer y de aire libre

Tres características resaltan al observar el mapa de anomalías de Bouguer (Figura 5.7); en primer lugar, la región de valores mayores a 130 mGal a partir de la latitud 10,5°N, con un gradiente de 1,7 – 2,0 mGal/km, a lo largo de los terrenos costa afuera de Venezuela, la cual se extiende por toda la zona norte, y se puede asociar con la presencia de rocas volcánicas de alta densidad del arco de islas de las

Antillas de Barlovento. Esta región costa afuera, se considera que forma parte de la corteza transicional debido a la clara distinción con respecto a la región continental.

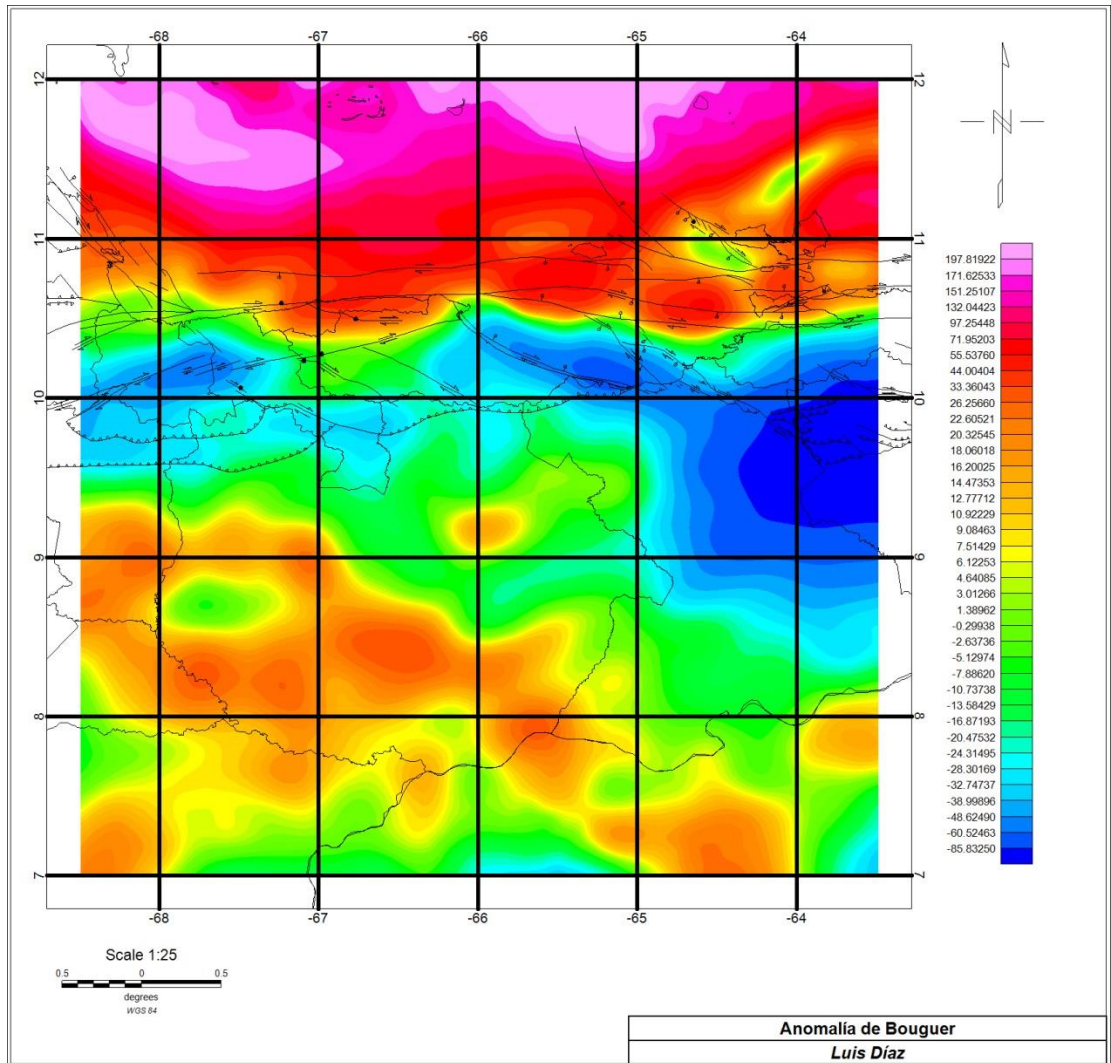


Figura 5.7. Mapa de anomalías de Bouguer.

En segundo lugar, existen dos mínimos que observan en la franja central del mapa (latitud 10° N), el primero de ellos, en la longitud 68° W, presenta un valor de -30 mGal y sigue la dirección noreste de la falla de La Victoria con un gradiente de 0,5 mGal/km; el segundo mínimo se presenta a partir de la longitud 66° W y latitud $10,5^{\circ}$ N, con una tendencia WNW y valor de -60 mGal, siguiendo la tendencia de la falla de Urica hasta llegar a la Cuenca Oriental, donde se tiene el mínimo más representativo de la zona de estudio, en las coordenadas $63,7^{\circ}$ W y $9,5^{\circ}$ N, con un valor menor a -130 mGal y gradiente de aproximadamente 0,5 mGal/km, donde los contornos representan el límite oeste de la Cuenca Oriental de Venezuela, la cual se extiende al este de la zona.

Como tercera característica resaltante, entre las latitudes 7° - $9,25^{\circ}$ N y 64° - $68,5^{\circ}$ W, en la región suroeste de la subcuenca de Guárico, se presenta una anomalía con orientación preferencial N45W, con valores en el rango 0-25 mGal, que tiene una alta correlación con el Arco de El Baúl, límite sur de la cuenca, el cual se extiende desde el Escudo de Guayana hasta el límite oeste de la zona de estudio.

La respuesta de la subcuenca de Guárico incluye valores que van desde 20 mGal, en el sur, a -10 mGal en su extremo norte, donde limita con el corrimiento frontal de Guárico, con un gradiente de 0,5 mGal/km en dirección N20E.

En la subcuenca de Guárico se presenta una anomalía local, con valor de 10 mGal, en las coordenadas $9,10^{\circ}$ N y 66° W, la cual se encuentra aislada respecto a los valores que la rodean y posee una pequeña desviación en dirección NE aproximadamente con un ángulo de 20° a lo largo de la falla de Guama-Sabán hasta la longitud $65,5^{\circ}$ W. Dentro de la zona asociada previamente con el arco de El Baúl, en la latitud $8,75^{\circ}$ N aproximadamente, y longitud $-67,7^{\circ}$ W, existe un mínimo relativo, de aproximadamente -1 mGal el cual puede estar asociado con algún desplazamiento producido en el arco de El Baúl por la falla de Machete.

Para verificar lo dicho anteriormente y corroborar la información, se realizó la superposición de los dominios tectono-estratigráficos y la profundidad del basamento sobre el mapa de las anomalías de Bouguer como se observa en la Figura 5. 8.

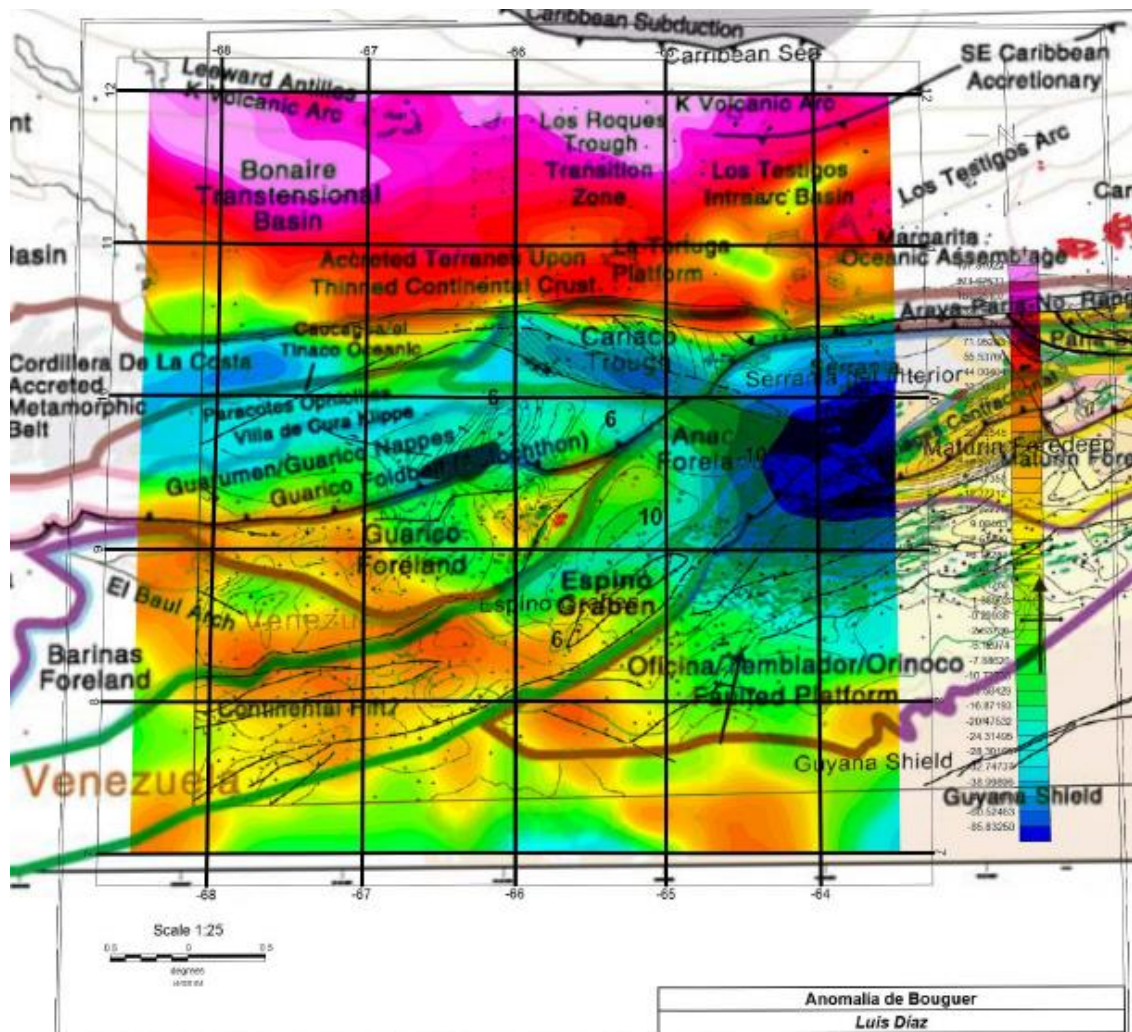


Figura 5.8. Dominios tectono-estratigráficos y tope de basamento superpuesto propuestos por Summa *et al.* (2008) sobre el mapa de las anomalías de Bouguer producido en este estudio

Al tener los dominios tectono-estratigráficos superpuestos, se puede inferir la expresión gravimétrica del Graben de Espino, la cual es difícil de aislar dada la magnitud y carácter de la expresión del Arco de El Baúl. Sumado a esto, se nota que el cambio en los contornos de la Cuenca Oriental en aproximadamente 64.8° W de E-W a N-S pueden asociarse por la terminación del Graben de Espino en la Falla de Urica.

En cuanto a las anomalías de aire libre en la zona de estudio (Figura 5.9), hay que tener en cuenta que éstas son un primer indicador sobre las condiciones de equilibrio isostático en la Tierra, demostrada mediante su correlación con las variaciones locales de la topografía, por lo tanto son de vital importancia en estudios relacionados con las estructuras corticales (Rodríguez, 2013). Tomando en cuenta lo anterior, al analizar el mapa de anomalías de aire libre para la zona (Figura 5.9), se observa que el comportamiento es similar al de las anomalías de Bouguer descritas anteriormente, con valores negativos de -60 mGal en la Cuenca Oriental de Venezuela, siguiendo la misma orientación y prolongación de la falla de Urica para dicho mínimo.

Los valores promedio de la anomalía de aire libre en el continente se encuentran cercanos a 0 mGal, a excepción de la zona relacionada con el arco de El Baúl, donde los valores alcanzan los 30 mGal al igual que en la región asociada con el graben de Espino.

Hacia el norte de estas regiones (subcuenca de Guárico y Cuenca Oriental), los valores van aumentando progresivamente, hasta tener los máximos en el Sistema Montañoso del Caribe, con valores de hasta 100 mGal, región particular donde el comportamiento coincide con la topografía como es lo esperado para las anomalías de aire libre.

Los valores máximos también se presentan en las islas Los Roques, Tortuga y La Orchila; es notoria, además, la presencia de un mínimo entre las islas de Margarita y Tortuga, asociado con la fosa de Cariaco (claramente identificada en el mapa topográfico-batimétrico (Figura 5.1, con un valor aproximado de -70 mGal. Tomando en cuenta las anomalías cercanas a la isla de Margarita, se observa un mínimo al noreste de la misma, con un valor aproximado de 3 mGal, el cual se puede asociar con parte de la cuenca de Margarita-Tobago, mientras que al norte de la misma, las anomalías positivas podrían estar asociadas con el arco magmático de Margarita-Los Testigos.

Hacia el sur, entre las longitudes 64° y 67° W, existen variaciones y formas irregulares en las anomalías de aire libre, con valores que abarcan desde los 60 mGal

hasta disminuir cercano a 0 (longitud $65,5^{\circ}$ W) las cuales guardan una estrecha correlación con la topografía.

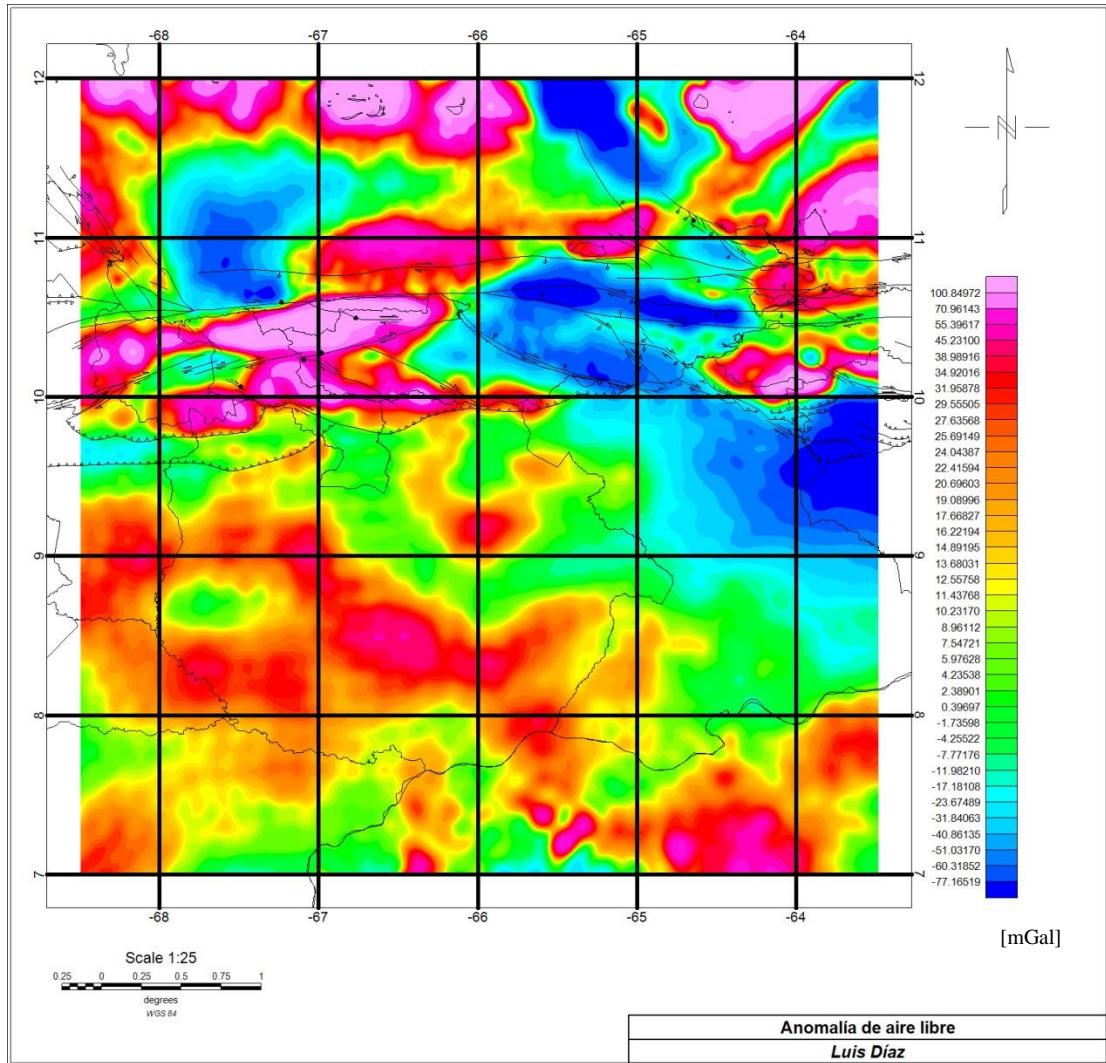


Figura 5.9. Mapa de anomalías de aire libre.

Un aspecto que resulta interesante en la Figura 5.9 es que los alineamientos de las islas volcánicas, el Sistema Montañoso del Caribe, el mínimo de la Cuenca Oriental, la cuenca de Margarita-Tobago y el arco de Margarita-Los Testigos poseen una orientación similar, siendo tendencias casi paralelas entre ellas, lo cual sugiere

que puede existir una relación entre las mismas. En términos generales, al comparar la anomalía de aire libre con la topografía, existe correlación a nivel local, como lo es en el caso del Sistema Montañoso del Caribe, donde se presentan las mayores topografías y los máximos en la anomalía de aire libre; en los arcos de islas al norte, así como también hacia la isla de Margarita. Estas zonas dan una primera idea de que una compensación isostática tipo Airy de cierto grado ocurre a nivel local, debido a que si se observa a nivel regional, el mínimo menor a -70 mGal en la Cuenca Oriental no se correlaciona con la topografía que se presenta.

5.4. Relación entre anomalías gravimétricas y topografía

De acuerdo con Fowler (2005), las anomalías gravimétricas permiten determinar si una zona se encuentra en equilibrio isostático, para lo cual es necesario comparar la relación existente entre las mismas con la topografía y así poder determinar las condiciones isostáticas. Entre los aspectos a tomar en cuenta para la compensación isostática, se encuentran lo propuesto por Turcotte y Schubert (1982), quienes indican que un indicio de equilibrio isostático es si la anomalía de aire libre es cero o cercana a cero, mientras que si está parcialmente o no compensada, la anomalía será positiva para el caso de las cadenas de montañas. Por su parte, Fowler (2005) expresa que si la anomalía de Bouguer es negativa, la estructura se encuentra total o parcialmente compensada, mientras que si es cero no existe compensación. Tomando esto en consideración, se realizó, como primera aproximación para investigar la compensación isostática de la zona, el análisis de las anomalías de Bouguer y aire libre relacionándolas con la topografía a lo largo de 3 perfiles de dirección N-S que se extienden a lo largo de las longitudes 68°, 67° y 66° W (Figura 5.10).

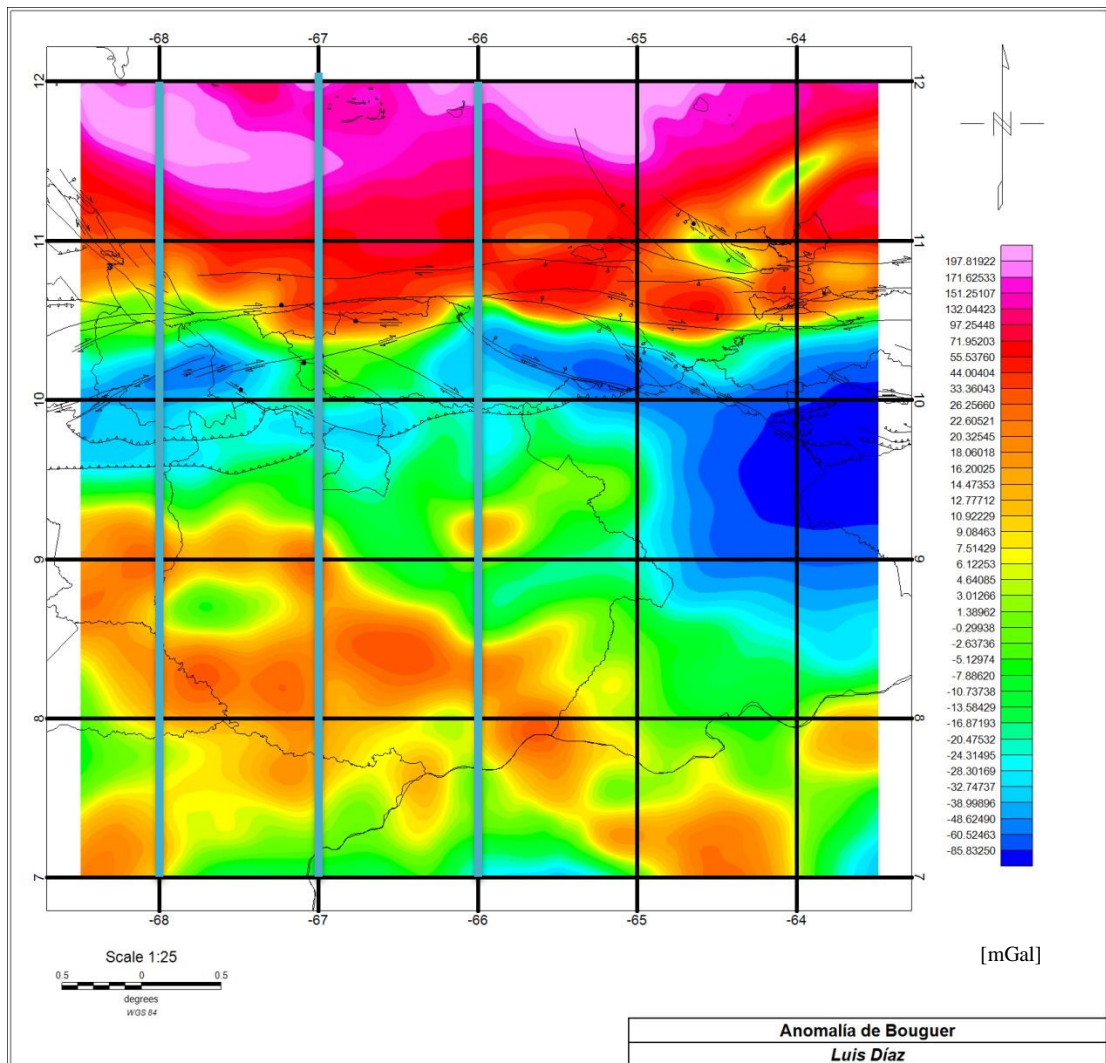


Figura 5.10. Mapa de anomalías de Bouguer con ubicación de perfiles analizados (líneas azules).

Los tres perfiles (68°, 67° y 66° W) se extienden cada uno desde el Cratón de Guayana hasta Bonaire, Los Roques y La Orchila respectivamente, con una extensión de 556 km.

El perfil 68° W (Figura 5.11) exhibe alturas cercanas a los 1500m en el Sistema Montañoso del Caribe. Justo en esta ubicación, existe una correlación con la anomalía de aire libre, así como también hacia el sur, en las cercanías con el Escudo. En comparación con el resto del perfil, la correlación con respecto a la topografía no se

cumple, con los mínimos de la anomalía presentándose en zonas donde las cotas no sobrepasan los 100 m. Con respecto a la anomalía de Bouguer, la misma no refleja un comportamiento tipo espejo con la topografía, ubicándose su máximo en la región del arco de islas al norte, mientras que el mínimo local se produce en el Sistema Montañoso del Caribe.

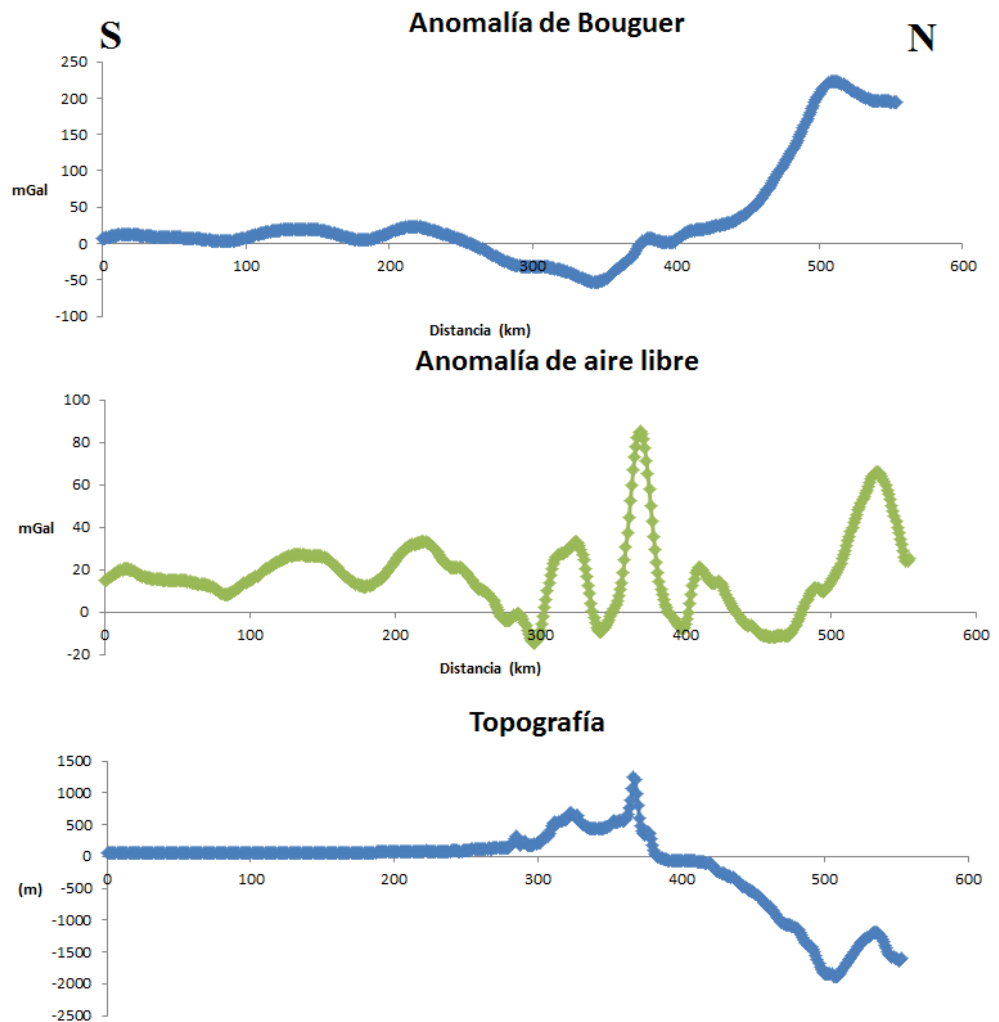


Figura 5.11. Relación de las anomalías gravimétricas con la topografía, perfil 68° W.

En cuanto al perfil 67° W (Figura 5.12), la anomalía de aire libre presenta una mejor correlación con la topografía, con valores cercanos a 0 en la región cercana al Escudo de Guayana y a la subcuenca de Guárico, a excepción de a los 220 km donde

la anomalía alcanza los 50 mGal. Al cruzar la frontera del corrimiento frontal de Guárico, el comportamiento tiene nuevamente una correlación con la topografía, con un valor máximo de aproximadamente 200 mGal en el Sistema Montañoso del Caribe y disminuyendo progresivamente hacia el norte hasta un mínimo de -40 mGal hasta llegar a la isla de Los Roques.

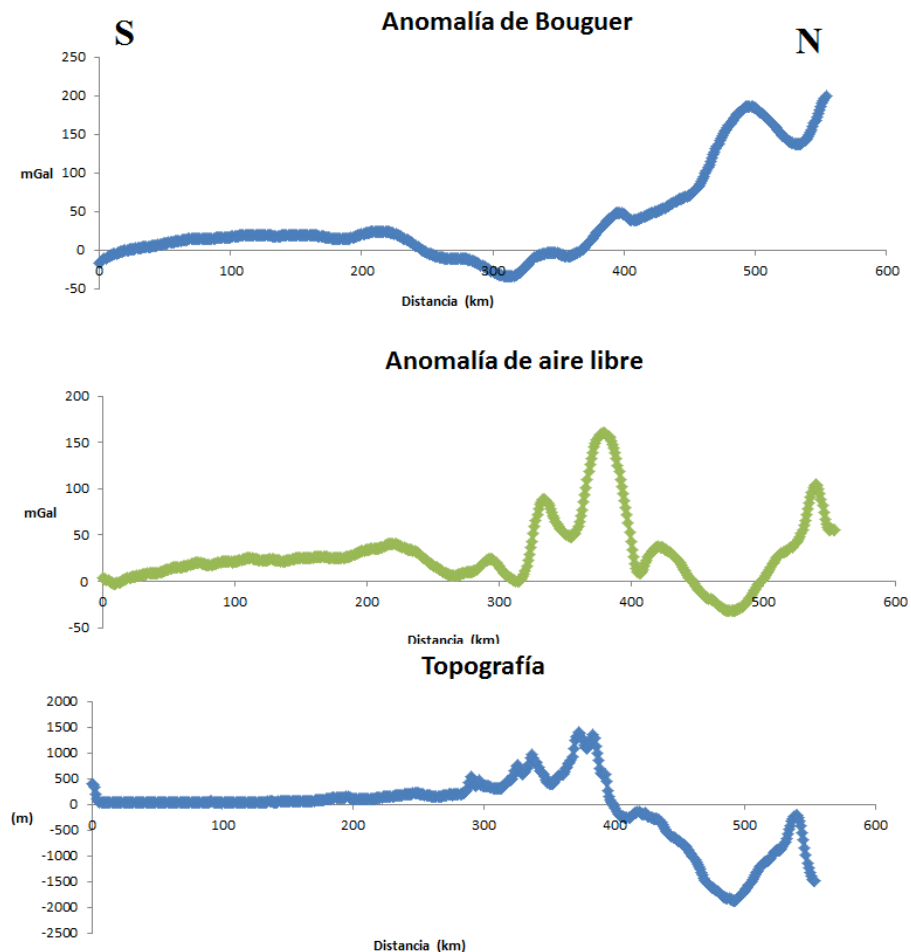


Figura 5.12. Relación de las anomalías gravimétricas con la topografía, perfil 67° W.

Por su parte, la anomalía de Bouguer presenta valores máximos en la región norte, que alcanzan 200 mGal en la corteza transicional y en la subcuenca de Guárico y el Escudo de Guayana, la anomalía toma valores cercanos a 0, siendo este comportamiento similar a la anomalía de aire libre justo donde las variaciones topográficas no alcanzan más de 100 m.

Con respecto al perfil 66° W (Figura 5.13), ocurre un caso muy similar al perfil 68°, donde la anomalía de aire libre no presenta una correlación con la topografía a excepción de la región de la subcuenca de Guárico y en el máximo presente en 330km, el cual ocurre justo en el límite norte de la subcuenca, en el corrimiento frontal de Guárico. La anomalía de Bouguer, por su parte, presenta valores mínimos a desde el corrimiento frontal hasta la costa, donde incrementa progresivamente en dirección norte hasta alcanzar los 200 mGal.

Este conjunto de pruebas iniciales indica que las anomalías gravimétricas presentes en la región no pueden ser explicadas en un principio mediante modelos isostáticos tipo Airy, debido a que dichos modelos solo toman en cuenta la compensación vertical de la topografía y no los desplazamientos horizontales.

Tomando en cuenta lo mencionado, para verificar este argumento, se utilizó lo planteado por Fowler (2005), quien explica que para determinar el equilibrio isostático se pueden proponer modelos de densidades y calcular las anomalías de Bouguer para cada modelo, a partir de los cuales se puede entonces determinar la anomalía isostática de la región al restar la anomalía de Bouguer observada y calculada para cada modelo de densidad. La forma de la compensación es determinada mediante el cálculo de la anomalía isostática para diferentes estructuras, variando la densidad de las estructuras y las profundidades de compensación, donde un valor de cero indica el modelo correcto de la distribución.

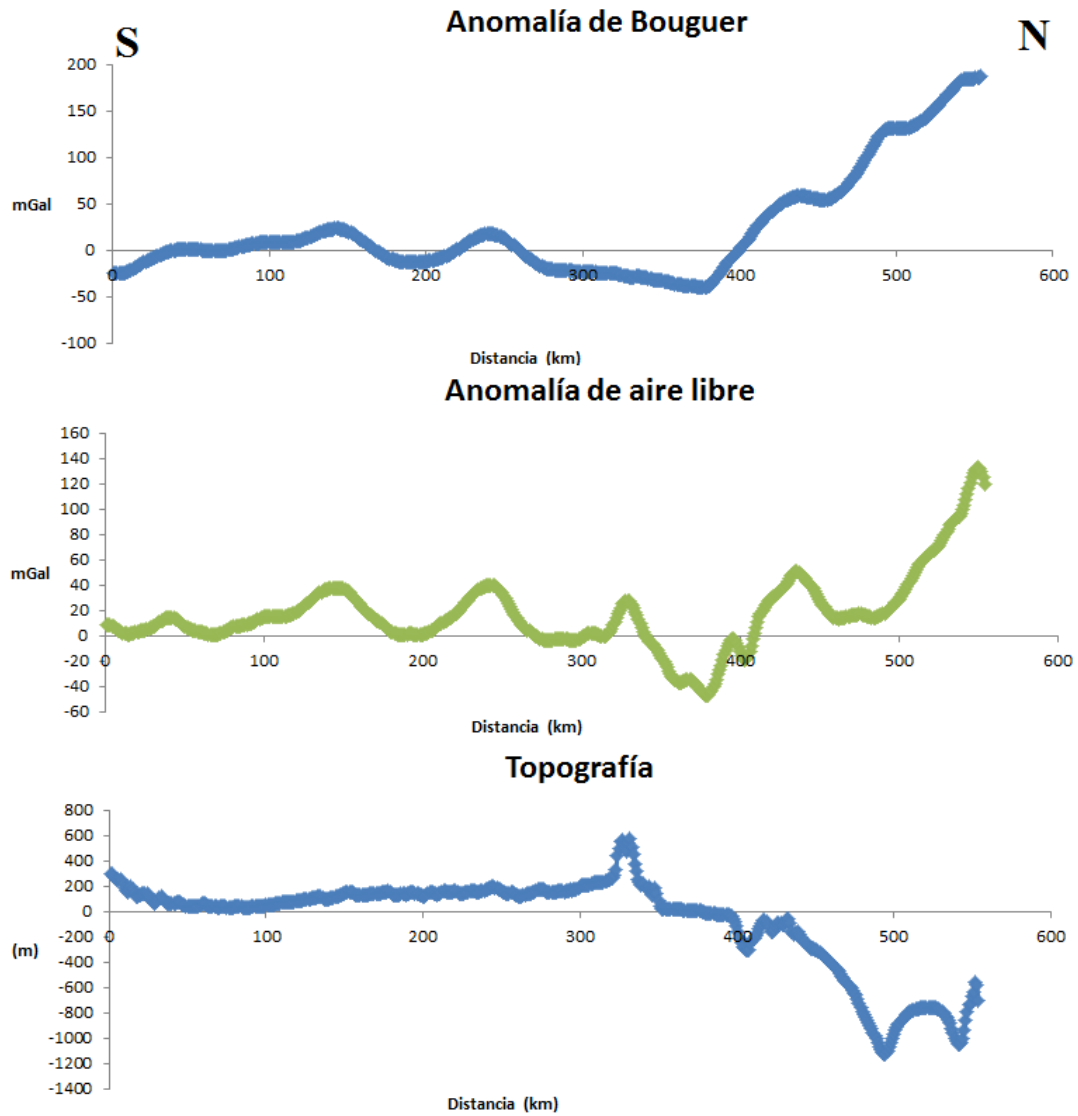


Figura 5.13. Relación de las anomalías gravimétricas con la topografía, perfil 66° W.

Siguiendo lo ya mencionado, se utilizaron los perfiles 68°, 67° y 66° W (Figura 5.10) para construir un total de 30 modelos por perfil con variaciones en la densidad (densidad del agua constante 1.03 gr/cm^3) de las unidades litológicas y en la profundidad de compensación bajo los parámetros de la Tabla 2.

Tabla 2. Parámetros para archivos de pruebas donde Prof. Comp es la profundidad de compensación, ρ_s la densidad del manto y ρ_u la densidad de la corteza.

Prof. Comp (km)	ρ_s (gr/cm ³)	ρ_u (gr/cm ³)
25	2.8	3.3
30		
35		
40		
45		
25	2.8	3.1
30		
35		
40		
45		
25	2.8	3.2
30		
35		
40		
45		
25	2.7	3.1
30		
35		
40		
45		
25	2.7	3.2
30		
35		
40		
45		
25	2.7	3.3
30		
35		
40		
45		

Como resultado para estos modelos, se elaboraron 18 gráficos, 6 por cada perfil, con la información de la anomalía isostática calculada para las diferentes profundidades de compensación. Con estos gráficos (Figuras 5.14, 5.15 y 5.16) se reafirma nuevamente que la región no posee una compensación isostática local tipo Airy, indicando que la única zona que presenta cierto grado de compensación ocurre en la región de los arcos de islas del norte.

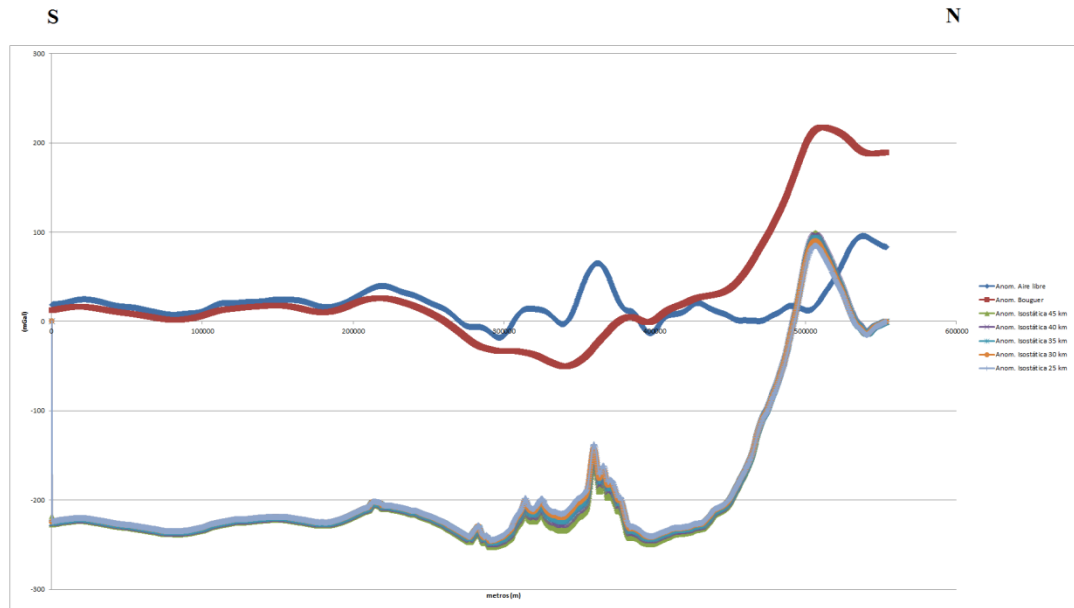


Figura 5.14. Anomalía isostática tipo Airy con espesores variables para perfil 68° W, $\rho_s: 3,2 \text{ gr/cm}^3$; $\rho_u: 2,7 \text{ gr/cm}^3$

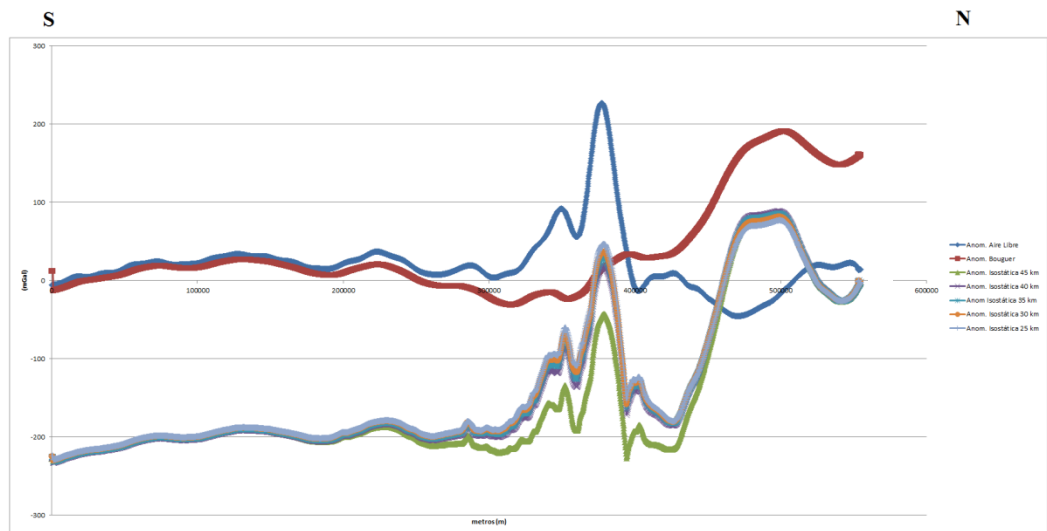


Figura 5.15. Anomalía isostática tipo Airy con espesores variables para perfil 67° W, $\rho_s: 3,2 \text{ gr/cm}^3$; $\rho_u: 2,7 \text{ gr/cm}^3$

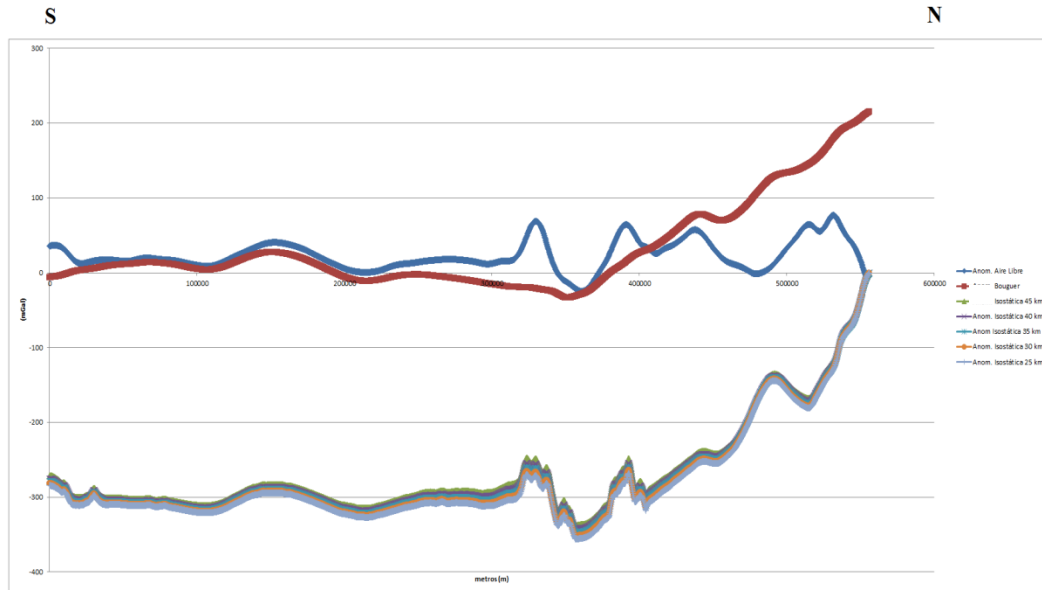


Figura 5.16. Anomalía isostática tipo Airy con espesores variables para perfil 66° W, ρ_s : 3,2 gr/cm³; ρ_u : 2,7 gr/cm³

5.5. Mapa regional de anomalías de Bouguer

Se obtuvieron mapas regionales de anomalías de Bouguer mediante continuación analítica del campo hacia arriba, para identificar las fuentes profundas de las anomalías de Bouguer presentes en la zona.

Para esto, se crearon mapas de continuación analítica del campo hacia arriba cada 5 km a partir del mapa de la Figura 5.7 hasta llegar a 120 km de elevación y se correlacionaron las anomalías de cada uno de ellos para así escoger el mapa que mejor refleje la estructura regional y por consiguiente sea el mapa más adecuado para la interpretación (Figura 5.17 a, b y c).

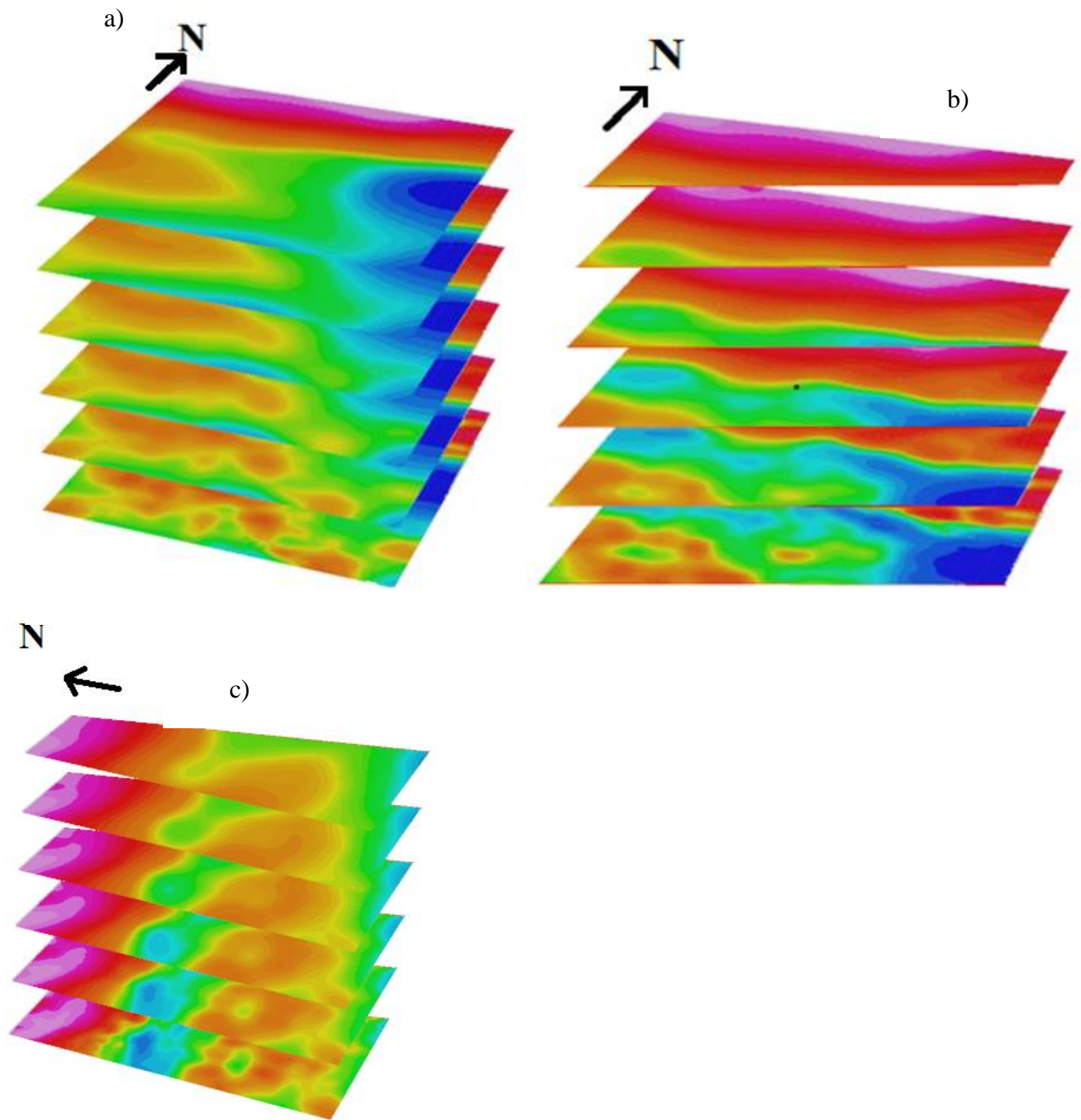


Figura 5.17. a) Continuaciones analíticas hacia arriba desde 10 km hasta 50 km; b) Sección cruzada vista desde el eje z; c) Sección cruzada vista desde el eje x.

El mapa regional escogido corresponde a una elevación de 40 km de acuerdo con el método aplicado y el mismo demuestra 3 regiones principalmente, como se puede observar en la Figura 5.18. El mínimo predominante de la zona, ubicado en la Cuenca Oriental, en la longitud $63,5^{\circ}$ W y $9,5^{\circ}$ N de latitud, con un valor menor a 50 mGal, asociado con el espesor sedimentario de aproximadamente 10-13 km (Rodríguez, 2013), los valores intermedios de aproximadamente 3-15 mGal al suroeste de Guárico, asociados con la expresión del Arco de El Baúl y los máximos gravimétricos que incrementan al norte en la región costa afuera de Venezuela, que alcanzan hasta 150 mGal. Un elemento que resalta al realizar el filtrado es los valores cercanos a 0 a partir del corrimiento frontal de Guárico, donde se ubica el Sistema Montañoso del Caribe. Otro aspecto a resaltar son los mínimos locales identificados previamente en el mapa de anomalías de Bouguer en el suroeste de Guárico y en la zona central no son observados en este mapa, indicando nuevamente que los causantes de dichas anomalías son cuerpos superficiales.

Como segundo método para verificar las tendencias regionales, se analizaron todos los mapas, calculados cada 10 km hasta 100 km, realizados con la continuación analítica del campo hacia arriba (Figura 5.19). En estos mapas se puede observar que en la región de Guárico hasta los 60 km parece prevalecer la orientación del Arco de El Baúl y la forma de la Cuenca Oriental pero al incrementar la altura (80 km) comienza a prevalecer la orientación del cratón de Guayana con sus estructuras paleozoicas adosadas y el Moho. Con esto se pueden identificar diferentes niveles de regionalidad en la zona, el primero haciendo referencia al Arco de El Baúl, y por último el comportamiento del cratón y el Moho que profundiza en el sur.

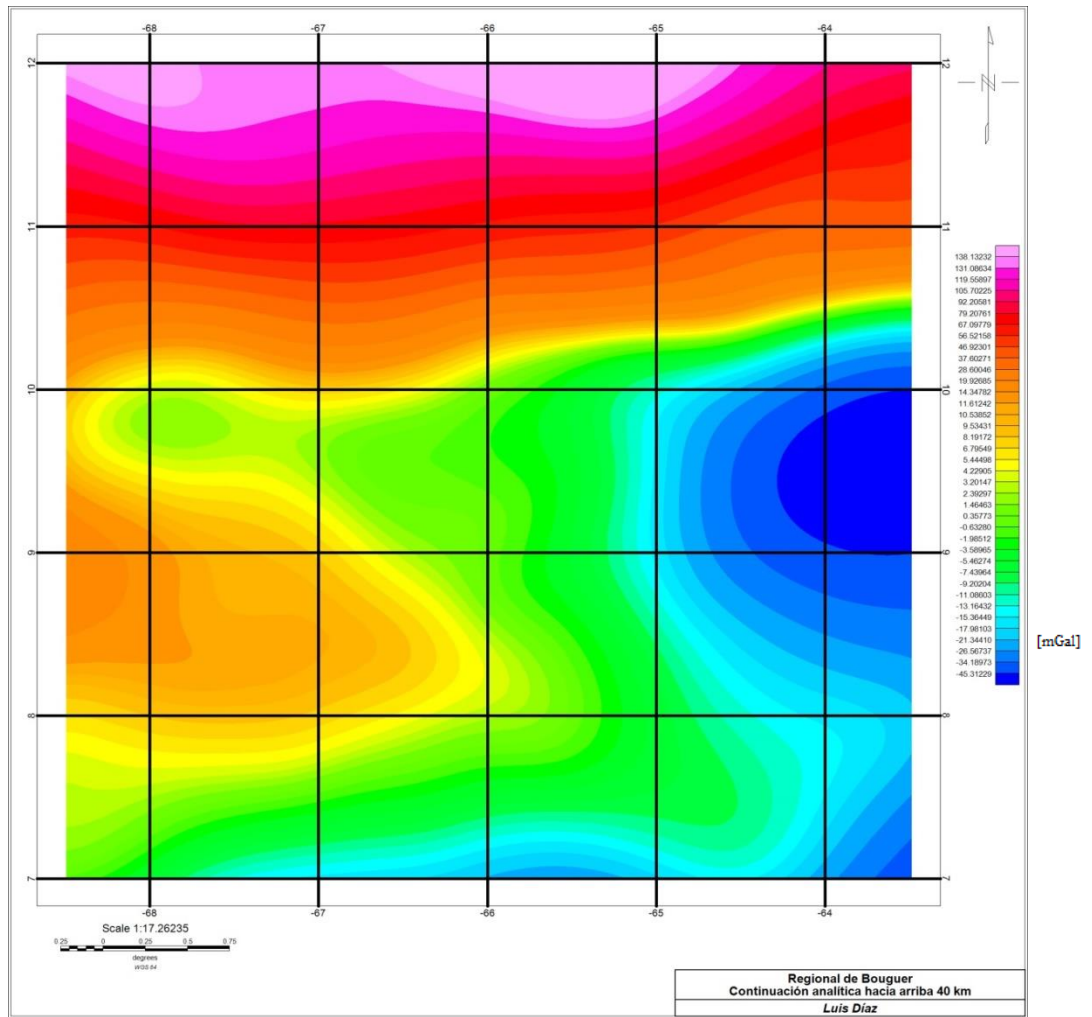


Figura 5.18. Mapa de continuación analítica hacia arriba 40km

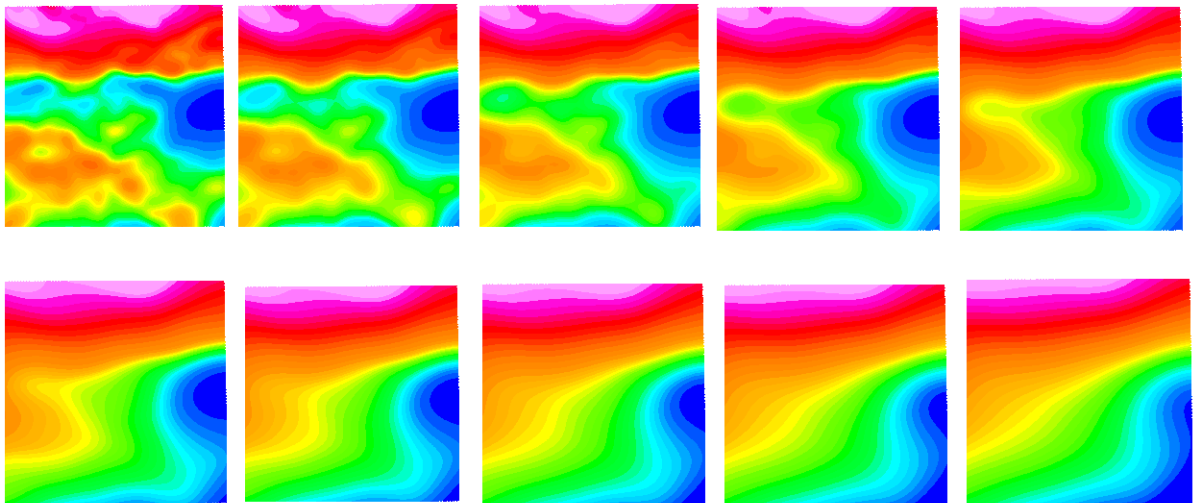


Figura 5.19. Continuaciones analíticas hacia arriba desde 10 km hasta 100 km.

5.6. Análisis espectral

Para determinar las profundidades de las fuentes de las anomalías se realizó un análisis espectral a los datos de la anomalía de Bouguer. Como resultado de este análisis se tiene la Figura 5.20, donde se observan las diferentes tendencias que permiten obtener las profundidades.

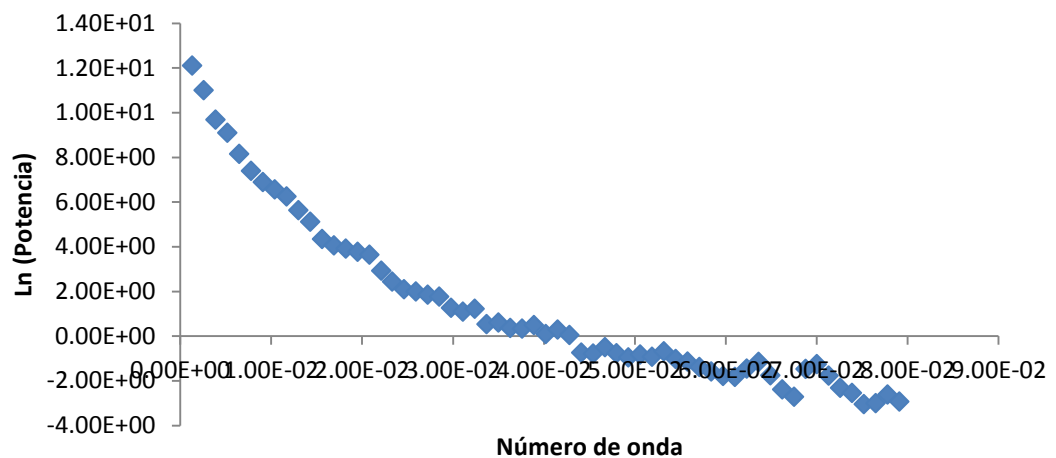


Figura 5.20. Espectro de potencia para las anomalías de Bouguer.

La Figura 5.20 muestra toda la longitud de onda presente en los datos, lo que impide en un principio determinar adecuadamente la profundidad de las fuentes anómalas, por lo que se filtró de acuerdo a la longitud de onda, tomando como punto de referencia la longitud de onda 0,03 a partir de un filtro *Gaussiano* construido durante el procesamiento, obteniéndose la Figura 5.21, a partir de la cual se determinaron las profundidades que se listan en la Tabla 3.

Tabla 3. Profundidades a partir del espectro de potencia de la anomalía de Bouguer.

Fuente anómala	Pendiente	Profundidad (km)
1	526.6	41.90
2	237.8	18.92
3	97.0	7.71

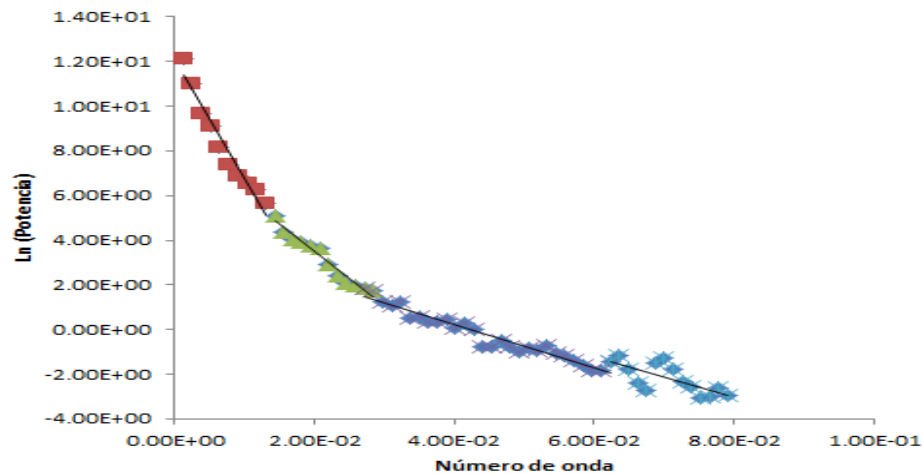


Figura 5.21. Espectro de potencia de anomalías de Bouguer filtrado, con indicación de las tendencias que corresponden a las diversas profundidades de fuentes.

5. 7. Modelado gravimétrico

Con la información obtenida a través del análisis de los mapas de anomalías gravimétricas y del espectro de potencia de la zona, así como también con base en información de trabajos previos en la zona que presentan información sobre la estructura del subsuelo (Talukdar y Loureiro, 1981; Bosch y Rodríguez, 1992; Ughi, 2002; Reyes, 2002; Ríos, 2002; Pérez de Armas, 2005; Ostos, 2005; Salazar, 2006; Jácome *et al.*, 2008; Rodríguez, 2013) se proponen tres modelos gravimétricos, uno para cada perfil.

El valor más somero de 7.7 km del espectro de potencia puede ser asociado con distintas expresiones de acuerdo con la geología consultada, coincidiendo en valores de espesor sedimentario en el Graben de Espino y en la expresión de las napas en la región central.

Para tener un mejor control geológico y de las densidades, se utilizó el modelo de velocidad y la interpretación esquemática a partir de datos sísmicos propuestos por Magnani *et al.*, (2009) a lo largo del perfil 67° W, que se pueden observar en las Figuras 5.22 y 5.23.

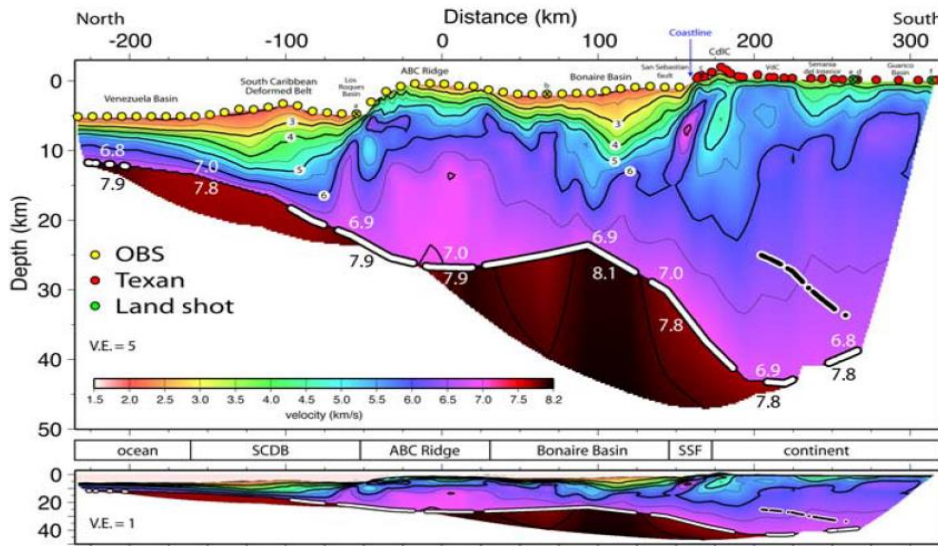


Figura 5.22. Modelo de velocidad para el perfil 67 °W. (Tomado de Magnani *et al.*, 2009)

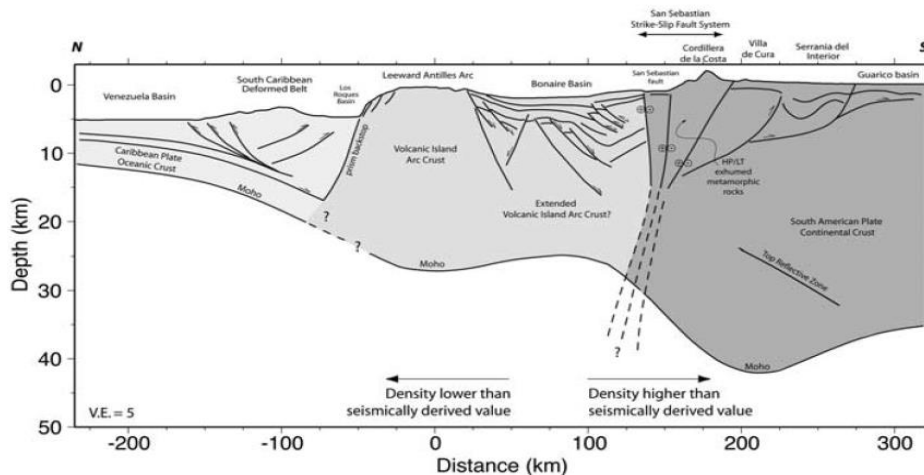


Figura 5.23. Interpretación esquemática del límite entre las placas Sur América y Caribe basada en modelos de velocidad e interpretación de datos de sísmica de reflexión. (Tomado de Magnani *et al.*, 2009)

El mapa de profundidad de la discontinuidad de Moho (Figura 5.24) propuesto por Schmitz *et al.* (2008) se utilizó para restringir esta discontinuidad, la cual coincide en ciertos lugares con la determinada para la fuente anómala profunda en el espectro de potencia.

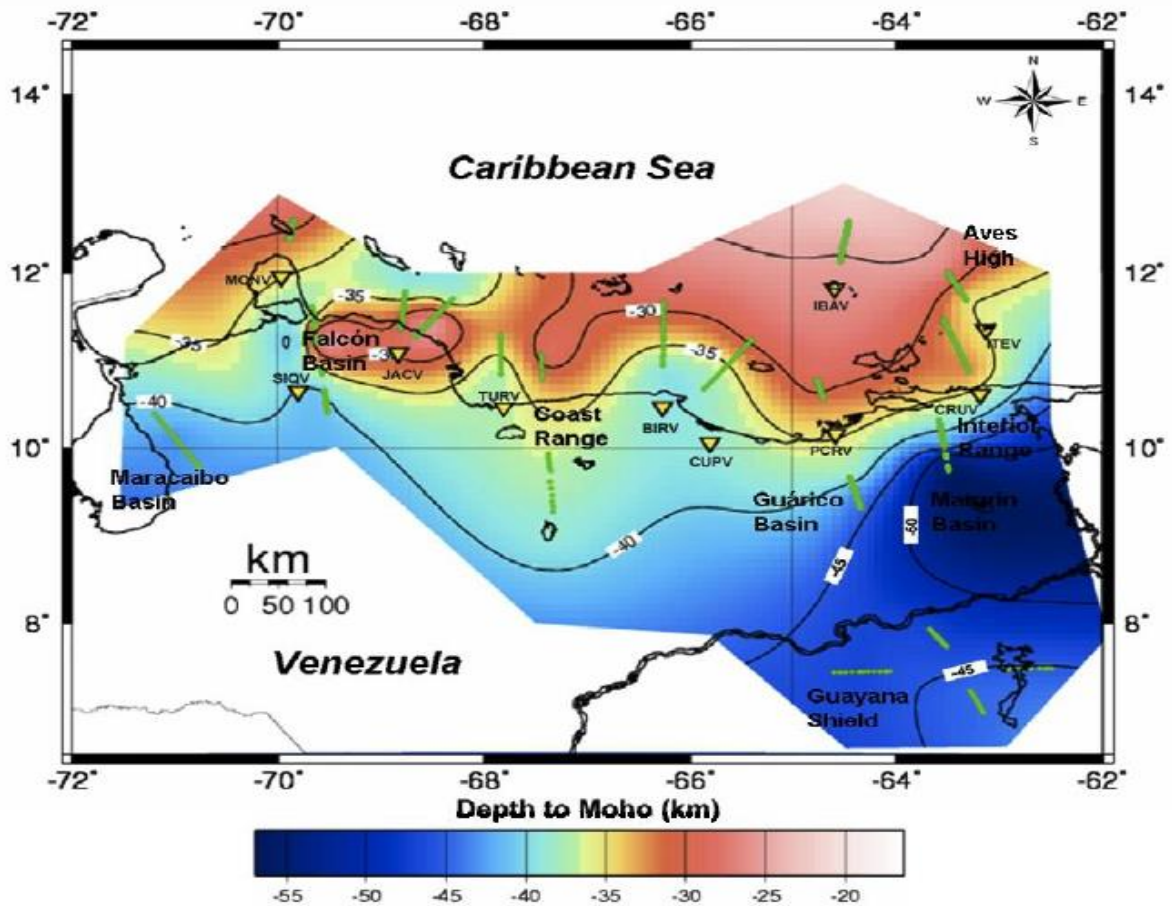










Figura 5.24. Mapa de profundidad de Moho. (Tomado de Schmitz *et al.*, 2008).

Los valores de densidad utilizados se listan en la tabla 4, tomados en base a las consideraciones de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi (2002), Reyes (2002) y Ríos (2002)

Tabla 4. Valores de densidad utilizados en el modelado gravimétrico, con indicación de la leyenda correspondiente a los cuerpos que integran los modelo.

Asociación geológica	Densidad (gr/cm ³)	Leyenda
Agua	1.03	
Sedimentos	2.43	
Graben de Espino	2.6	
Napas	2.6 (Villa de Cura 2.8)	
Corteza continental superior	2.67	
Corteza continental inferior	2.7	
Paleo arco de islas ígneas	2.85	
Manto	3.1	

Con base en el control geológico y las profundidades de basamento y de Moho mencionados anteriormente, se proponen los siguientes modelos gravimétricos a lo largo de los perfiles 68° W, 67° W y 66° W :

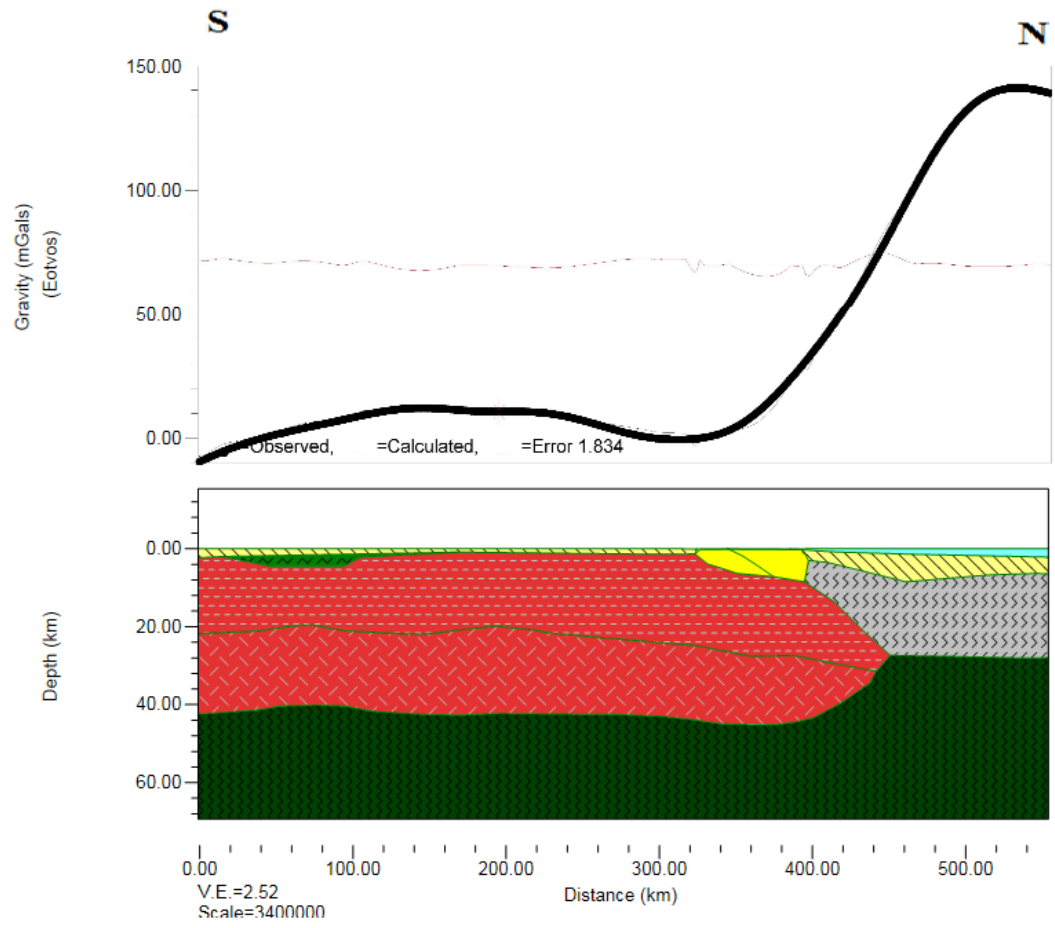


Figura 5.25. Modelo gravimétrico para el perfil 68° W

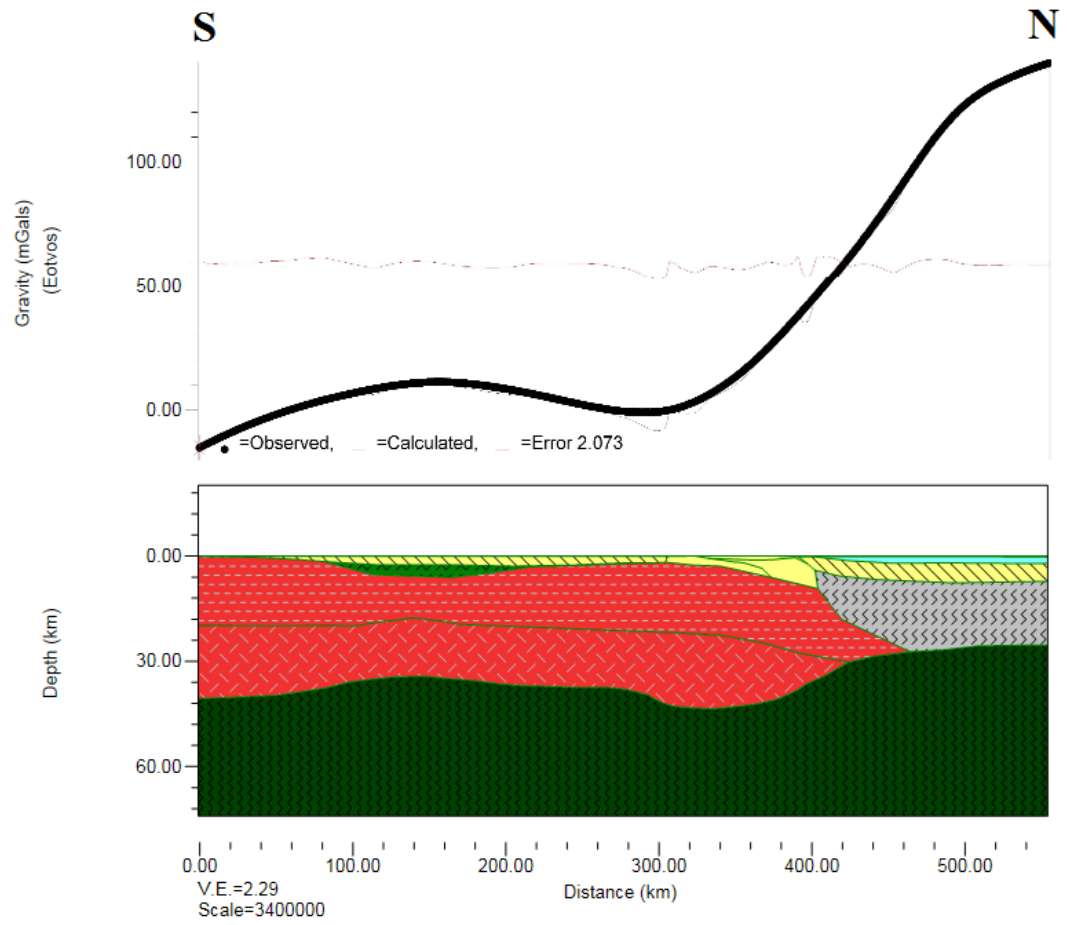


Figura 5.26. Modelo gravimétrico para el perfil 67° W

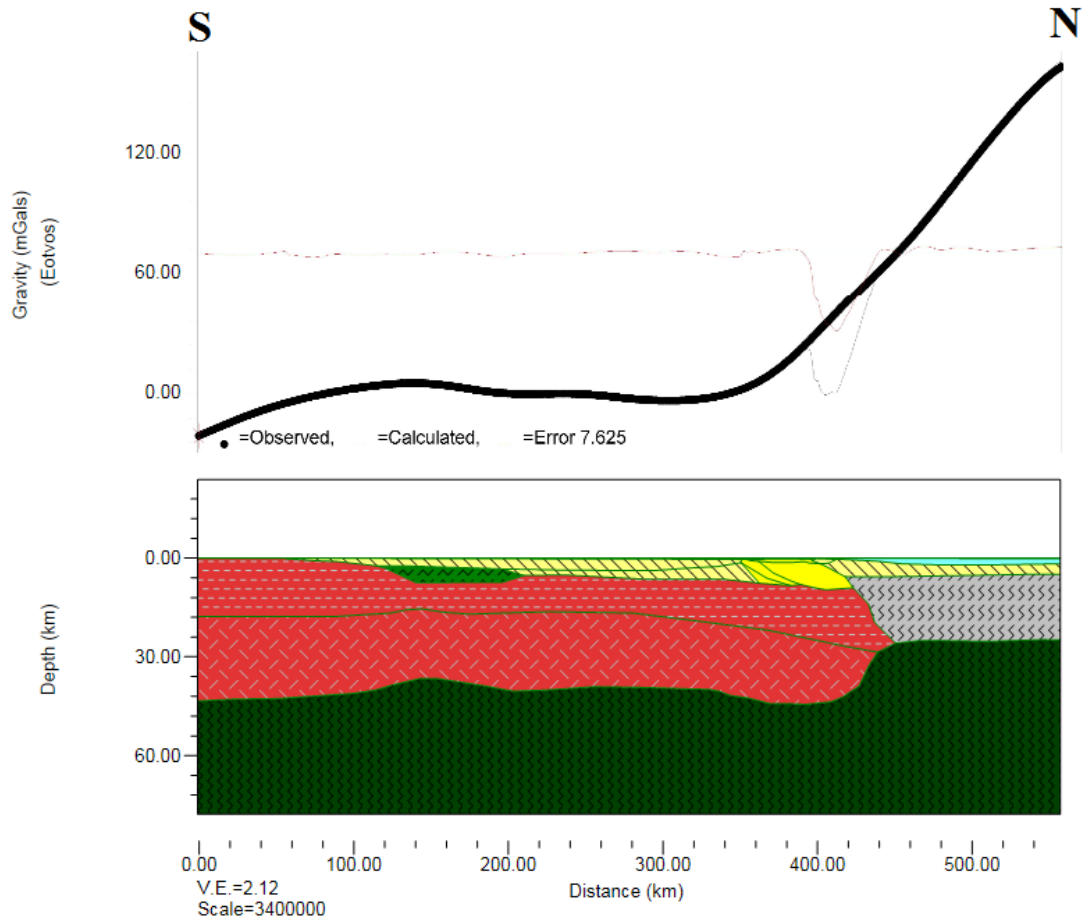


Figura 5.27. Modelo gravimétrico para el perfil 66° W

5.8. Modelos flexurales

En apartados anteriores se ha mencionado que la isostasia local no sirve como mecanismo para explicar el equilibrio isostático en la zona, por lo que una alternativa para explicar la compensación pueden ser los mecanismos flexurales, debido a que en la zona están presentes un frente de corrimiento deformado, un cinturón plegado, así como también un arco magmático, lo cual indica que podría existir compensación

regional. Estudios como Karner y Watts (1983) y Watts, (2001) indican que la respuesta de la litósfera ante carga topográfica es un mecanismo capaz de formar cuencas tipo antepaís.

Siguiendo la consideración tomada por Rodríguez (2013) para la Cuenca Oriental de Venezuela, quien sugiere que la cuenca fue formada como resultado de la flexión hacia debajo de la litósfera bajo la carga del frente de deformación y terrenos acrecionados en el norte, se elaboraron tres modelos flexurales (para cada perfil), tomando a la litósfera como una placa elástica rota, basados en las ecuaciones propuestas por Karner y Watts (1983) y también las consideraciones para placa rota de Watts (2001), las cuales consideran por lo tanto como carga litosférica únicamente la topografía.

Puesto que se considera la placa Suramericana como una placa rota, se fijó su extremo sur en el Cratón de Guayana y el extremo “roto” en el norte, donde comienza la región costera de Venezuela. En primer lugar se utilizó un espesor elástico constante T_e de 25 km, pero para evaluar los posibles cambios existentes en el espesor, se calculó la flexión variando T_e entre 10-45 km (Figura 5.28) utilizando el algoritmo de elementos finitos basado en Watts (2001)

De estos modelos de flexión resaltan varios aspectos fundamentales, siendo el primero de éstos que para cada perfil seleccionado, el espesor elástico utilizado y la carga topográfica que existe sobre los perfiles genera una flexión distinta; para el caso de un T_e constante de 25 km, se obtiene una flexión máxima de 2300 m en el perfil 68, aproximadamente 3000 m para el perfil 67 y en el perfil 66 una flexión menor a 900 m.

Como segundo aspecto, en el perfil 67° donde se poseen cotas más altas en comparación con los otros perfiles, la flexión puede alcanzar valores cercanos a los 4000 m (directamente por debajo de las napas) lo cual coincide con la profundidad de la subcuenca de Guárico, pero esto ocurre cuando el espesor elástico es de 15 km y el valor de la anomalía de aire libre presenta un error entre la anomalía de aire libre observada en los datos y la calculada para el modelo de 17.9, siendo el menor registrado en todas las pruebas y únicamente ocurre en este perfil (Figura 5.29).

El perfil 66° posee las menores cotas en toda la zona, por lo que la flexión asociada al mismo es baja, alcanzando solo unos 700 m.

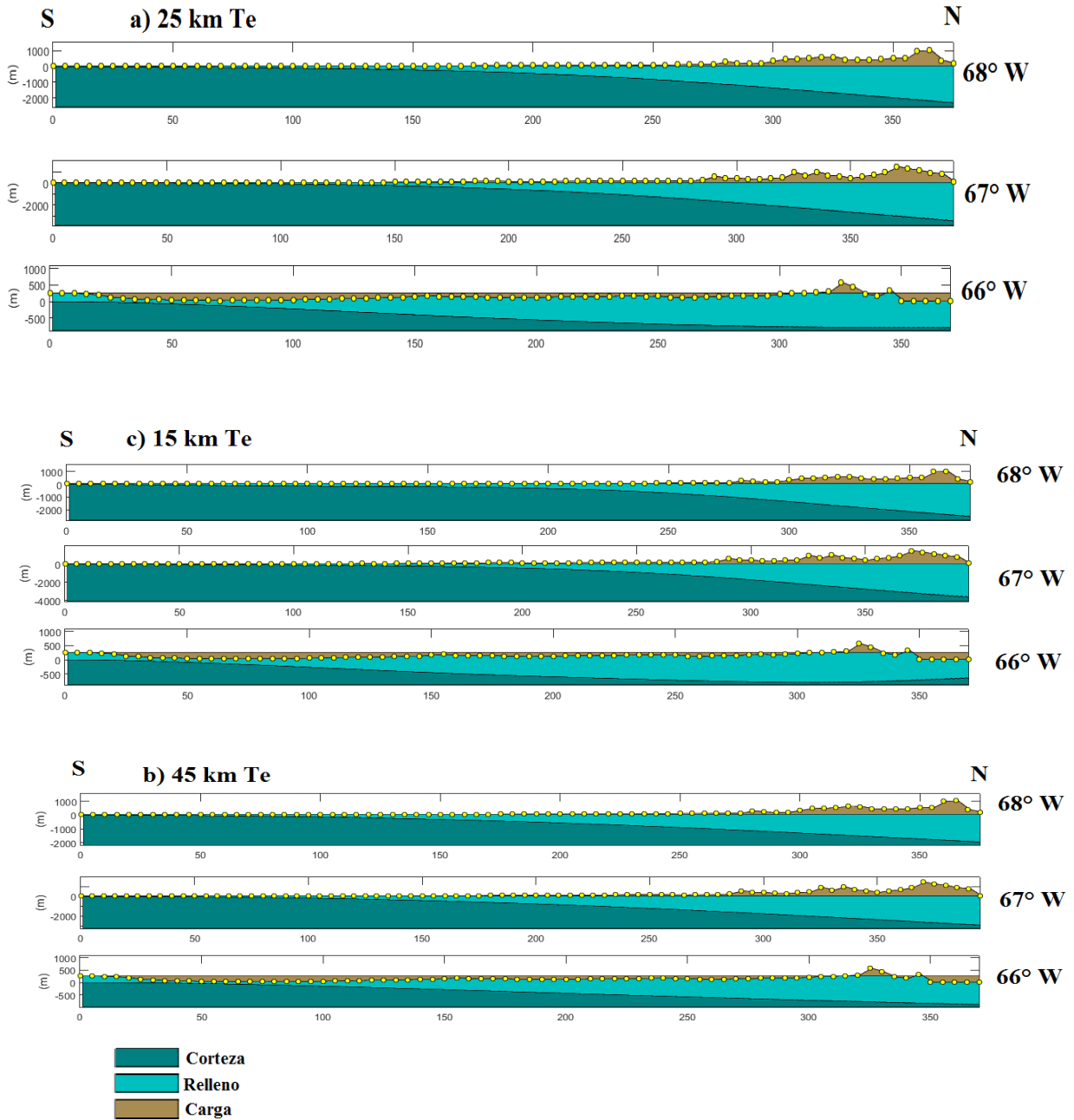


Figura 5.28. Modelos elásticos para placa elástica rota: a) espesor elástico constante de 25 km; b) espesor elástico constante de 45 km; c) espesor elástico constante de 15 km.

La Figura 5.29 muestra la anomalía de aire libre calculada (línea negra) y la topografía del perfil (línea roja) para diferentes espesores elásticos, con un error asociado a la diferencia existente entre los valores observados en la Figura 5.3 y los valores calculados a partir del modelo. Estos errores pueden ser observados en la Tabla 5, así como también la máxima profundidad alcanzada para cada perfil, donde la carga de estos modelos es la topografía actual.

Tabla 5. Resultados para modelos de flexión elástica. T_e constante.

Perfil	Profundidad máxima (m)	T_e (km)	Error anomalía de aire libre
68	2165.3	45	50.39
	2592	25	48.9
	2837.5	15	48.49
67	3270	45	16.87
	3826	25	17.37
	4088.6	15	17.95
66	876.6	45	62.27
	884.1	25	67.24
	987.4	15	71.06

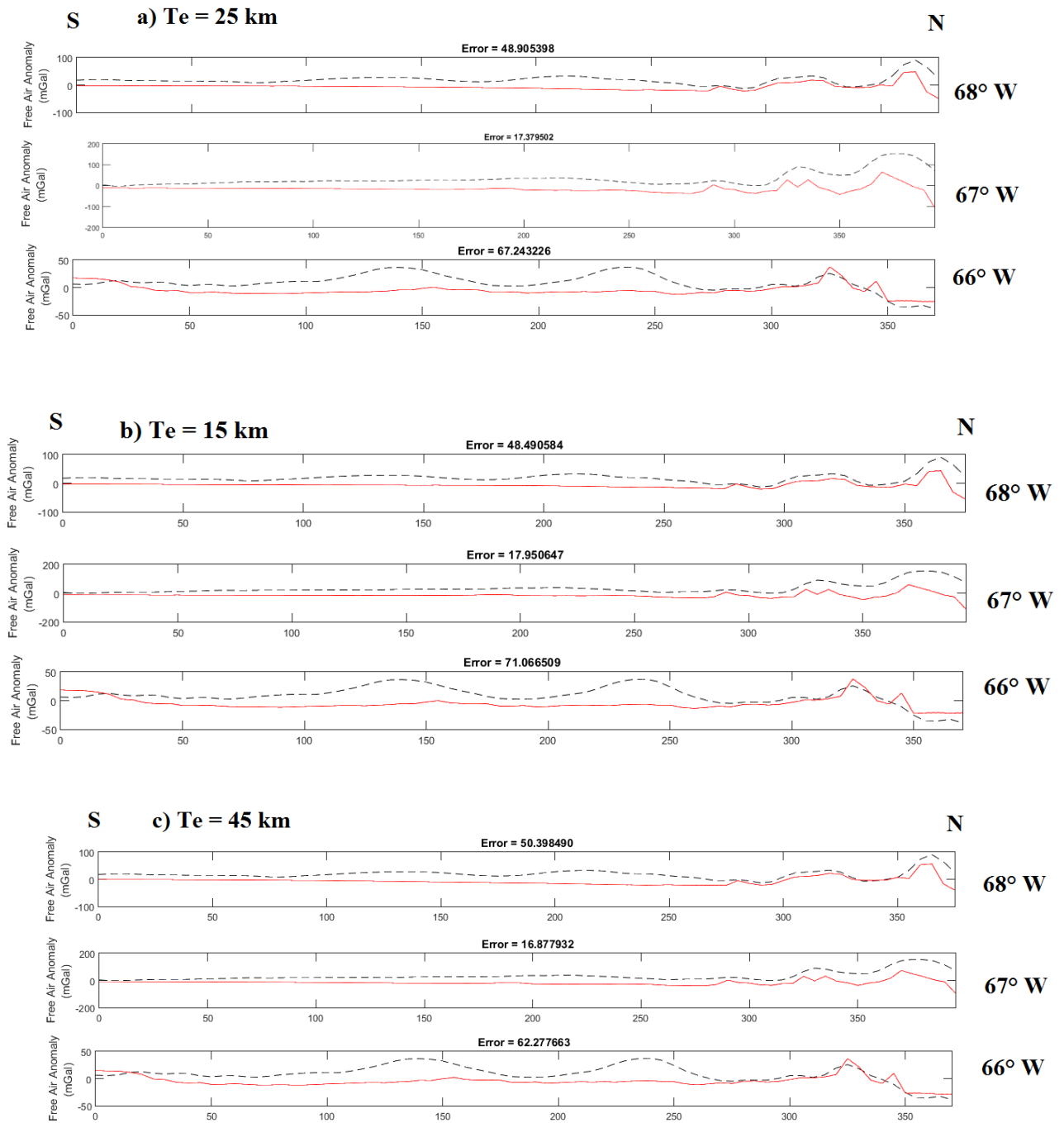


Figura 5.29. Anomalía de aire libre calculada para el modelo flexural de espesor elástico constante.

Los resultados de la Tabla 5 indican que para este estudio, los menores errores se presentan cuando se considera un espesor elástico constante de 25 km, con una profundidad de 2592 m para el perfil 68° W, 3826 para el perfil 67° W y 876,6 para el perfil 66° W, pero es de resaltar que esta máxima profundidad ocurre es por debajo de las napas, y hacia la subcuenca de Guárico los valores son de aproximadamente 1 km. Se ha reportado que la subcuenca de Guárico sobrepasa los 4 km de espesor sedimentario (Jácome *et al.*, 2008) lo cual no es posible modelar utilizando únicamente a la topografía como carga puesto que ésta no flexa lo suficiente para causar dichas profundidades a excepción del perfil 67° W donde se aproxima más a los valores actuales de profundidad de la cuenca.

Otro aspecto a tomar en cuenta es que en realidad, el espesor elástico de una placa no es constante y puede presentar variaciones a lo largo de su extensión. Si tomamos en cuenta los procesos de formación de la cuenca, diferentes mecanismos actuaron, causando un estiramiento cortical y por lo tanto una variación en el espesor elástico de la misma.

Para modelar estas variaciones, se tomó como valor inicial un espesor elástico de 25 km de acuerdo con las pruebas anteriores y se disminuyó el mismo progresivamente a partir del nivel de desprendimiento o *decollement* en el norte de Guárico, donde ocurre el frente de corrimiento puesto que el mismo se puede considerar como el punto a partir del cual se genera una flexión importante (Rodríguez, comunicación personal, 2017), hasta un mínimo de 12 km de espesor elástico. Los resultados para este modelado pueden ser observados en la Figura 5.30.

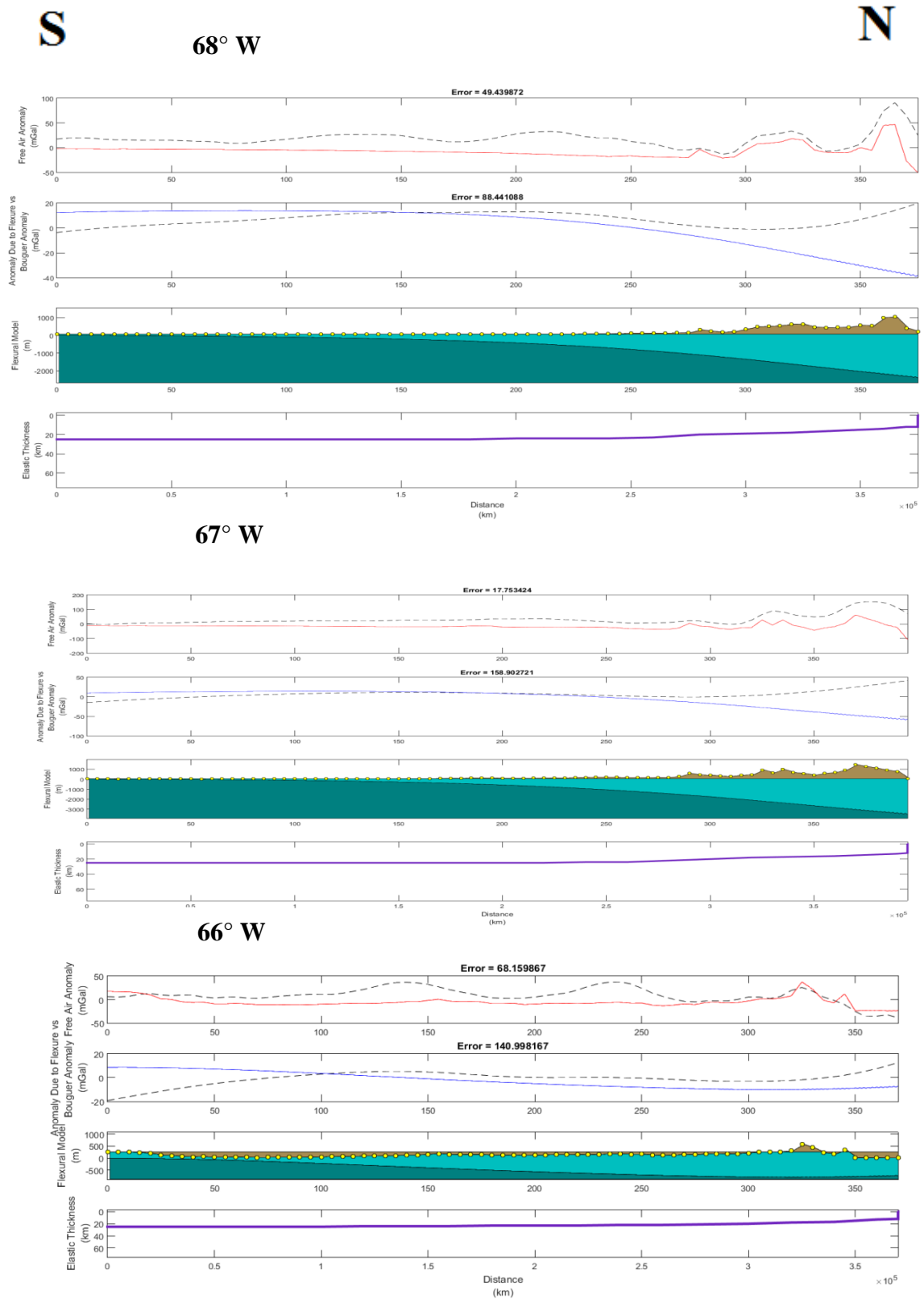


Figura 5.30. Modelos flexurales con espesor elástico variable entre 25 km en el sur a 12 km en el norte.

Cómo se puede observar en la Figura 5.28, el efecto que causa la topografía sobre la litósfera, no genera una flexión lo suficientemente fuerte para obtener la profundidad de la subcuenca de Guárico. Otro aspecto importante presente en la Figura 5.30 es que se muestra la anomalía de Bouguer calculada para la flexión y su comparación con respecto a la observada, en la cual se nota el comportamiento regional de la misma, dado principalmente por la forma de la corteza pero con un error alto (mayor a 100), donde se debe tomar en cuenta que las variaciones laterales de la densidad no son considerados y en vista de que la zona es tectónicamente compleja, no se refleja correctamente el comportamiento de la anomalía de Bouguer.

Es de resaltar que estos resultados ocurren cuando se considera la densidad del relleno de aproximadamente 10% menor que la densidad de la carga (Watts, 2001), lo cual no es totalmente cierto para el caso de la subcuenca de Guárico. En la subcuenca de Guárico, el principal elemento de carga lo componen las napas, las cuales si bien afloran, son consideradas principalmente una carga intracortical, caso similar a la flexión analizada por Karner y Watts (1983), y poseen una densidad diferente a rocas sedimentarias, con valores entre 2,6-2,8 gr/cm³.

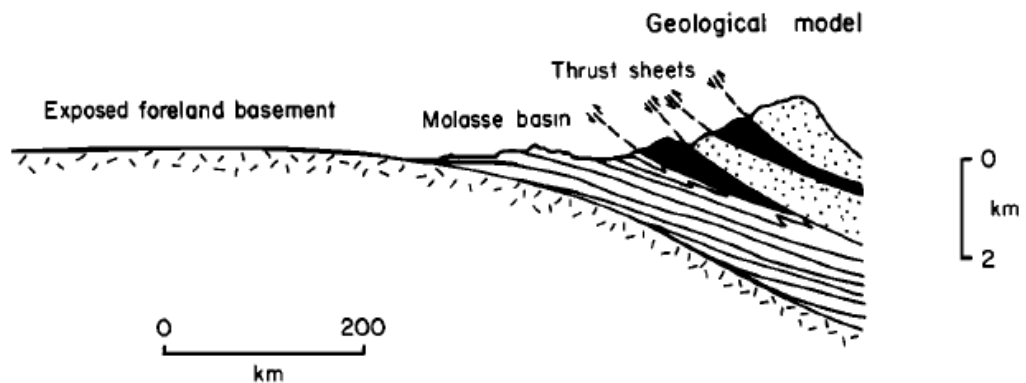


Figura 5.31. Modelo de flexión simple basado en la presencia de frentes de corrimientos como carga superficial. (Tomado de Karner y Watts, 1983).

Al tomar en cuenta estas consideraciones y realizar los modelos con un espesor elástico constante de 25 km, que fue el mejor resultado en promedio para los 3 perfiles, se obtiene que la flexión si alcanza los valores más cercanos a los reportados

en el espesor sedimentario para la subcuenca de Guárico, que varían entre 700 km en el perfil 66° W y 2.2 km en los perfiles 67° W y 68° W, los cuales se observan en las Figuras 5.32 a 5.34 pero que todavía no reproducen el espesor real de la zona

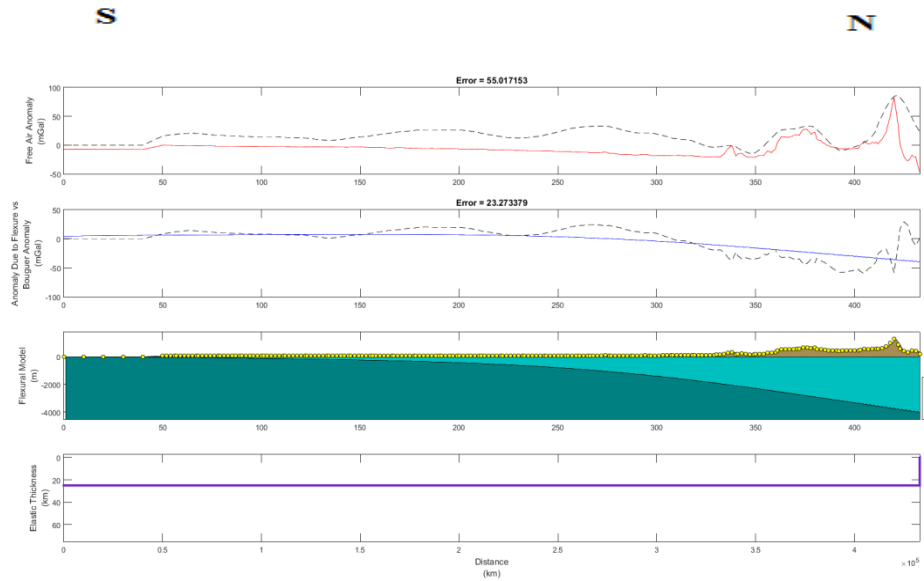


Figura 5.32. Flexión elástica perfil 68°W. Te constante de 25 km.

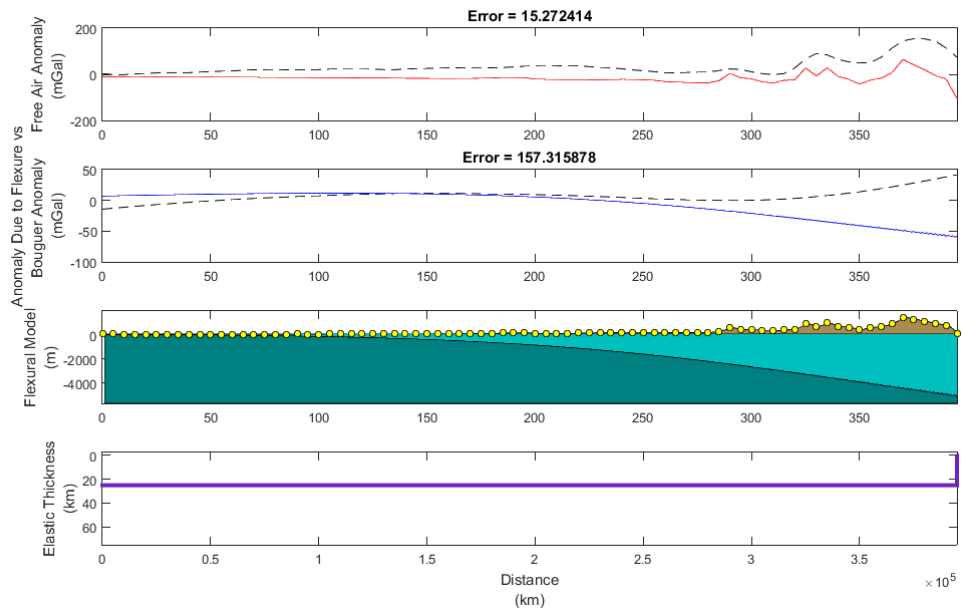


Figura 5.33. Flexión elástica perfil 67°W. Te constante de 25 km.

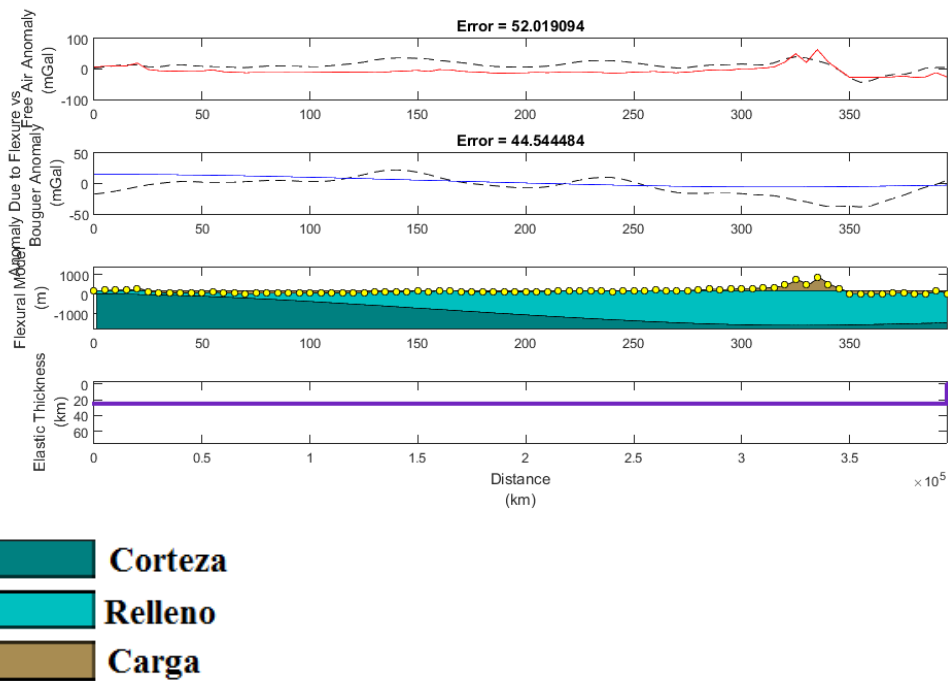


Figura 5.34. Flexión elástica perfil 66°W. Te constante de 25 km.

Al comparar la anomalía de Bouguer causada por el modelo de flexión para un espesor elástico constante, se tiene que la misma se ajusta a la tendencia regional del comportamiento de la anomalía de Bouguer en la zona, lo cual indica que el modelo proporciona un buen ajuste considerando que las variaciones laterales de densidad no pueden ser controladas en el algoritmo.

Siguiendo lo planteado anteriormente, se realizaron los modelos con el espesor elástico variable, tomando las mismas consideraciones que en los modelos anteriores, a excepción de las densidades. Estos modelos, que se pueden observar en las Figuras 5.35 a 5.37, ajustan mucho mejor la respuesta de la anomalía de Bouguer, lo cual refuerza la consideración de un estiramiento de la corteza, el cual disminuyó el espesor elástico de la misma como es de esperar en un evento tipo *rift* como el reportado en el Jurásico para la zona.

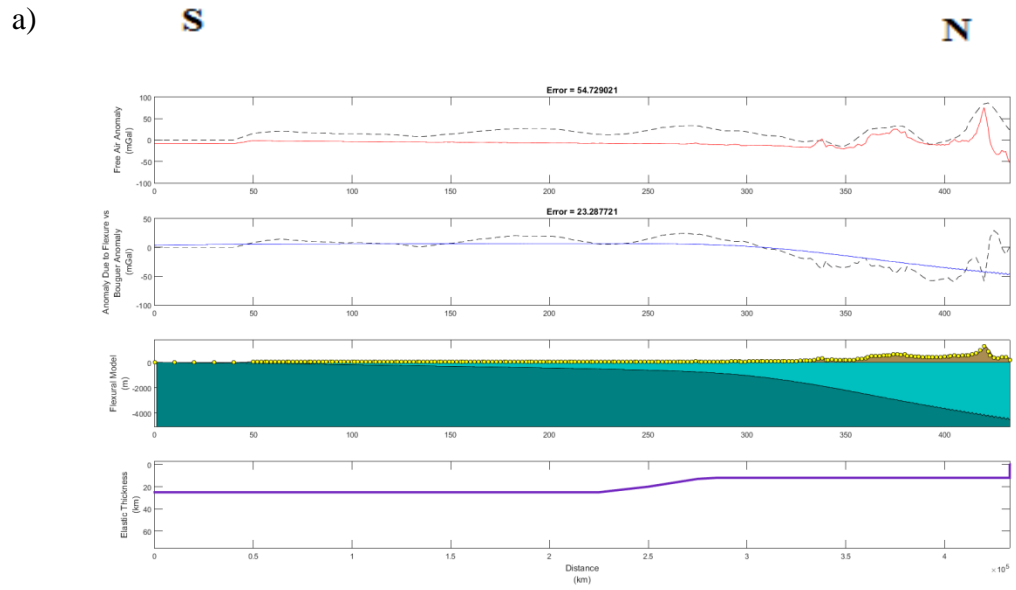


Figura 5.35. Flexión elástica perfil 68° W. Te variable de 25 al sur a 12 km al norte.

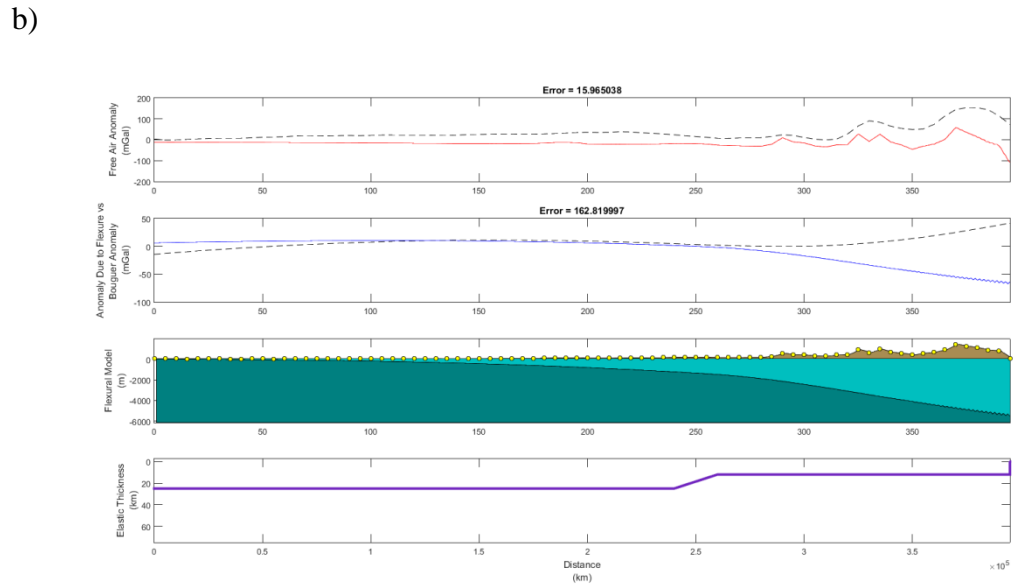


Figura 5.36. Flexión elástica perfil 67° W. Te variable de 25 al sur a 12 km al norte.

c)

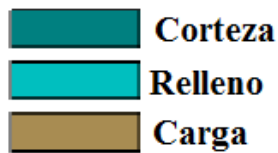
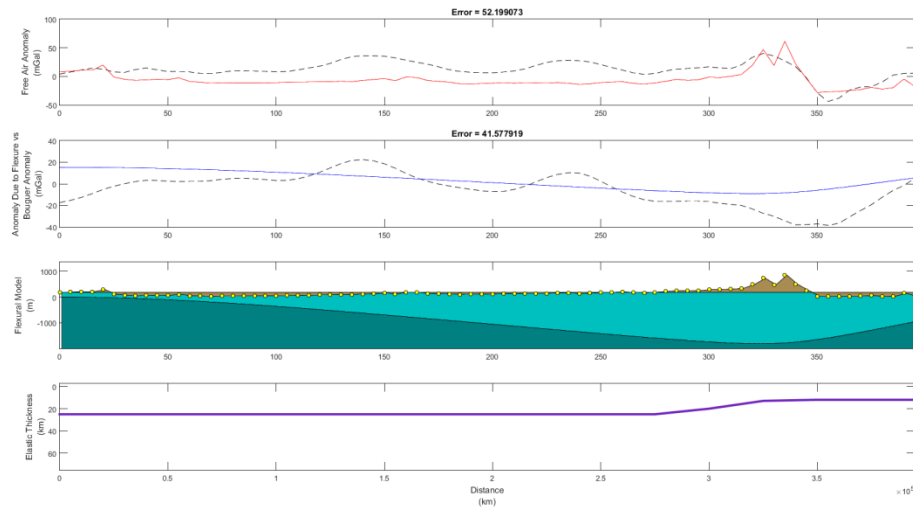


Figura 5.37. Flexión elástica perfil 66° W. Te variable de 25 al sur a 12 km al norte.

Igualmente la respuesta viscoelástica fue calculada para los tres perfiles, considerando nuevamente como factor para la carga a la topografía en un principio y posteriormente a la topografía con las napas, con un espesor elástico de 25 km y también con espesor elástico de 15 km. En las Figuras 5.39 y 5.40 se pueden apreciar los modelos para el perfil 68° W, 67°W y 66°W, los cuales usan como carga a la topografía actual más las napas y se observa que la deformación generada no es suficiente para replicar las características que se presentan hoy en día, si bien para un espesor elástico de 15 km (Figura 5.39) la flexión es mayor y se genera una pequeña cuenca (de mayor profundidad al caso de Te 25 km) en la zona anterior a las napas y frente de corrimiento, el espesor no es mayor a 1000 m.

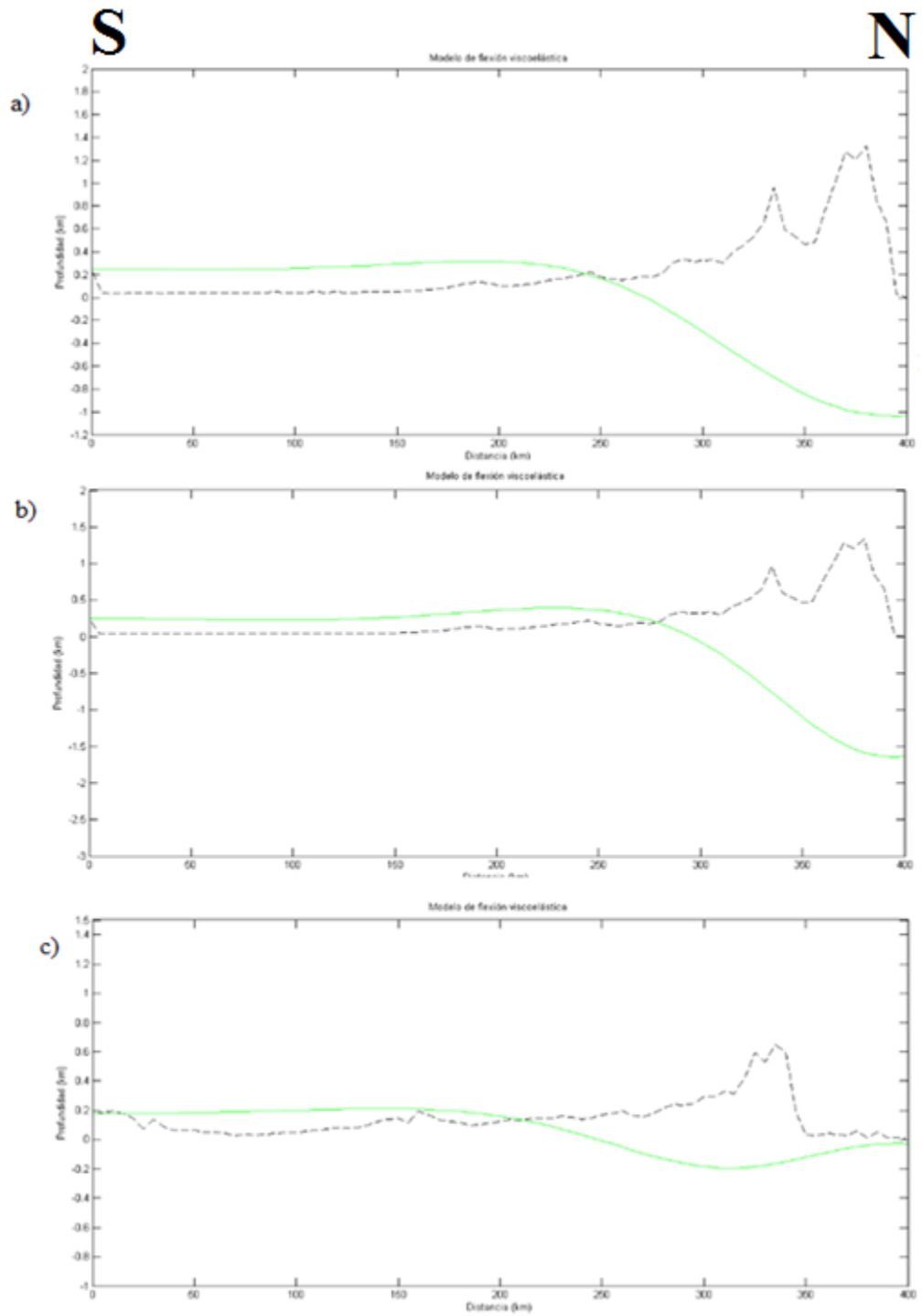


Figura 5.38. Modelo viscoelástico para Te 25 km: a) Perfil 68°W; b) 67°W; c) 66°W

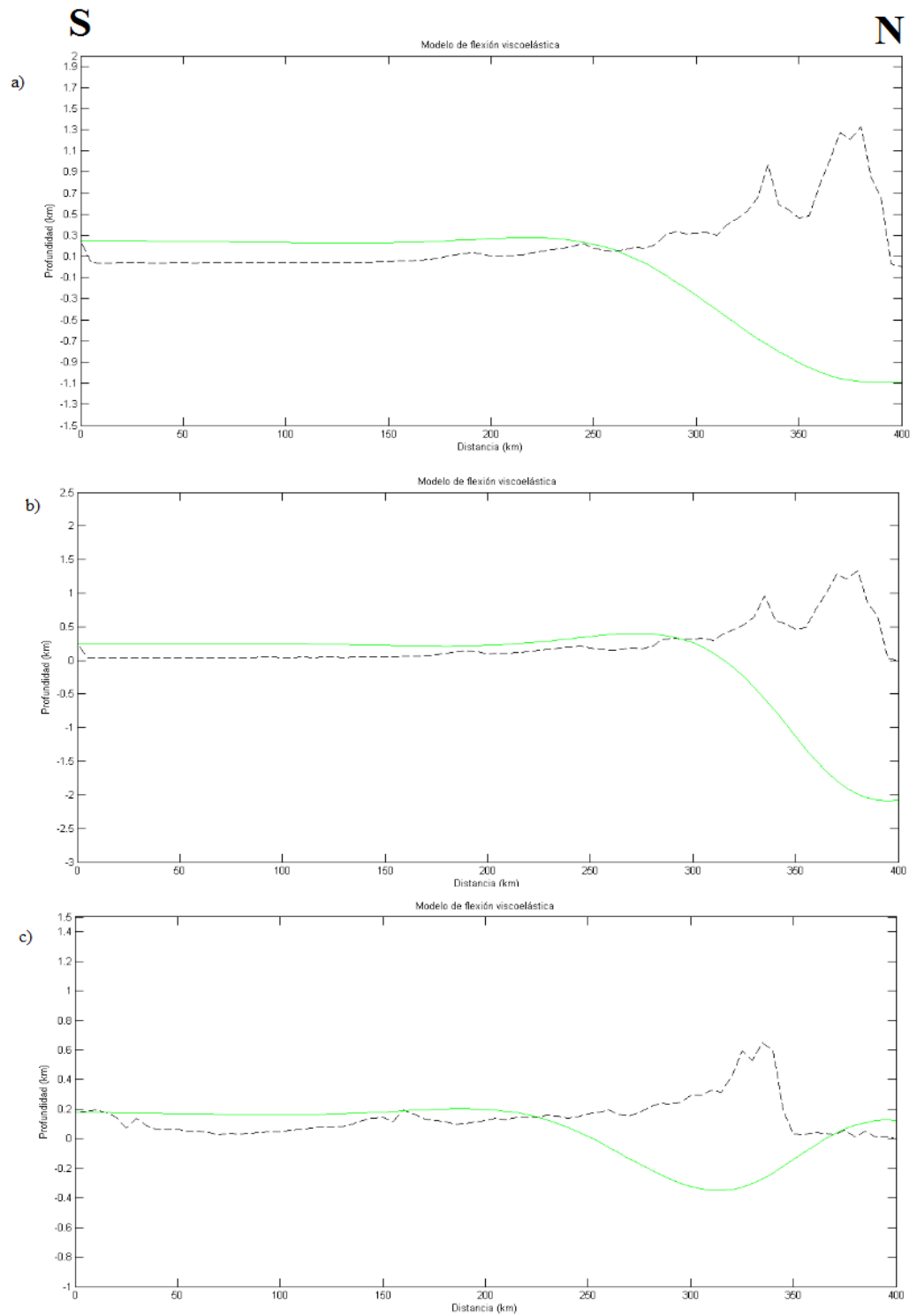


Figura 5.39. Modelo viscoelástico para Te 15 km: a) Perfil 68°W; b) 67°W; c) 66°W.

En la Tabla 6 se pueden observar los resultados finales obtenidos para el modelado flexural. De estos modelos se observa que la mayor profundidad para la cuenca se obtiene a partir de un modelo de placa elástica con T_e variable de 25 a 12 km, donde se alcanzan 2000 m , 2700 m y 1562 m de espesor sedimentario para los perfiles 68° W, 67° W y 66° W respectivamente. Por otra parte, como resultado final para el modelo viscoelástico se tiene es que la máxima flexión registrada para la es de 2 km (Perfil 67) y en la cuenca de 700 m lo cual no es un valor representativo del espesor sedimentario de la cuenca. Estos resultados indican que el mejor ajuste se obtiene es al considerar que la placa sufrió un adelgazamiento y por lo tanto el espesor elástico varía de 25 km en el sur a 12 km en el norte

Tabla 6. Resultados del modelado flexural

Perfil 68				
Modelo	Te (km)	Carga	Prof. Cuenca (m)	Máxima flexión (m)
Te ctte	25	Topografía	900	2592
Te ctte	25	Topografía y napas	1300	4142
Te variable	25 a 12	Topografía y napas	2000	4363
Viscoelástico	25	Topografía y napas	300	1000
Viscoelástico	15	Topografía y napas	400	1200

Perfil 67				
Modelo	Te (km)	Carga	Prof. Cuenca (m)	Máxima flexión (m)
Te ctte	25	Topografía	1100	3826
Te ctte	25	Topografía y napas	2000	4540
Te variable	25 a 12	Topografía y napas	2700	6200
Viscoelástico	25	Topografía y napas	500	1700
Viscoelástico	15	Topografía y napas	700	2000

Perfil 66				
Modelo	Te (km)	Carga	Prof. Cuenca (m)	Máxima flexión (m)
Te cte	25	Topografía	700	884.1
Te cte	25	Topografía y napas	1000	1700
Te variable	25 a 12	Topografía y napas	1562	1937
Viscoelástico	25	Topografía y napas	100	300
Viscoelástico	15	Topografía y napas	200	500

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS DE SUBSIDENCIA Y GEOTERMIA

6.1. Análisis de subsidencia

Los análisis de subsidencia buscan producir una curva para la subsidencia tectónica y la rata de acumulación de sedimentos a través del tiempo (Allen y Allen, 2013), por lo que los mismos han sido utilizados para tener una impresión visual de las fuerzas responsables por la formación y desarrollo de las cuencas. Tomando esto en cuenta, se realizó un intento para determinar la historia de subsidencia en la subcuenca de Guárico para así evaluar el efecto de la carga sedimentaria y poder identificar la subsidencia correspondiente a otras fuentes.

Siguiendo la metodología de Watts (2001), se asumió un modelo de respuesta isostática local tipo Airy para la carga sedimentaria, tomando en consideración los efectos de la compactación de los sedimentos para un total de tres pozos en la subcuenca de Guárico, a saber: Barso, Central y Socorro (la ubicación se puede observar en la Figura 6.1).

A estos pozos se les realizó el análisis de decompactación definido en la sección 3.6.1, y se obtuvieron las curvas que representan la subsidencia tectónica (sin las correcciones debido al nivel del mar y paleobatimetría) y la profundidad al basamento (Figuras 6.2 a 6.4)

Es de resaltar que para estos pozos, las edades de las formaciones encontradas no superan el Cretácico, por lo que la información que brinda la curva de subsidencia es limitada con respecto a la edad y eventos que podrían causar subsidencia inicial durante el pre Cretácico.

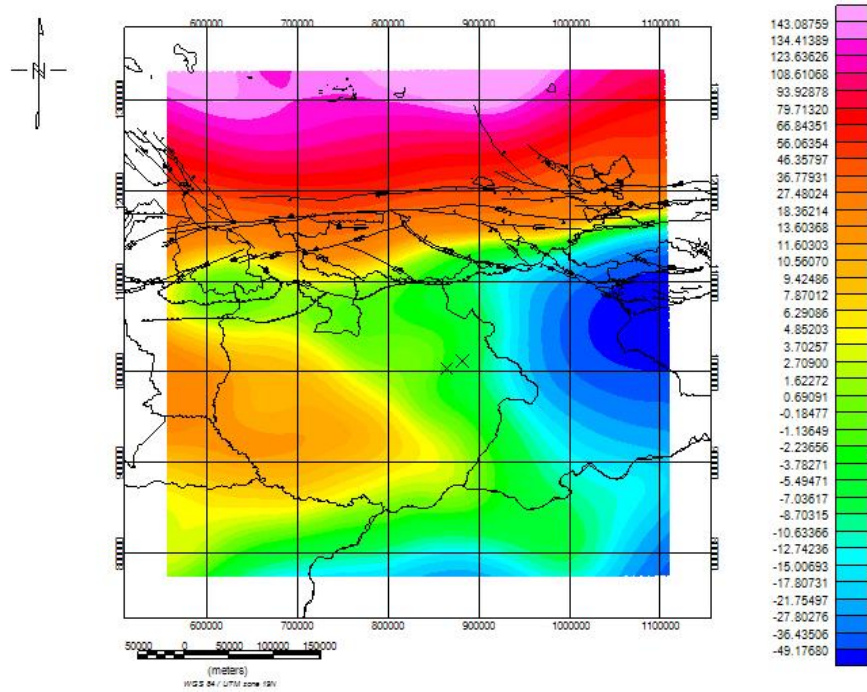


Figura 6.1. Mapa regional de anomalías de Bouguer con ubicación de los pozos utilizados para el backstripping

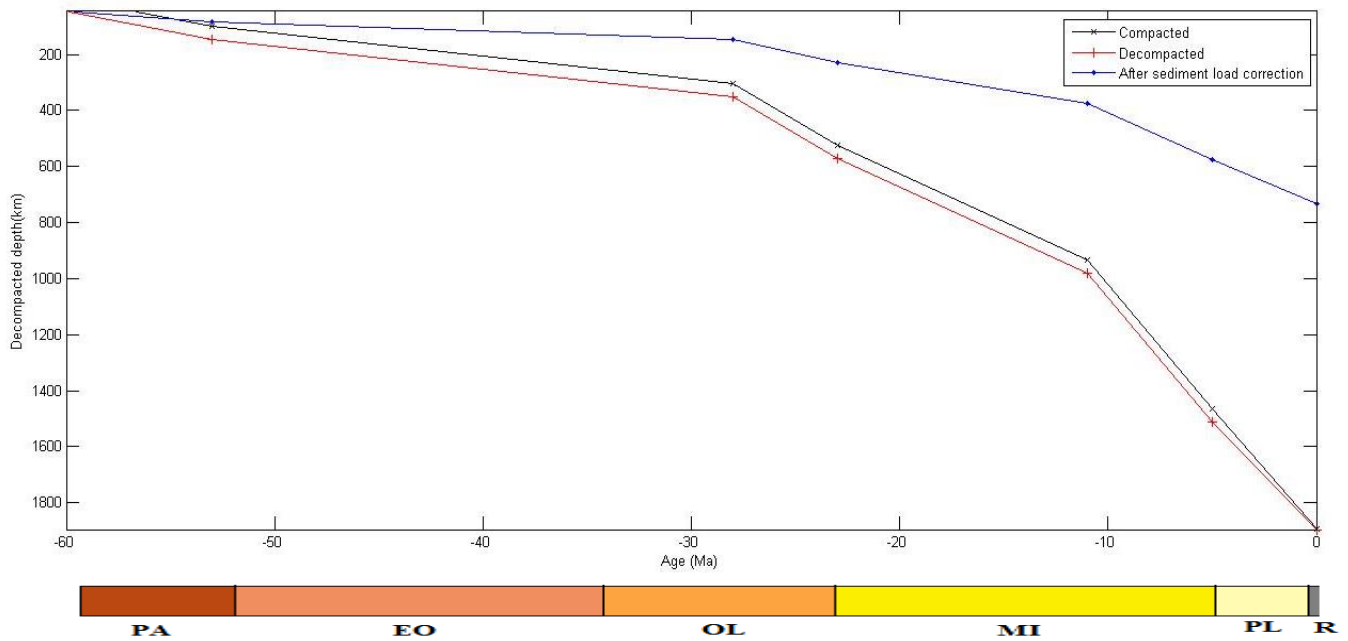


Figura 6.2. Análisis de decompactación del pozo Barso.

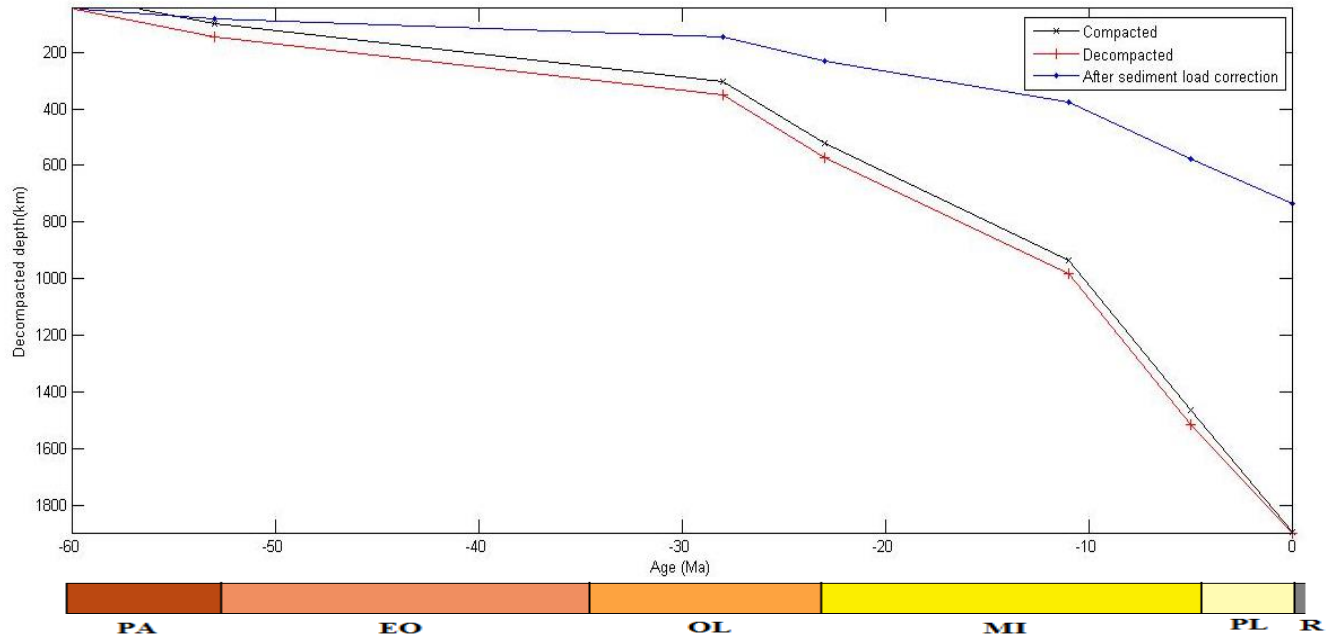


Figura 6.3. Análisis de decompactación del pozo Central.

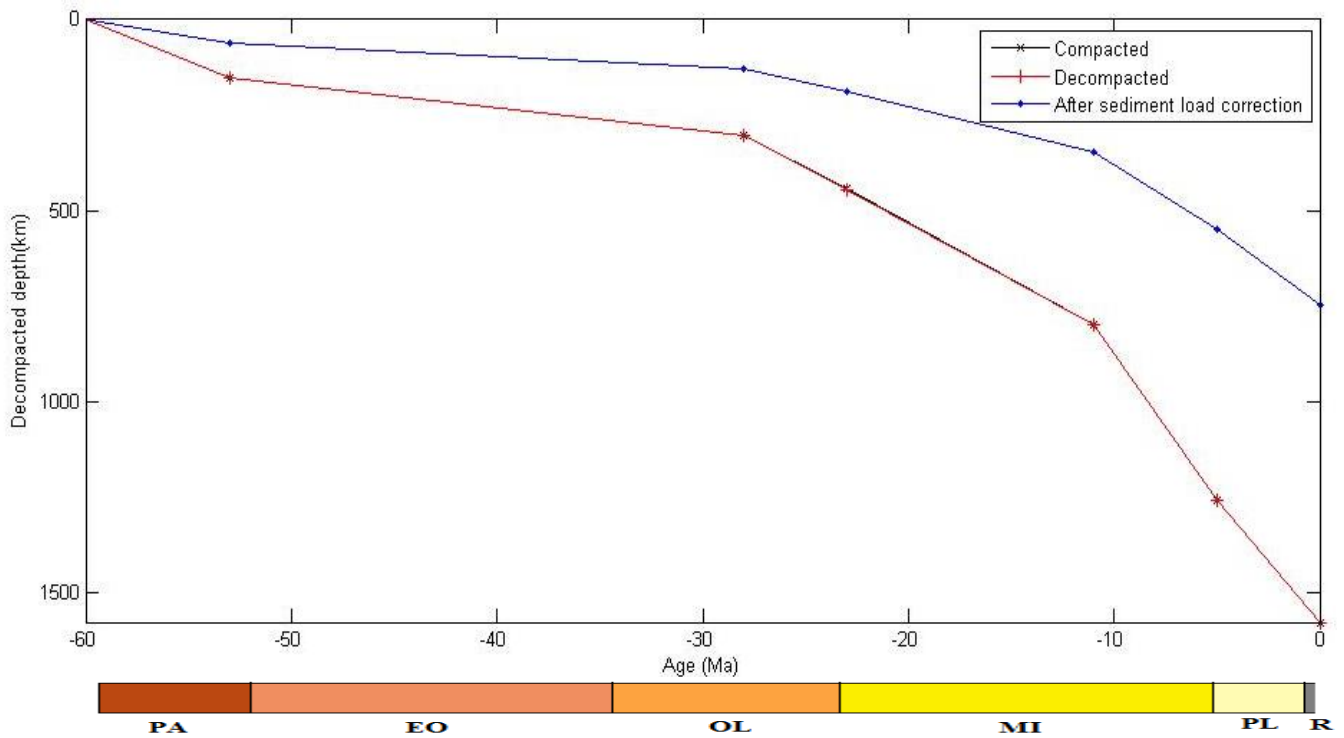


Figura 6.4. Análisis de decompactación del pozo Socorro.

De acuerdo con estas curvas de subsidencia, y tomando en cuenta que la falta de información sobre el inicio del rifting no permite definir la fase de subsidencia inicial se tiene que para el período entre el Paleoceno-Oligoceno, no se evidencian mayores aportes a la sedimentación, un período que es característico de una gran erosión en el norte de Venezuela. Se pueden identificar principalmente dos episodios de carga tectónica, uno en el Oligoceno Medio-Superior, con una rata de sedimentación de 29m/Ma, y otro en el Mioceno Superior, donde la rata de sedimentación incrementa hasta ser de 70m/Ma. Se evidencia que la sedimentación ha acompañado a la subsidencia a lo largo del tiempo. Estos últimos episodios de sedimentación que se observan en las curvas de subsidencia pueden estar asociados con el emplazamiento de las napas y la posterior recarga de las mismas en el Plioceno con el choque de la Placa Caribe.

6.2. Geotermia

A fin de complementar este estudio integrado, se realizó una recopilación del comportamiento termal presente en la zona de estudio. Entre los trabajos que abarcan el flujo de calor en Venezuela, resalta Urbani (1991) quien realiza una extensa investigación indicando ubicación, aspectos químicos y mineralógicos, así como también los valores de temperatura observados en la superficie para cada localización.

Tomando como punto de partida el trabajo de Urbani (op. Cit.), se elaboró un mapa con todas las fuentes superficiales con manifestación importante de temperatura en la región norcentral de Venezuela. Los datos de temperatura que han sido tomados a partir de manifestaciones de aguas termales en la región norte no aportan información sobre el estado termal en las cuencas.

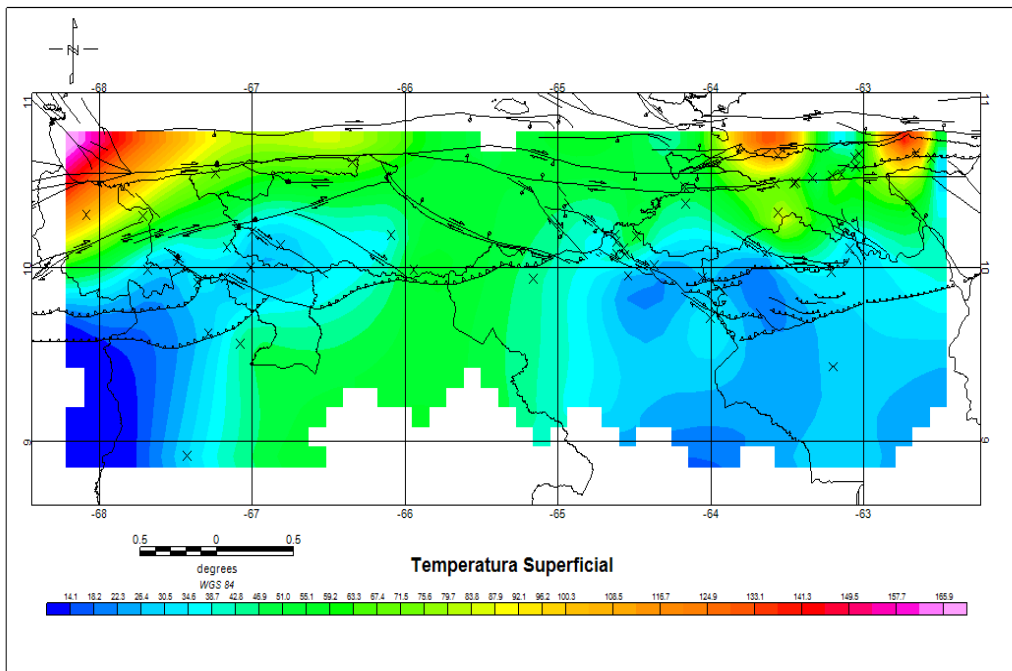


Figura 6.5. Mapa de temperatura en superficie de aguas termales basado en datos recopilados por Urbani (1991).

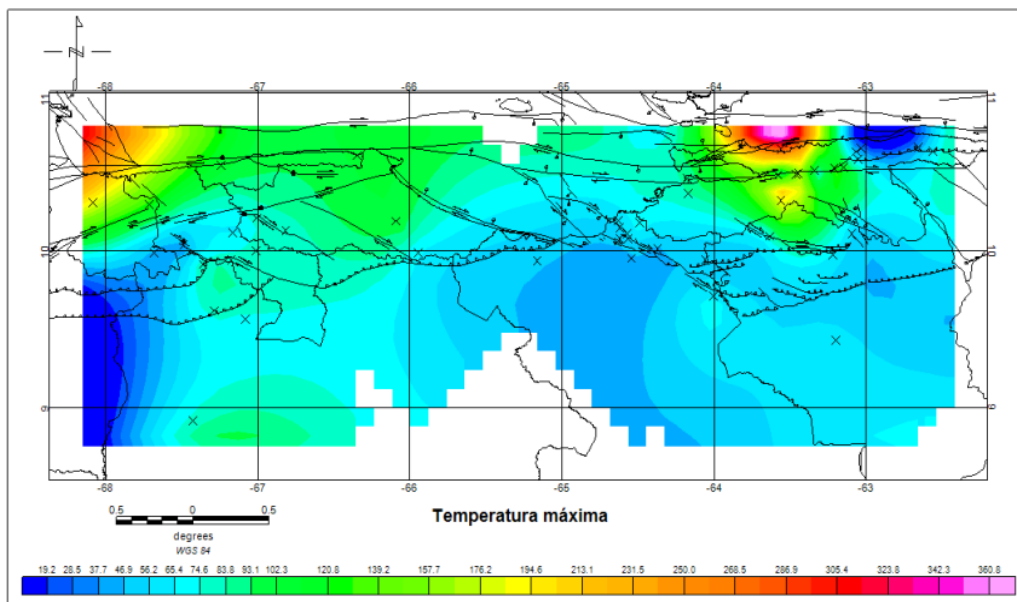


Figura 6.6. Mapa de temperatura máxima alcanzada de las aguas termales a 30 metros de profundidad basado en datos recopilados por Urbani (1991).

Por otra parte, se tienen las investigaciones realizadas por Arnaiz y Orihuela (2013), quienes generaron un mapa de flujo de calor con datos compilados por diferentes autores (Clark *et al.* 1978; Epp *et al.* 1970; Fernández 2004; Hernández 2006; Pollack 1993) a partir del cual se observa que en rasgos generales el flujo calórico varía entre 1-2 unidades y resalta notoriamente el máximo asociado a la subcuenca de Guárico en su zona limítrofe este con la Cuenca Oriental de Venezuela.

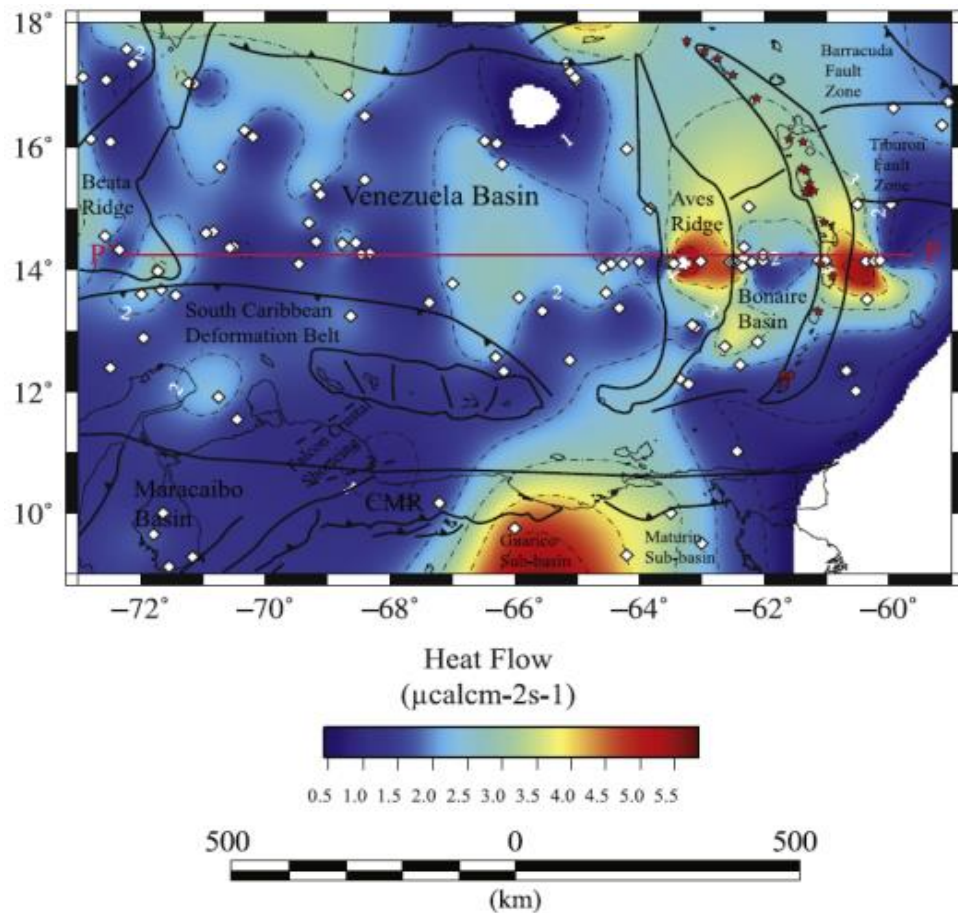


Figura 6.7. Mapa de flujo calórico para el norte de Venezuela y este del Caribe. (Tomado de Arnaiz y Orihuela, 2013).

Comparando los mapas de temperatura con el mapa de flujo de calor superficial generado por Fernández (2005), se observa la diferencia entre los máximo valores alcanzados entre las dos subcuencas.

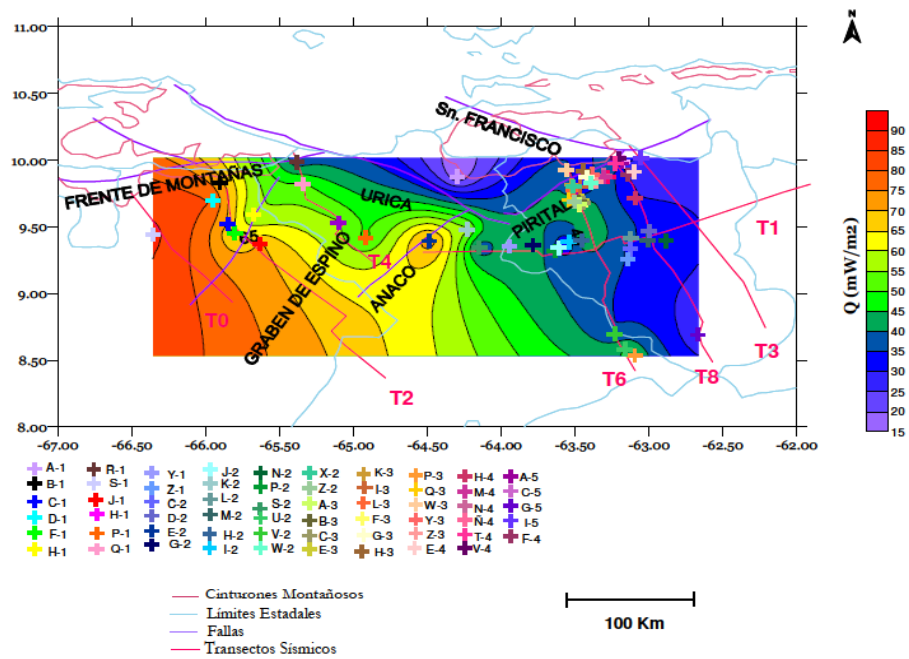


Figura 6.8. Mapa de flujo de calor superficial. (Tomado de Fernández, 2005).

CONCLUSIONES

La aplicación de modelos de topografía dinámica en la región nor-central de Venezuela junto con el análisis de decompactación y del comportamiento geotermal de la zona, permiten realizar las siguientes conclusiones:

- El mapa de anomalías de Bouguer posee los valores máximos (>110 mGal) en la región norte, asociados con las rocas volcánicas del arco de las Antillas Menores de Sotavento con orientación este-oeste, mientras que para la subcuenca de Guárico los valores están en el rango de 0-25 mGal, con orientación $N45^{\circ}W$, comportamiento relacionado estrechamente con el Arco de El Baúl que se extiende desde el Escudo de Guayana en el sur hasta el límite oeste. El Graben de Espino es difícil de aislar en las anomalías de Bouguer debido a la magnitud de la expresión del Arco de El Baúl
- En el mapa de anomalías regionales de Bouguer se pueden considerar distintos grados regionales, en primer lugar, hasta una continuación analítica hacia arriba de 60 km, el mapa refleja la orientación del Arco de El Baúl y al incrementar la altura por encima de 60 km, hace referencia al Escudo de Guayana con su adosamiento paleozoico y posteriormente al Moho que profundiza hacia el sur.
- Ocurre compensación isostática tipo Airy únicamente en la zona de las napas ubicadas en la región nor-central y en los arcos de islas, pero la subcuenca de Guárico no posee una compensación local tipo Airy, lo cual impone analizar modelos de compensación regional.
- Los valores de profundidad obtenidos a partir del análisis espectral, indican tres interfaces: profunda de 41.90 km, intermedia de 18.92 km y somera de 7.71 km
- Los modelos gravimétricos interpretados permitieron identificar las posibles cargas corticales causantes de la subsidencia en la región nor-central de Venezuela y la formación de la subcuenca de Guárico que actuaron en la fase

de activación tectónica sobre el preexistente margen pasivo a partir del Oligoceno.

- Sobre la base del análisis del modelo flexural para placa con espesor T_e constante, variable, y modelos viscoelásticos, se concluye que el que mejor y más adecuadamente se ajusta en la región, es el de espesor variable, el cual alcanza un máximo de profundización de 7500 m y un espesor sedimentario para la subcuenca de 2700 m
- El análisis de subsidencia, pese a la limitación en el número de pozos y a la ausencia de datos precisos con relación al momento de ocurrencia del *rifting*, ilustra claramente al menos dos episodios de carga cortical que se tradujeron en mayor subsidencia y rata de sedimentación durante el Oligoceno Medio-superior y el Mioceno Superior.
- Todos los datos sobre la temperatura y flujo de calor recopilados indican que los máximos valores se encuentran en la subcuenca de Guárico pero dado a que se encuentran muy localizados en la región norte, asociados a las fallas, no son conclusivos con relación a la estructura profunda de la subcuenca.
- En cuanto a la topografía mantelar puede decirse que su dinámica ha estado asociada al adelgazamiento cortical producto de la ruptura jurásica y la posterior subsidencia tectónica producida por las napas del norte.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Agueverre, S. y G. Zuloaga. (1938). Modernización de datos geológicos en el Frente de Montaña: Levantamiento geológico de superficie desde Carora Oeste, hasta Píritu, al Este. Informe para CORPOVEN (Inédito). Vol. 5.
- Airy, G.B. (1855). On the computation of the effect of the attraction of mountain masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145:101-104.
- Allen, P y J. Allen. (2013). Basin analysis: principles and application to petroleum play assessment. 3ra edición. Department of Earth Sciences & Engineering, Imperial College London. 327 p.
- Álvarez, J. (2002). Análisis Gravimétrico e Isostático en el Macizo Hespérico. Trabajo de investigación no publicado. Universidad Complutense de Madrid. España.
- Arnaiz, M. (2009). Modelado gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Arnaiz, M y N. Orihuela. (2013). Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean. *Tectonophysics* 590:38-51.
- Audemard, F. A., A. Singer y J. Soulas. (2005). Quaternary faults kinematic and stress tensors along the southern Caribbean from faults-slip data and focal mechanism solution. *Earth-Science Reviews*. 69: 181-223.
- Bachmann, R. (2001). The Caribbean Plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology. Freiberg Department of Tectonophysics. 17 p.
- Beck, C.M. (1978). Polyphasic Tertiary tectonics of the Interior Range in the central part of the western Caribbean Chain, Guárico State, northern Venezuela. *Geologie en Mijnbouw*, v. 57, p. 99-104.

- (1985). Las napas de Aragua-Cadena Caribe central y la historia mesozóica del margen sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas: Géodynamique des Caraïbes, Symposium, París, Edition Technip, p. 541-551.
- Bell, J. (1972). Geotectonic evolution of the souther Caribbean área. En: Studies in Earth and Space Sciences: The Harry H. Hess Volume, R. Shagam and others, eds. Geological Society of America Memoir 132: 369-386.
- Blanco, B., E. Gómez y H. Sánchez. (1988) Evolución tectónica sedimentaria del norte de los Estados Anzoátegui, Guárico, Cojedes y Portuguesa. Actas, IV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 151 – 159.
- Bellizzia, A. (1985). Sistema montañoso del Caribe: Una cordillera alóctona en la parte norte de América del sur. *VI Congreso Geológico Venezolano*. Tomo X: 6657-6836.
- Bezada, M., M. Schmitz, M.I. Jácome, J. Rodríguez, F. Audemard, C. Izarra, BOLIVAR active Seismic working group. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics* 45, 191-200.
- Bosch, M y I. Rodríguez (1992). North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates. *Journal of South American Sciences* 6:133-143.
- Bradley, D. y W.S.F. Kidd. (1991). Flexural extensión of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Geological Society of America Bulletin* 103(11).
- Burke, K. (1977). Aulacogens and continental breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5: 371-396.
- Choppin, H., A. Gonzalez., H. Rodríguez., E. Roux., M. Uzcategui. (1989). Síntesis Estratigráfica y Tectónica de Anzoátegui y Guárico Este (SETAGE). Tomo II. Geofísica. Informe Interno Corpoven.
- Clark, M.K., J.W.M Bush y L.H Royden. (2005). Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophys. Jour. Int.* 162:575-590.

- Colli, L., S. Ghelichkhan y H. Bunge. (2016). On the ratio of dynamic topography and gravity anomalies in a dynamic Earth. *Geophysical Research Letters*.
- Crosby, A., D. McKenzie y J. Sclater. (2006). The relationship between depth, age and gravity in the oceans. *Geophysical Journal International* 166(2): 553-573.
- Dávila, F.M. y C. Lithgow-Bertelloni (2013). Dynamic topography in South America. *Journal of South American Earth Sciences* 43:127-144.
- Dengo, G. (1951). Geología de la región de Caracas. *Bol. Geol., Caracas*. 1(1): 39-116.
- Di Croce, J., A. Bally y P. Vail. (1999). Sequence stratigraphy of the Eastern Venezuela basin. In: P. Mann (Ed.) *Caribbean Basin. Sedimentary Basins of the World*. Elsevier Amsterdam. pp:419-476.
- Dobrin, M.B. (1961). *Introducción a la Prospección Geofísica*. Ediciones Omega, S.A. Barcelona, España. 483 p.
- Doin, M y L. Fleitout. (2000). Flattening of the oceanic topography and geoid: thermal versus dynamic origin. *Geophysical Journal International* 143(3): 582-594.
- Kiser, G y I. Bass (1985). La Reorientación del Arco de El Baúl y su Importancia Económica. VI Congreso Geológico Venezolano. pp 5122-5135.
- Kiser, G. (2015). *Precambrian to Jurassic Stratigraphy of Northern South America*. 613 p.
- 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.
- Durán D y C. Lobo. (2004). Evaluación hidrogeológica de las reservas de agua subterránea del acuífero de los llanos de Calabozo, Estado Guárico, con el apoyo de técnicas nucleares. Trabajo Especial de Grado. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela.
- Edgar, N., J. Edwing y J. Hennion. (1971). Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55(6): 833-870.

- Erlich, R.N y S.F. Barret. (1992). Petroleum geology of the Eastern Venezuela basin. American Association of Petroleum Geologists.
- Eva, A., K. Burke., P. Mann y G. Wadge. (1989). Four-phase tectono-stratigraphic development of the southern Caribbean. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 9-21.
- Faccenna, C., T.W Becker, M.S Miller, E. Serpelloni y S. Willett. (2014). Isostasy, dynamic topography, and the elevation of the Apennines of Italy. *Earth and Planetary Science Letters*. 407:163-174.
- Fenglin, N., T. Bravo, G. Pavlis, F. Vernon, H. Rendón, M. Bezada y A. Levander. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 112 (B11308)
- Fernández, D., M. Jácome, C. Izarra y C. Olivares. (2005). Análisis térmico de la Cuenca Oriental de Venezuela a partir de información de pozos. Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Feo-Codecido, G., F.D. Smith., N. Aboud y E. Di Giacomo. (1984). Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins: Geological Society of America.
- Flament, N., M. Gurnis y R.D Müller. (2013). A review of observations and models of Dynamic Topography. *Geological Society of America. Lithosphere* 5(2):189-210.
- Fowler, C.M. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press. U.K, 2^{da} edición, 685 p.
- García-Abdeslem, J., J. J. Regalado-Sosa y H. R. Cerquone-Ravelo. (2013). Un modelo de densidad del subsuelo en el graben de Espino: un aulacógeno jurásico en el oriente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (1): 110-120.
- Geosoft Inc. (2007). Oasis montaj v.6..4.3, Standard Edition [Program].
- Giunta, G., L. Beccaluva, M. Coltorti, F. Sienna y C. Vaccaro. (2002). The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution: *Lithos*, 63: 19-40.

- González de Juana, C., J. Iturralde y X. Picard (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Tomo II. Caracas. Ediciones Foninves. 1031p.
- Granja, J.L. (2005). Geodinámica del borde noreste de la placa Caribe. Trabajo de investigación de Tercer Ciclo. Programa de Doctorado. Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Hager, B., R. Clayton, M. Richards y R. Comer. (1985). Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature*. 313:541-545.
- Heine, C., R. Muller., B. Steinberger y T. Torsvik. (2008). Subsidence in intracontinental basins due to dynamic topography. *Phys. Earth Planet. Int.*, 171:252-264.
- Heiskanen, W. (1924). Untersuchungen uber Schwerkraft und Isostasie, Publ. Finn. Geod. Inst.; 4.1-96
- Hernández, A. (2012). El problema isostático inverso de Vening Meinesz. Teoría y Desarrollo. Aplicación práctica para la determinación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en la Península Ibérica. Tesis. Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía. Universidad Politécnica de Madrid. España.
- Hinze, W., C. Aike, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G., Flanagan, R. Forsberg, T. Hildenbrand, G. Keller, J. Kellogg, R. Kucks, X. LI, A. Mainville, R. Morin, M. Pilkington, D. Plouff, D. Ravat, D. Roman, J. Urrutia-Fucugauchi, M. Veronneau, M. Webring y D. Winester. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70 (4): J25-J32.
- Holmes, A. (1929). Radioactivity and earth movements. Geological Society of Glasgow, 18: 559-606.
- Hoggard, M., N. White y D. Al-Attar. (2016). Global dynamic topography observations reveal limited influence of large-scale mantle flow.
- Houtz, R y W. Ludwing. (1977). Structure of the Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler sonobuoy measurements. *Journal of Geophysical Research*, 82: 4861-4867.

- Jácome, M.I., N. Kuszniir, F. Audemard y S. Flint. (2003). Formation of the Maturín Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography. *Tectonics*. 22(5):1046-1063.
- Jácome, M.I., K. Rondón, M. Schmitz, C. Izarra y E. Viera. (2008). Integrated Seismic, flexural and gravimetric modelling of the Coastal Cordillera Thrust Belt and The Guárico Basin, North Central region, Venezuela: *Tectonophysics*, 459: 27-37.
- Jaeger, J.C. (1969). *Elasticity, Fracture and Flow with Engineering and Geological Applications*. 3^{era} edición. Science Paperbacks. U.K.
- Jaeger, J.C. y N.G.W Cook. (1976). *Fundamentals of Rock Mechanics*. 2^{da} edición. Science Paperbacks. Londres.
- Jaeger, J.C., N.G.W Cook y R.W Zimmermann. (2007). *Fundamentals of Rocks Mechanics*. 4^{ta} edición. Blackwell Publishing. U.K.
- Kaban, M., P. Schwintzer y S. Tikhotsky. (1999). A global isostatic gravity model of the Earth. *Geophysical Journal International*, 136(3): 519-536.
- Karner, G.D. (1982). Spectral representation of isostatic models. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 7:55-62.
- Karner, G.D y A.B Watts. (1983). Gravity Anomalies and flexure of the lithosphere at Mountain Ranges. *Jour. of Geophys. Res.* 88:449-477.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Science Letters*. 40: 25-32.
- Maestro, A. (2002). *Reología de espesantes celulósicos: modelización y mecanismo de espesamiento asociativo*. Tesis. Departamento de Ingeniería Química y Metalurgia. Universidad de Barcelona. España.
- Magnani, M.B., C. Zelt, A. Levander y M. Schmitz. (2009). Crustal structure of the South American-Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 114 (B02312).
- Martín Bellizia, C. (1968). Edades isotópicas de rocas venezolanas. *Boletín de Geología*. Caracas, 9(19): 356-380.

- 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.
- Menéndez, A. (1966). Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe: *Boletín de Geología, Caracas*, 8: 116-139.
- Meneven (1983). Interpretación aeromagnética del Basamento de la Faja Petrolífera del Orinoco, mapa inédito.
- Mitrovica, J. X., C. Beaumont y G. Jarvis. (1989). Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics*, 8(5): 1079-1094.
- Molnar, P., P. England y C. Jones. (2015). Mantle dynamics, isostasy, and the support of high terrain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Moticska, N. (1985). Volcanismo Mesozoico en el subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Guárico, Venezuela. Memoria Congreso Geológico Venezolano, VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 29 Septiembre – 6 Octubre. 6: 1929-1943.
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. *Journal of Geodesy*, 54: 395-405.
- Lillie, R. J. (1999). *Whole Earth Geophysics: An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists*. Prentice-Hall. UK.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. 2^a Ed. Cambridge University Press. UK.
- 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.
- Orihuela, N., A. García y M. Arnaiz. (2012). Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean. *Internal Journal of Earth Sciences*. doi:10.1007/s00531-012-0828-6.
- O'Reilly, S., W. Griffin, Y. Poudjom y P. Morgan. (2001). Are Lithospheres Forever? Tracking Changes in Subcontinental Lithospheric Mantle Through Time. Geological Society of America.
- Ostos, M. (1990). Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical data [Ph.D. Dissertation]: Houston, Rice University, 440 p.

- Parker, P. (1972). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31: 447 – 455.
- Parnaud, F., Y. Gou., J-C. Pascual., I. Truskowski., O. Gallango., H. Passalacqua., F. Roure. (1995). Petroleum geology of the central part of the eastern Venezuelan basin.
- Pérez de Armas, J. (2005). Tectonic and thermal history of the western Serranía del Interior foreland fold and thrust belt and Guárico basin, north-central Venezuela: Implications of new apatite fission-track analysis and seismic interpretation. Geological Society of America.
- Pindell, J., R. Higgs y J.F. Dewey. (1988). Cenozoic palinspastic reconstruction, paleographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America: Society for Sedimentary Geology (SEPM). Special Publication 58: 58-66.
- Pindell, J y S. F. Barrett, (1990). Geological evolution of the Caribbean regions; A plate tectonic perspective. *The Caribbean region: Geological Society of America*, H: 405-432.
- Pindell, J., L. Kennan, W. Maresch, K. Stanek, G. Draper y R. Higgs. (2005). Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. Geological Society of America, 394.
- Pekeris, C. (1935). Thermal convection in the interior of the earth. *Geophys. Suppl. MNRAS*, 3 (8): 343-367.
- 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.
- Ríos, K. (2002). Estimación de espesores sedimentarios del Mesozoico en el graben de Espino a lo largo de dos transectos regionales en el área de Anaco, estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.

- Reyes, J. (2002). Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 66°00'00''W. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Roberts, G y N. White. (2010). Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 115(B2).
- Rodríguez, I. (2013). Gravity anomalies, geodynamics modelling and the eastern Venezuela basin evolution. Tesis. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Durham. U.K.
- Rondón, K. (2004). Modelo geodinámico integrado de la Subcuenca de Guárico y la Cordillera de la Costa en el Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- Rubey, M., S. Brune, C. Heine, D.R. Davies, S.E. Williams, R.D. Muller. (2017). Global patterns of Earth's dynamic topography since the Jurassic. *Solid Earth*. doi: 10.5194/se-2017-26,2017.
- Salazar-Tomey, M. (2006). Evolución estructural e implicaciones tectónicas del Graben de Espino. Trabajo Especial de Grado, Maestría en Ciencias de la Tierra. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- Sanchez-Moya, Y., A. Sopena, A. Muñoz y A. Ramos. (1992). Consideraciones teóricas sobre el análisis de la subsidencia: Aplicación a un caso real en el borde de la Cuenca Triásica Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 3-4.
- Scalise, M. (2015). Evaluación de la aplicabilidad de los modelos de topografía dinámica asociados a anomalías gravimétricas en Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Schmitz, M., D. C. Halbaud, J. Castillo y C. Izarra. (2002). The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics*, 345(1): 103-118.

- Schmitz, M., J. Avila, M. Bezada, E. Vieira, M. Yáñez, A. Levander, C.A. Zelt, M. Jácome, M. Magnani and the Bolivar active Seismic working group. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics* 459:14-26.
- Schubert, G., D. Turcotte y P. Olson. (2004). *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press. U.K, 932 p.
- Slater, J y P. Christie. (1980). Continental stretching: an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, 85: 3711-3739.
- Seiders, V. M. (1965). Geología de Miranda Central. *Boletín de Geología. (Venezuela)* 6(12): 289-410.
- Shephard, G.E., L. Liu, R.D. Müller y M. Gurnis. (2012). Dynamic topography and anomalously negative residual depth of the Argentine Basin. *Godwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2011.12.005.
- Sleep, N.H. y N.S. Snell. (1976). Thermal contraction and flexure of mid-continent and Atlantic marginal basins. *Geophys. Jour. R. Astr. Soc.* 45:125-154.
- 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. F., R. Blanchet y B. Mercier De L. (1990). Les festons nord et sud-Caraibe (Hispaniola-Porto Rico, Panama et Colombie-Venezuela): des pseudo-subductions induites par le raccourcissement Est-Quest du vati continental peri-Caraibe. *Symposium Geod. Des Caraibes*, Ed. Technip, 35-52p.
- Summa, L., E. Goodman, M. Rciharson, I. Norton y A. Green. (2003). Hydrocarbon Systems of Northeastern Venezuela: Plate Through Molecular Scale-Analysis of the Genesis and Evolution of the Eastern Venezuela Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 323-349.
- Turcotte, D. (1980). Models for the evolution of sedimentary basins en *Dynamics of Plate Interiors*. Pp21-26. Geodynamics Series 1, American Geophysical Union.
- Turcotte, D y G. Schubert. (1982). *Geodynamics*. 2ª Ed. Cambridge. UK. 863 p.

- Ughi, A. (2014). Estudio de la estructura cortical en la zona centro norte de Venezuela mediante el análisis de flexión de placas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(1):93-103.
- Urbani, F y M. Ostos. (1987). El Grupo Ávila, Cordillera de la Costa. *Memorias Jornadas 50° Aniversario, Escuela Geología. UCV, Caracas. En imprenta.*
- Urbani, F. (1991). Geotermia en Venezuela. *GEOS*, 31: 47:190
- Viscarret, P, F. Urbani y J. Wright. (2012). Una nueva geocronología del macizo El Baúl, Estado Cojedes, Venezuela. *Geos* 42:1-14.
- Watts, A.B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press. U.K, 480 p.
- Schlumberger. (1997). *Evaluación de Pozos (WEC.)*. Caracas, Venezuela, 378 p.
- Wehrmann, M. (1972). Geología de la región de Caracas – Colonia Tovar. *Bol. Geol. Pub. Esp.*, 5 MMH, Caracas, 4: 2093 – 2121.
- Winterbourne, J., A. Crosby., N. White. (2009). Depth, age and dynamic topography of oceanic lithosphere beneath heavily sedimented Atlantic margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1): 137-151.
- Yoris, F y M. Ostos. (1997). *Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas*.

APÉNDICES

Apéndice A: Filtrado de anomalías gravimétricas

Para realizar los filtros de las anomalías gravimétrica se debe en primer lugar calcular el espectro de frecuencia y posteriormente, aplicar filtros a los datos usando el programa *Oasis Montaj*

El procedimiento para realizar el filtrado es el siguiente:

- Generado el mapa de anomalías de Bouguer, se utiliza el menú *MAGMAP* y en la opción *Interactive Filtering* se procede a seleccionar cada una de las opciones presentes en la Figura A., indicando los nombres de entrada y salida de los mapas.

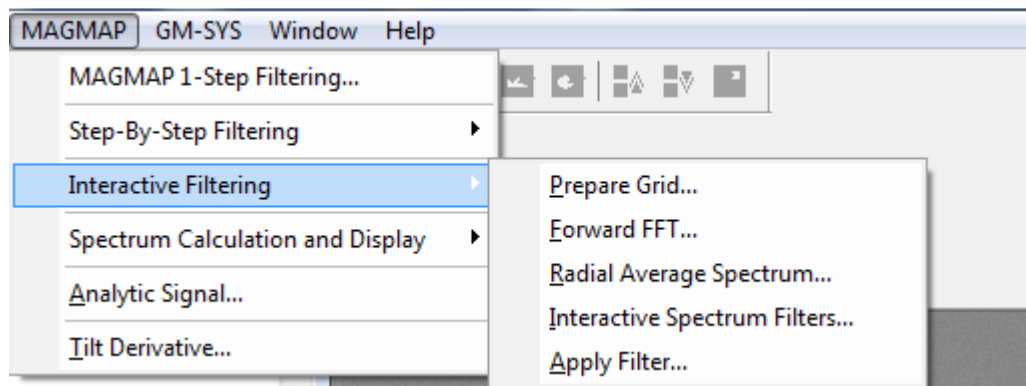


Figura A.1. Pasos para filtrado de mapas

- En la opción *Radial Average Spectrum* se calcula el espectro de frecuencia, el cual genera un archivo *.spc* de salida.
- Usando un editor de texto se extraen las columnas *CYC/K_unit* (número de onda) y *Ln_P* (potencia) del archivo *.spc* y se grafican utilizando *Microsoft Excel*, donde la potencia es el eje de las abscisas y el número de onda el eje de las ordenadas.
- Generado el gráfico se seleccionan las pendientes representativas del espectro, considerando que al final del mismo existe la llamada “cola de

ruido”, la cual debe removerse para poder identificar las estructuras profundas que son de interés para este estudio.

- Con la herramienta de línea de tendencia se presentan las ecuaciones y gráfico de las mismas para cada tendencia observada.
- Determinadas las pendientes, se utiliza la siguiente ecuación para estimar la profundidad de las fuentes: $h = \frac{m}{4*\pi} (m)$, donde h es la profundidad y m es la pendiente y se puede determinar la longitud de onda a la cual corresponde cada fuente.
- Seguidamente, en la opción *Interactive Spectrum Filters* se selecciona el filtro que se desea aplicar (Figura A.2) y los parámetros del mismo.
- Para finalizar, se selecciona la opción *Apply Filter* para generar el mapa filtrado.

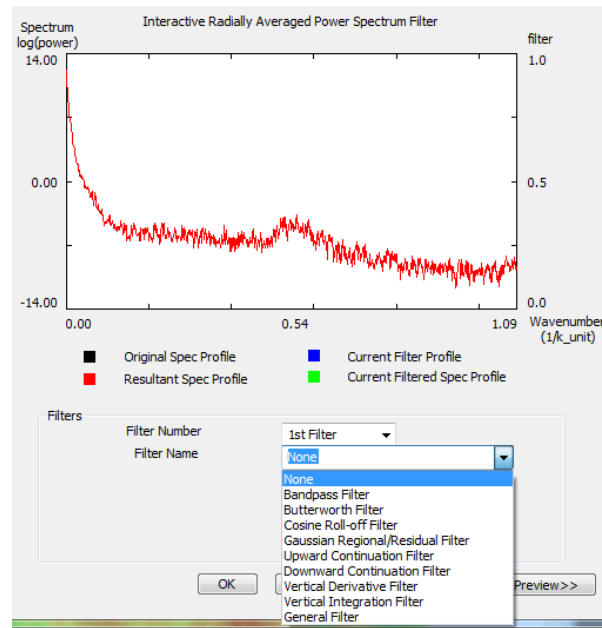


Figura A.2. Filtros disponibles en *Interactive Spectrum Filters*.

Apéndice B: Obtención de mapa regional

El mapa regional puede ser calculado con diferentes métodos. En este trabajo se utilizó la continuación analítica del campo hacia arriba para determinar el mismo.

La continuación analítica del campo hacia arriba se calcula a través de los siguientes pasos:

- Siguiendo la metodología del Apéndice A, se puede calcular la continuación analítica hacia arriba (Figura B.1)

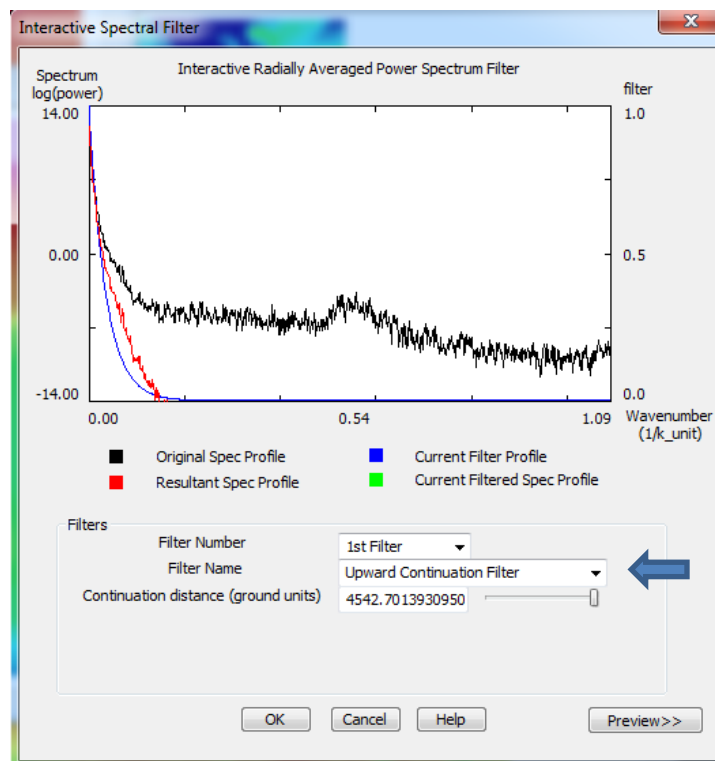


Figura B.1. Filtro tipo continuación analítica hacia arriba.

- El apartado *Interactive Spectrum Filters* posee una limitante con respecto a las unidades de altura con las cuales se puede realizar el filtro, como se observa en la Figura B.1, donde la máxima distancia permitida es 4532 metros. Para solucionar este problema, se realiza el filtro mediante la

opción *Step-By-Step Filtering*, de forma similar al anterior, siguiendo cada paso de la misma (Figura B.2).

-

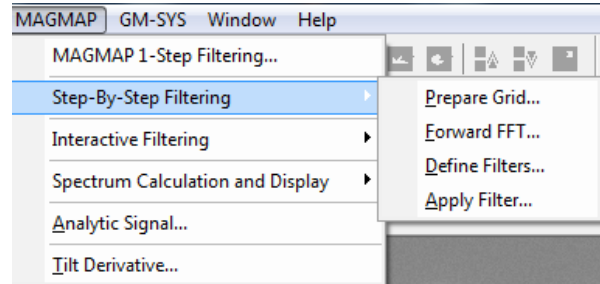


Figura B.2. Opción de filtros mediante *Step-By-Step Filtering*.

- Al escoger la opción *Define Filters*, se puede indicar la distancia que se quiera, lo que permite generar diferentes mapas, en este caso desde 10000 metros de altura hasta 70000 m.
- Para escoger cuál mapa es el adecuado para la zona, se busca aquella altura a partir de la cual no se observe ningún cambio considerable, lo cual se realiza utilizando el programa *Microsoft Excel*, donde se grafica el coeficiente de correlación entre las anomalías en relación con la altura.
- La altura idónea se obtiene donde ocurre un cambio en la pendiente, la cual para este caso dio como resultado 40 km (Figura B.3).

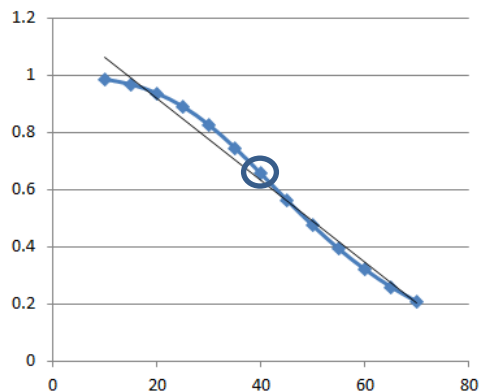


Figura B.3. Correlación de anomalías para cada altura vs altura corrida.

Apéndice C: Obtención de datos de perfiles

Los datos de los perfiles se pueden extraer a partir de los mapas utilizando el programa *Oasis Montaj*, a través de la opción *Grid Profile*.

Para realizar esto se deben seguir los siguientes pasos:

- Abrir la base de datos donde se quiere ubicar los datos del perfil.
- En la opción *Grid-Utilities* escoger *Grid Profile* (Figura C.1).
-

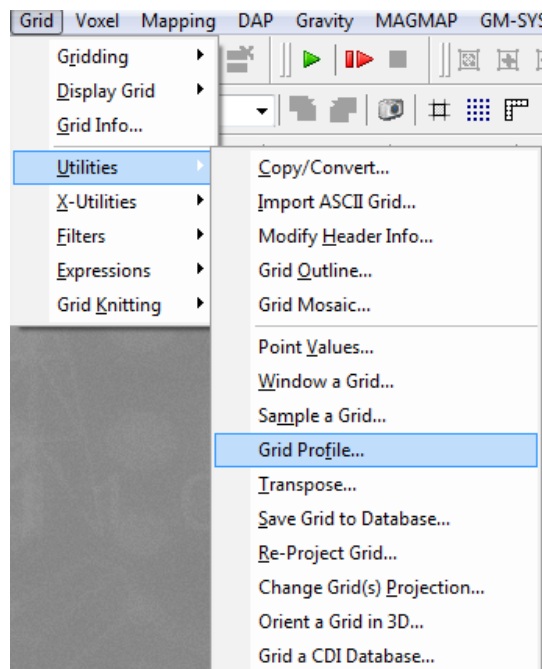


Figura C.1. Opción para extracción de perfiles en *Oasis Montaj*.

- Al seleccionar dicha opción se despliega un menú donde se deben escoger los *grids* o mallados de los cuales se desea extraer información, indicando el nombre para dicho perfil y el intervalo de muestras dado en metros (Figura C.2).

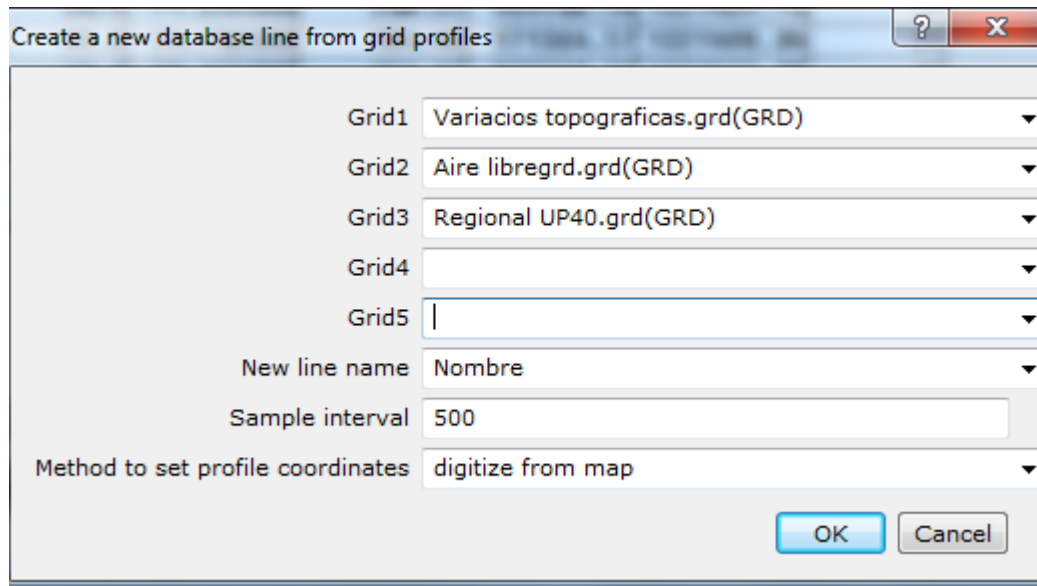


Figura C.2. Parámetros a escoger para la extracción de perfil.

- Seleccionados estos parámetros, se procede a colocar los puntos extremos del perfil en el mapa y la información del mismo se mostrará en la base de datos seleccionada previamente.

Apéndice D: Guión para cálculo de la predicción de raíz en *Matlab* (Scalise, 2015).

```
% Compensacion isostatica por Airy

format long

%Seleccionar el archivo con la base de datos
[archivo,path]=uigetfile('*.txt','Seleccione el archivo');
Datos=importdata([path archivo]);

%Carga de los datos

X=Datos(:,1); %Posicion en X
H=-Datos(:,2); %Altura o batimetria

Pc=45000; %Profundidad de compensacion (m)[25 30 35 40 45]
S=3.3; %Densidad del sustrato [3.1 3.2 3.3]
C=2.8; %Densidad de la corteza [2.7 2.8]
W=1.03; %Densidad del agua [1.03]

A=size(X);
B=1;

while B < A(1)+1

    if H(B) >0
        RR=H(B)*(C/(S-C));
        RAIZ(B,2)=Pc+(RR);
    else RR=H(B)*((C-W)/(S-C));
        RAIZ(B,2)=Pc+(RR);
    end
    end
    RAIZ(B,1)=X(B);
    RAIZ(B,3)=H(B);
    B=B+1;
end

dlmwrite('RAIZ_45.txt',RAIZ,'precision','%.6f'); %Colocar el nombre del archivo
[X Raiz H]

plot(X,-RAIZ(:,3),'magenta');
ylabel('Profundidad (m)');
```

Apéndice E: Código para la construcción de mapas en GMT

```
% Para generar el .grd a partir de un set de datos xyz
surface Topografia.txt -I0.01/0.01 -R-68.5/-63.5/7/12 -T0.35 -GTopografia.grd

% Creación de la paleta de colores a partir del .grd
grd2cpt Topografia.grd -Cjet -Z > Topografia.cpt

% Generar imagen
grdimage -R-68.5/-63.5/7/12 -Jq1 Topografia.grd -CTopografia.cpt -K > Mapa.ps

% Crear mapa con líneas de costa y escala
pscoast -R-68.5/-63.5/7/12 -Jq1 -W1 -Di -Ba2:" " :WeSn -S255/255/255 -O -K >
Mapa.ps

% Incluir escala de colores
psscale -CTopografia.cpt -D3/-1/7./0.5h -Ba100f50 -O >> Mapa.ps
```

Apéndice F: Carga de datos de pozos.

El análisis y carga de archivos *.las* fue realizado con la herramienta *Geolog*. Los pasos para el análisis son:

- Organizar los archivos *.las* en una carpeta.
- Iniciar la plataforma *Geolog* y crear un nuevo proyecto en la opción *File-New Project*, indicando el nombre del mismo.
- Para empezar a visualizar los pozos, ejecutar la opción *Well* (Figura F.1).
-

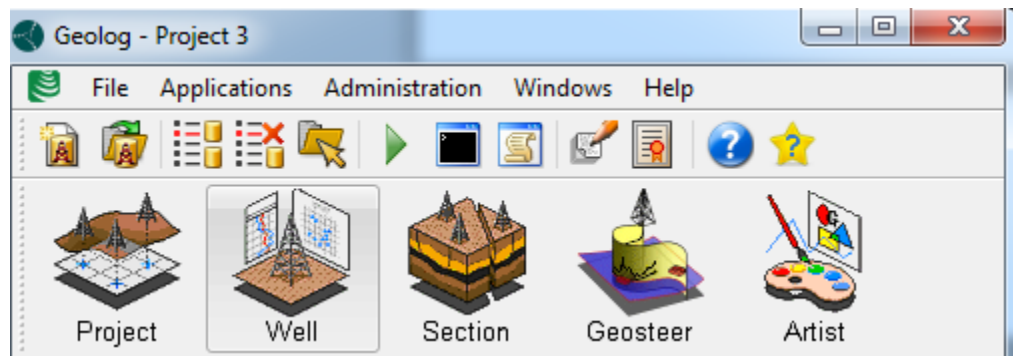


Figura F.1. Plataforma *Geolog*.

- Ejecutada esta opción, se genera una nueva ventana, a partir de la cual se procede a generar los pozos.
- En la opción *File-New Well* se crean los nuevos pozos, identificando los nombres para cada uno.
- Con la opción *Text Importer-New* se crea una nueva ventana (Figura F.2), dónde, usando la opción *Load File* se ubica el archivo *.las* correspondiente al pozo.

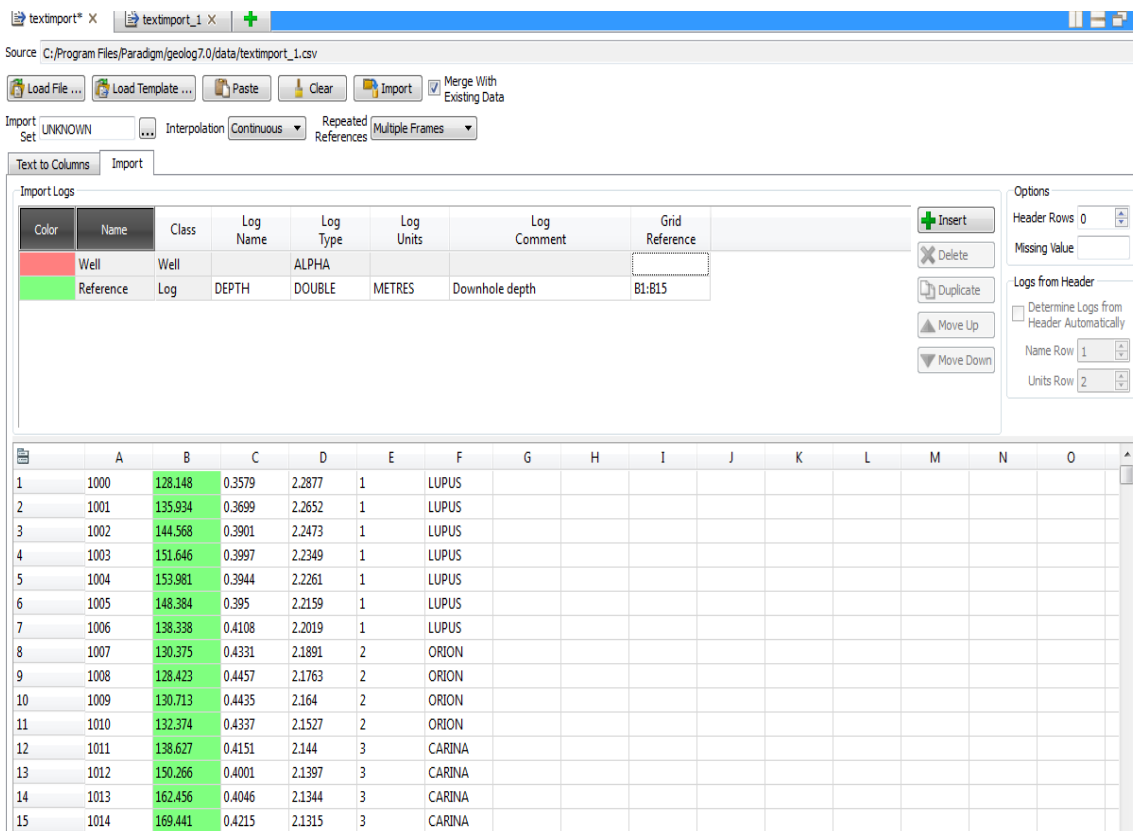


Figura F.2. Ventana para insertar registros de archivos *.las*

- Se seleccionan los parámetros para el registro y sus unidades, así como también la columna que le corresponde (Figura F.2 columna verde para profundidad).
- Para añadir más registros se usa la opción *Insert*, la cual crear una nueva fila donde se puede insertar la información del nuevo registro.
- Al finalizar, se usa la opción *Import*, la cual importará los registros al pozo creado y seleccionado previamente.
- Para visualizar el pozo, se debe devolver al menú anterior y seleccionar la opción *Layout-New*, generando una nueva ventana (Figura F.3), la cual al hacer *click* derecho sobre la columna amarilla, despliega un conjunto de opciones que permiten modificar la visualización por ejemplo la opción *Insert-Insert Wireline*.

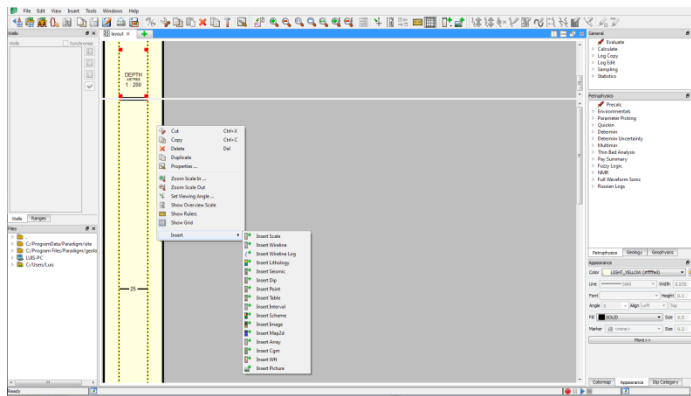


Figura F.3. Menú de *Layout* en *Geolog*.

- Una vez insertado el *Wireline*, se procede a hacer doble *click* sobre el mismo para desplegar el menú que permite agregar registros específicos (Figura F.4.).
- Usando la opción *Insert* de este nuevo menú, se crea un registro, el cual se debe modificar en las opciones *Wireline Log*, definiendo cuál es el registro en base a la información importada anteriormente, y modificando características como valores extremos y color del mismo.
- Por último, se escoge la opción *Apply* y *Ok* para insertar el registro.
- Para añadir más registros o ventanas separadas se selecciona la cruz verde presente en el menú anterior y se repiten los pasos.

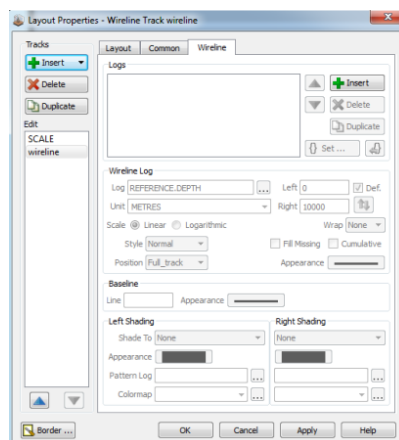


Figura F.4. Propiedades del *Layout* en *Geolog*.

Apéndice G: Carga de datos para código de *backstripping* realizado por Cardozo (2009)

La carga de datos se realiza de dos formas:

1. Al ejecutar el comando *backstrip* en la carpeta con todos los archivos referentes al código, se genera una ventana en *Matlab* (Figura G.1).

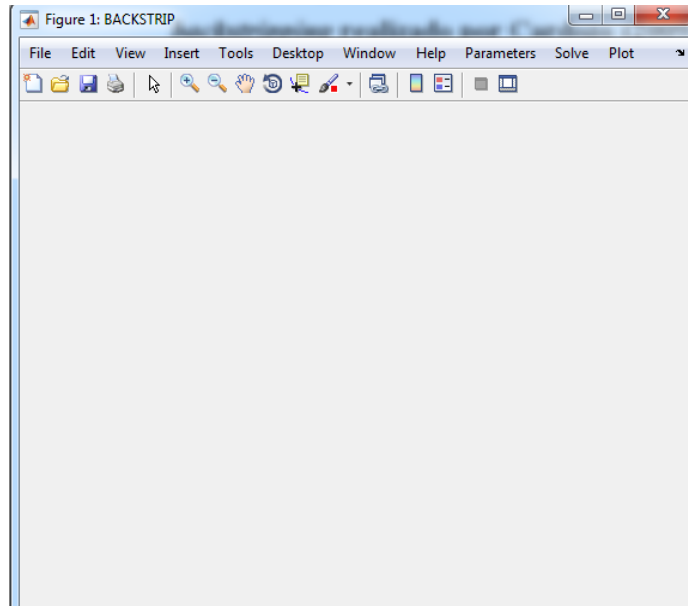


Figura G.1. Ventana generada al ejecutar el comando *backstrip* en *Matlab*.

- Usando la opción *Parameters*, se despliega un conjunto de opciones que corresponden a los parámetros que se deben cargar individualmente para poder ejecutar el *backstripping*.
- Si no se desea ingresar los parámetros individualmente, se escoge la opción *Read from file*, la cual permite la carga de los archivos mediante un documento *.txt*, que debe estar realizado de una forma específica.
- El archivo *.txt* debe de tener: número de líneas igual al número de unidades sedimentarias, cada línea teniendo: tope, base, edad del tope, edad de la base, densidad “seca”, coeficiente de porosidad en profundidad, porosidad superficial y tipo de cuenca (1 si es marina, 2

para cuencas continentales) como se puede observar en la Figura G.2, la cual corresponde a un archivo de prueba del autor.

Archivo	Edición	Formato	Ver	Ayuda				
15.417	16	176.5	193	2715	0.61	0.665	1	
10.11	15.417	142	176.5	2671	0.342	0.532	1	
9.805	10.11	137	142	2650	0.27	0.49	1	
9.377	9.805	127	137	2710	0.71	0.7	1	
8.752	9.377	112.2	127	2720	0.51	0.63	1	
8.502	8.752	110	112.2	2710	0.71	0.7	1	
7.735	8.502	98.9	110	2720	0.51	0.63	1	
7.61	7.735	93.5	98.9	2710	0.71	0.7	1	
7.31	7.61	83.5	93.5	2713	0.65	0.679	1	
6.235	7.31	65	83.5	2709.5	0.474	0.609	1	
5.01	6.235	55	65	2692	0.414	0.574	1	
5.01	5.01	43	55	0	0	0	2	
4.75	5.01	35.3	43	2669.469		0.337	0.529	2
4.15	4.75	31.1	35.3	2685	0.39	0.56	2	
3.15	4.15	23.8	31.1	2685	0.39	0.56	2	
2	3.15	12.7	23.8	2678	0.366	0.546	2	
0	2	5.4	12.7	2679	0.372	0.55	2	

Figura G.2. Estructura de archivo de carga para código *backstrip* (Cardozo, 2009).