

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**GENERACIÓN DE MAPA DEL BASAMENTO DE LA
CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA A PARTIR DE
DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS DE MODELOS
COMBINADOS DE DATOS SATELITALES, TERRESTRES Y
MARINOS.**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Cahuana Y., Néstor G.
Para optar al título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, 2012

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**GENERACIÓN DE MAPA DEL BASAMENTO DE LA
CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA A PARTIR DE
DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS DE MODELOS
COMBINADOS DE DATOS SATELITALES, TERRESTRES Y
MARINOS.**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Nuris Orihuela
TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Andreina García

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Cahuana Y., Néstor G.,
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2012

*“...tu diestra me sustentó,
Y tu benignidad me ha engrandecido.
Ensanchaste mis pasos debajo de mi,
Y mis pies no han resbalado”.*

Salmo 18.35-36

DEDICATORIA

A Dios mi Señor,

A mis padres, abuelos y familia.

A mi novia.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente, agradezco a Dios sobre todas las cosas, él me dio la oportunidad de tener esta carrera y conseguir este tema de TEG, sin él nada soy.

Agradezco a la ilustre Universidad de Central de Venezuela, por ser mi casa de estudios, y el lugar en donde aprendí por la experiencia lo que significa esfuerzo y luchar hasta el final.

A la profesora Nuris Orihuela, por darme su tutoría para este trabajo aun cuando poco me conocía, y que tuvo la paciencia de enseñarme las cosas que no sabía hasta ahora.

A la Agencia Bolivariana de Actividades Espaciales (ABAE), por prestar sus instalaciones y equipos para llevar a cabo el procesamiento inicial de los datos, también a Andreína García por su vínculo de tutora industrial y ayudar de medio entre la agencia y yo.

A mis familiares, quienes no dejaron en ningún momento de alentar a continuar y ayudarme a concluir mi meta: Néstor Cahuana, Roxana Yáñez y Ana Alejandra Cahuana (mis padres y hermana), Edgar de Jesús Yáñez, Yolanda Prado y Amparo Villegas y mi pediatra Carmen Prado (abuelos y tía), Magalis Mora, Julián Cahuana, Mabel Cahuana y Freddy Quero, Candy Cahuana, Edgar Yáñez, Eduardo Yáñez (tíos).

A mi novia Katerin Jiménez, que aunque se encuentra lejos, se preocupó por animarme frecuentemente a concluir esta investigación.

A mis amigos de la universidad, en el Laboratorio de Interpretación del Subsuelo, no sólo por darme compañía y hacer más amena mi estadía en la universidad, sino por darme de su ayuda cuando la llegué a necesitar: Gustavo Zerpa “Caballo”, Said Roa, Sofía Villanueva, Manuel Martínez “Bochinche”, Jorge García “El Boqui”, Halis Benítez, Harnold Alberti, Gabriela Da Silva, Atilio Torres, Carlos Fuenmayor, Luis Cabrera “Gordo ñoño”, Zuliangel Bello, Sarita Otero, Laura González, Fabián

Linares, Frank González, Jesús Ovalles “Cala”, y todos los demás que fueron mis compañeros de estudios, que si los nombrase a todos no cabrían en pocas hojas.

A mis demás amigos de Mérida y de la Comunidad de la Gracia, que aunque algunos se encuentran lejos se preocuparon igual que los están cerca por mis avances en mi carrera y TEG: Jonathan Albarrán, Isamar Aguilar, Jairo Puentes, Albeiro González, Kareli Lara, Ramón Vielma, Yosman Cuevas, Yamileth Reyes, Santiago Castillo y su mama Prof. Hermes Brizuela (Merideños); Pr. Adán Nathanson, Familia Quijada, Miguel y José Testone, Sandra Morales, Junior y demás jóvenes de la iglesia, que son alegría mía y del Señor (presentes en Caracas).

Cahuana Y., Néstor G.

**GENERACIÓN DE MAPA DEL BASAMENTO DE LA CUENCA ORIENTAL
DE VENEZUELA A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y
MAGNÉTICOS DE ORIGEN SATELITAL, TERRESTRE Y MARINO.**

**Tutora Académica: Msc. Nuris Orihuela, Tutora Industrial: Ing. Andreina
García.**

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2012, 143 p.**

Palabras claves: Cuenca Oriental de Venezuela, Basamento Cristalino, Datos
Satelitales, Deconvolución, Gravimetría.

Resumen.

La presente investigación tiene como propósito principal generar un mapa de basamento cristalino de la cuenca Oriental de Venezuela, a partir de datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados de origen satelital, terrestre y marino, mediante la técnica de descomposición espectral; a esto se agrega otros objetivos que se buscaba alcanzar: generar 7 modelos gravimétricos – magnéticos sobre perfiles (LX1, LX2, LX3, LX4, LX5, L3 Y L4) que atravesaran la cuenca, considerando la dirección de las estructuras y aplicar métodos de inversión de deconvolución de Euler, Werner y señal analítica. Los pasos para el procesamiento de los datos de anomalía de Bouguer y magnética, se llegaron a cabo sobre una ventana comprendida entre los 12° y 7° de latitud y -67° y -60° de longitud; posteriormente se ejecutó el análisis espectral del contenido de frecuencias de la señal gravimétrica y magnética de la ventana completa, se seleccionaron los números de onda asociados al basamento usados para aplicar un filtro pasobanda sobre la anomalía gravimétrica y magnética, seguidamente se seccionaron los mapas de anomalía en ventanas de 2°x2° a intervalos de 0,5° con la intención de obtener las profundidades del basamento a través del espectro radial de potencia. Las profundidades conseguidas por los espectros de potencia, varían desde los 2 a 11 Km, estos resultados fueron soportados por el análisis espectral de una base de datos de pozos ubicados en la zona de estudio, que llegaron al basamento cristalino; y de las 7 secciones geológicas que se elaboraron los perfiles, sobre las cuales también se aplicaron los métodos de inversión semiautomáticos. Finalmente, se obtuvo 2 mapas de basamento a partir de la descomposición del contenido de frecuencias de gravimetría y magnetismo, en donde el primero fue comparado con las profundidades de los pozos, obteniendo una correlación aceptable para algunas áreas de la cuenca. Considerando el modelaje de las secciones se tuvo una representación del basamento precámbrico, paleozoico y mesozoico, apoyando las secciones geológicas con los resultados de la inversión. Entre las provincias geológicas o estructuras que se tomaron en cuenta para la etapa de modelaje se pueden señalar, faja petrolífera del Orinoco, serranía del interior, graben de Espino, la fosa de Cariaco y el depocentro de la cuenca.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA.....	v
AGRADECIMIENTOS.....	vi
RESUMEN.....	viii
ÍNDICE GENERAL.....	ix
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xiv
ÍNDICE DE TABLAS.....	xx
ÍNDICE DE APÉNDICES.....	xxii
CAPITULO I. PRESENTACIÓN.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Planteamiento del Problema.....	2
1.3 Objetivos.....	3
1.3.1 Objetivo General.....	3
1.3.2 Objetivos Específicos.....	3
1.4 Justificación.....	4

1.5 Ubicación del área de estudio.....	5
1.6 Metodología.....	7
CAPITULO II. MARCO GEOLÓGICO.....	9
2.1 Marco Geológico Regional.....	9
2.1.1 La Placa Caribe y sus generalidades.....	9
2.1.2 Modelos de origen de la Placa Caribe.....	10
2.1.2.1 Modelo alóctono de la Placa Caribe.....	11
2.1.2.2 Evolución tectónica del modelo alóctono.....	13
2.1.2.3 Modelo autóctono de la Placa Caribe.....	19
2.1.2.4 Evolución tectónica del modelo autóctono.....	21
2.2 Cuenca Oriental de Venezuela.....	27
2.2.1 Provincias geológicas de la cuenca Oriental.....	30
2.2.1.1 Provincia de Serranía del Interior.....	30
2.2.1.2 Provincia Transicional de Maturín.....	31
2.2.1.3 Provincia de cuenca antepaís de Maturín.....	31
2.2.2 Rasgos estructurales de la cuenca Oriental.....	32

2.2.2.1 Fallas.....	32
2.2.2.2 Graben de Espino.....	33
2.2.2.3 Fosa de Cariaco.....	34
2.2.3 Basamento de la cuenca Oriental.....	34
CAPITULO III. MARCO TEÓRICO.....	36
3.1 Campo gravitatorio terrestre.....	36
3.2 Los armónicos esféricos y el campo gravitatorio.....	38
3.2.1 Modelos geopotenciales gravitatorios.....	39
3.3 Campo geomagnético.....	42
3.3.1 Características del campo magnético principal.....	43
3.3.2 Magnetismo de rocas y minerales.....	45
3.3.3 Modelos magnéticos terrestres.....	47
3.4 Métodos de inversión de los campos potenciales.....	48
3.4.1 Análisis espectral de Spector y Grant.....	48
3.4.2 Deconvolución de Euler.....	50
3.4.3. Deconvolución de Werner.....	51

3.4.4 Señal Analítica.....	52
CAPITULO IV. MARCO METODOLÓGICO.....	54
4.1 Los datos.....	55
4.1.1 Origen y revisión de los datos gravimétricos y magnéticos.....	55
4.1.2 Mapas estructurales.....	60
4.1.3 Pozos exploratorios.....	60
4.2 Descomposición espectral.....	63
4.3 Métodos semi-automáticos de inversión.....	74
CAPITULO V. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS....	77
5.1 Mapas de basamento del análisis espectral en datos gravimétricos y magnéticos.....	77
5.2 Comparación de profundidades de basamento pozos – análisis espectral.....	83
5.3 Modelaje gravimétrico – magnético en perfiles 2D.....	85
5.3.1 Modelo geológico LX1.....	89
5.3.2 Modelo geológico LX2.....	92
5.3.3 Modelo geológico LX3.....	94
5.3.4 Modelo geológico LX4.....	96
5.3.5 Modelo geológico LX5.....	99
5.3.6 Modelo geológico L3 y L4.....	101

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	104
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	108
APENDICE.....	116

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1. Ubicación de la cuenca Oriental de Venezuela. Modelo digital de elevación utilizado: SRTM v4 Plus (Becker, 2009).....	6
Figura 2.1. Ubicación geográfica de la Placa Caribe.....	9
Figura 2.2. Mapa estructural del área caribeña. (Tomado de Giunta et al, 2006).....	10
Figura 2.3. A) Modelo del Pacífico o alóctono de la placa Caribe. B) Modelo intra americano o autóctono de la placa Caribe. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).....	11
Figura 2.4 Reconstrucciones palinspáticas durante el mesozoico de: (a) Jurásico Temprano; (b) Jurásico Medio; y Jurásico Tardío (c) Calloviense - Oxfordiense y (d) Tithoniense. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).....	14
Figura 2.5 Reconstrucciones palinspáticas durante el mesozoico de: (a) Cretácico Temprano (Aptiense); (b) Cretácico Medio (Albiense); (c) Cretácico Tardío (Campaniense Temprano) y (d) Cretácico Tardío (Maastrichtiense). (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).....	16
Figura 2.6 Reconstrucciones palinspáticas durante el cenozoico de: (a) Paleoceno; (b) Eoceno medio; (c) Oligoceno Temprano y (d) Mioceno tardío. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).....	19
Figura 2.7. Placa Caribe, véase áreas marcadas con líneas rojas diagonales. (Tomado y modificado de http://www.mantleplumes.org/Web	21

Documents/CaribbeanPlateau.pdf).....	
Figura 2.8. Reconstrucción palinspática del Jurásico (Calloviense y Oxfordiense). (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).....	22
Figura 2.9. Reconstrucción palinspática del Cretácico medio (Albiense). (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).....	23
Figura 2.10. Reconstrucción palinspática del Cretácico tardío (Campaniense). (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).....	24
Figura 2.11. Reconstrucción palinspática del Paleoceno. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).....	25
Figura 2.12. Reconstrucción palinspática del Eoceno. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).....	26
Figura 2.13. Reconstrucción palinspática del Mioceno temprano. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).....	26
Figura 2.14. Mapa tectónico de Venezuela oriental. En el cuadro rojo expresión de la cuenca Oriental. (Tomado de Jácome et al, 2003).....	27
Figura 2.15. Corte geológico conceptual norte-sur, que muestra la morfología de la subcuenca de Guárico. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).....	28
Figura 2.16. Corte geológico conceptual NO-SE, que muestra la morfología de la subcuenca de Maturín. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).....	29

Figura 2.17. Provincias geológicas de la cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de Hung, 1997).....	31
Figura 2.18. Sección geológica del graben de Espino. (Tomado de Pérez, 2005).....	34
Figura 2.19. Mapa generalizado de las rocas que forman el basamento cristalino de la cuenca Oriental. (Tomado de Di Croce, 1995).....	35
Figura 3.1. Comparación entre geoide (línea continua) y esferoide (línea punteada), a) Debido a una diferencia de masa local, b) A nivel regional por diferencia de masas y de topografía. (Tomado de Telford, 1990).....	37
Figura 3.2. Relación entre las superficies de referencia y la superficie terrestre. (Tomado de Espinosa, 2009).....	37
Figura 3.3. Ejemplos de armónicos esféricos: a) zonal $l=6$, $m=0$; b) teseral $l=16$, $m=9$; sectorial $l=9$, $m=9$	39
Figura 3.4. Mapa mundial de ondulaciones del geoide, empleado para el modelo EGM2008. (Tomado de http://193.204.99.223/GoceIT/index.php?Itemid=91).....	41
Figura 3.5. Mapa mundial de anomalía de aire libre, obtenido a partir del modelo de geoide EGM2008. (Tomado online de http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/anomalies_dov.html)...	41
Figura 3.6. Sección esquemática de la magnetosfera y de su interacción con el viento solar. (Tomado de Lowrie, 2007)	43

Figura 3.7. Componentes vectoriales del campo geomagnético. (Tomado de Lowrie, 2007)	44
Figura 3.8. Comportamiento de los materiales en los subdominios magnéticos del ferromagnetismo. (Tomado y modificado de http://www.geovirtual.cl/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html).....	46
Figura 3.9. Mapa mundial de anomalía magnética del modelo Earth Magnetic Anomaly Grid (EMAG2). (Tomado y modificado de http://www.ipgp.fr/~ethebault/).....	48
Figura 4.1. Flujo de trabajo de la investigación.....	55
Figura 4.2. Distribución a nivel mundial de las fuentes usadas en el modelo EGM2008.....	56
Figura 4.3. Mapa de anomalía de Bouguer de la cuenca Oriental, densidad 2,67 gr/cm ³	58
Figura 4.4. Mapa de anomalía magnética de la cuenca Oriental.....	59
Figura 4.5. Distribución geográfica de los pozos empleados para la investigación.....	63
Figura 4.6. Espectro de potencia con presencia de aliasing espacial.....	65
Figura 4.7. Pendientes de espectro radial de potencial de gravedad: a) Profunda; b) Intermedia; c) Somera y d) Cola de ruido.....	65
Figura 4.8. Pendientes de espectro radial de potencial de magnetismo: a) Profunda; b) Intermedia; c) Somera y d) Cola de ruido.....	66

Figura 4.9. Mapa de anomalía de Bouguer, filtrado por pasobanda.....	69
Figura 4.10. Mapa de anomalía magnética, filtrado por pasobanda.....	69
Figura 4.11. Ubicación de los centros de ventanas para el análisis espectral. Representación del desplazamiento de las ventanas (Puntos rojos centros de las ventanas 1, 2, 3 y 4).....	70
Figura 4.12. Mapa de profundidad de basamento de la cuenca Oriental de Venezuela a partir del análisis espectral de datos gravimétricos.....	72
Figura 4.13. Mapa de profundidad de basamento de la cuenca Oriental de Venezuela a partir del análisis espectral de datos magnéticos.....	73
Figura 4.14. Ubicación de los perfiles usados para las técnicas de inversión (Deconvolución de Euler, Werner y Señal Analítica).....	75
Figura 5.1. Mapa de basamento cristalino del análisis espectral gravimétrico. Sectores: (a) Faja Petrolífera – Flanco norte cratón de Guayana; (b) Graben de Espino – Subcuenca de Guárico; (c) Zona de flexura – Depocentro, (d) Serranía del Interior y (e) Fosa de Cariaco.....	81
Figura 5.2. Mapa de basamento cristalino del análisis espectral magnético. Los cuadros (verde, amarillo, morado y rojos) representan las áreas de interés a comparar con el mapa espectral de gravimetría.....	83
Figura 5.3. Mapa de anomalía magnética con reducción al ecuador, empleado para el modelaje 2D en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4, LX5, L3 y L4.....	87

Figura 5.4. Solape de mapa geológico de Venezuela con anomalía magnética con reducción al ecuador.....	87
Figura 5.5. Modelo Geológico LX1.....	91
Figura 5.6. Modelo Geológico LX2.....	93
Figura 5.7. Modelo Geológico LX3.....	95
Figura 5.8. Modelo Geológico LX4.....	98
Figura 5.9. Modelo Geológico LX5.....	100
Figura 5.10. Modelo Geológico L3.....	102
Figura 5.11. Modelo Geológico L4.....	103

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 2.1. Evolución tectónica de la cuenca Oriental por eras geológicas.	29
Tabla 4.1. Base de datos de pozos empleados para esta investigación, provenientes de la fuente: González, (2009).....	61
Tabla 4.2. Base de datos de pozos empleados para esta investigación, provenientes de la fuente: Escalona y Mann (2010).....	62
Tabla 4.3. Profundidades de espectros gravimétrico y magnético en ventana completa de la cuenca Oriental.....	66
Tabla 4.4. Parámetros de filtro pasobanda (números de onda).....	68
Tabla 4.4. Parámetros de campo magnético usados para la inversión.....	74
Tabla 4.5. Parámetros usados en la deconvolución de Euler 2D en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 y LX5.....	76
Tabla 4.6 Parámetros usados en la deconvolución de Werner en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 y LX5.....	76
Tabla 4.7 Parámetros usados en la Señal Analítica en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 y LX5.....	76
Tabla 5.1. Comparación de valores de profundidad del basamento vs. análisis espectral.....	84

Tabla 5.2. Tabla de densidades, susceptibilidades magnéticas y magnetizaciones de modelos geológicos 2D.....	88
--	----

LISTA DE APÉNDICES

APENDICE A

Figura A.1. Mapa de fallas shapefile de la USGS.

Figura A.2. Mapa Geológico del Caribe del Institut Francais du Petrole.

Figura A.3. Mapa geológico de Venezuela (selección de área de cuenca Oriental de Venezuela).

APENDICE B

Figura B.1. Mapa de gravedad absoluta de la cuenca Oriental de Venezuela.

APENDICE C

Modulo MAGMAP de Oasis montaj

APENDICE D

Tabla D.1. Profundidades de mapa espectral gravimétrico.

APENDICE E

Tabla E.1. Profundidades de mapa espectral magnético.

APENDICE F

Resultados de método semi-automático de la deconvolución de Euler en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 Y LX5.

APENDICE G

Resultados de método semi-automático de la deconvolución de Werner en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 Y LX5.

APENDICE H

Resultados de método semi-automático de la de Señal Analítica en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 Y LX5.

CAPITULO I

PRESENTACIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

En la sociedad actual, el incremento de la demanda energética a nivel mundial ha conducido a buscar nuevas fuentes de energía, para llevar a cabo actividades comerciales e industriales. Hoy, la principal fuente energética proviene de recursos naturales fósiles como el petróleo y el carbón, siendo el primero el de mayor relevancia.

Según Garay (1982), muchos geólogos opinan que el petróleo tiene un origen orgánico, es decir, que procede de seres vivos; siendo este el origen del petróleo, suele encontrarse en lugares donde hay amplias cuencas donde hubo mares o desembocaban ríos. Para el caso de Venezuela las cuencas de depositación de sedimentos más importantes y en donde se ha comprobado que existe un alto potencial hidrocarburífero son: la cuenca Oriental, cuenca Barinas-Apure y la cuenca de Maracaibo; de entre las cuales la cuenca Oriental es la de interés para el presente estudio.

Dentro del análisis de una cuenca petrolífera, no sólo se deben tomar en cuenta los sistemas petroleros presentes en el área, sino que además se debe estudiar la morfología del basamento cristalino de una cuenca. Para ello, se emplean los métodos potenciales geofísicos gravimétrico y magnético, por medio de los cuales se pueden asociar directamente cambios litológicos y de profundidad del basamento (Dobrin y Savit, 1988). De esta manera, se puede aportar información para obtener una buena interpretación del subsuelo, en la sísmica de reflexión, que es el método geofísico con excelencia para la caracterización de cuencas a nivel estratigráfico.

Existen numerosos estudios en donde se presentan modelajes geológicos y geofísicos: Smith (1980), Feo-Codecido et al (1984), Di Croce (1995), Hung

(1997), Yssacis (1997), Jácome (2003), Schneider (2003), Castillo (2005), Perez (2005), Goncalvez (2006), Parra (2006), Salazar (2007), Jácome et al (2008), Mirabella (2008), García (2009), González (2009), y Sánchez et al. (2010). Todos estos autores describen la morfología del basamento de la cuenca Oriental a nivel regional.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los estudios que se han realizado en los últimos años relacionados con el campo gravitatorio terrestre, han sido favorecidos por el desarrollo de nuevas misiones satelitales científicas (*CHAMP*, *GRACE*, *GOCE*), permitiendo mejorar la resolución y precisión de los modelos gravitacionales de la Tierra (Martín et al, 2005).

Los modelos de campos geopotenciales terrestres obtenidos de sensores satelitales representan la longitudes de onda larga del campo (Martín et al., 2005) haciéndolos eficaces en los estudios a nivel macro tectónico. Asimismo, deben ser calibrados con mediciones marinas o terrestres para obtener un valor más preciso del campo potencial y así, aumentar la resolución del mallado de datos.

Esta condición convierte a la tecnología satelital, para el estudio de campos potenciales, en un elemento de vital importancia para el modelaje del subsuelo a nivel cortical. La posibilidad de acceder a información geopotencial en zonas de difícil acceso, en las cuales los métodos de exploración geofísica convencionales implican un alto costo económico y logístico, ha hecho cada vez más frecuente el uso de los métodos de inversión (Fainstein et al., 2009).

A nivel mundial, se ha aplicado la inversión del campo gravimétrico y magnético en la interpretación del subsuelo bajo el uso de distintas metodologías: la técnica de factorización espectral del número de onda (Braitenberg et al, 2006; Suriñach et al 2006; Greenhalgh et al, 2007; Muñoz-Martín, 2010), y la deconvolución de Werner, deconvolución de Euler y la señal analítica (Srivastava, 2004).

Dado el desempeño de tecnología satelital, tal como se ha mencionado anteriormente, en la adquisición de datos geofísicos y la obtención de modelos geopotenciales terrestres como lo son el EGM 2008 (Pavlis et al, 2008) y EMAG2 (Maus et al, 2009); es de considerar emplear los datos gravimétricos y magnéticos de origen satelital como una alternativa para modelar la topografía del basamento cristalino de la cuenca Oriental de Venezuela, dado que hasta la actualidad no se han realizado estudios basados en inversión los campos geopotenciales a partir de datos satelitales, destinados a generar un mapa de basamento de la cuenca.

Aunado a esto, la evidencia del alto potencial petrolífero presente en la cuenca Oriental, hace necesario la elaboración de un mapa regional de profundidad de basamento, que contribuya además al conocimiento geológico-estructural del Oriente de Venezuela.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

Generar un mapa de profundidad del basamento de la cuenca Oriental de Venezuela a partir de datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados de datos satelitales, terrestres y marinos.

1.3.2. Objetivos específicos

- 1.3.2.1. Elaborar mapas de anomalía de gravimétrica y magnética.
- 1.3.2.2. Generar secciones geológicas regionales del subsuelo de la cuenca Oriental de Venezuela a partir del modelado gravimétrico-magnético de datos de modelos combinados.

- 1.3.2.3. Estimar la profundidad del basamento de la cuenca Oriental, empleando inversión de datos gravimétricos y magnéticos con el método de análisis espectral.
- 1.3.2.4. Aplicar métodos semi-automáticos (deconvolución de Euler y Werner, y señal analítica), para cálculo de profundidad de basamento.

1.4. JUSTIFICACIÓN.

A partir de la presente investigación se obtendrá un mapa regional a escala 1:500.000 del basamento de la cuenca Oriental de Venezuela; basado en la medición de campos geopotenciales usando para ello la tecnología de sensores remotos, con integración de datos de adquisición convencional.

Ya que el proceso de inversión de datos gravimétricos y magnéticos es un procedimiento matemático con un amplio conjunto de soluciones, se requiere hacer una restricción a las soluciones posibles con el uso de criterio geológico. Para esto, se generarán siete secciones geológicas obtenidas a partir del modelaje de los datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados de la cuenca Oriental de Venezuela, las cuales además estarán controladas con la información geofísica existente en el área (datos de pozos exploratorios, imágenes de secciones sísmicas regionales, mapas de basamento publicados previamente, etc.).

El mapa de basamento será un aporte a las disciplinas relacionadas a las geociencias y a la industria petrolera, debido a su importancia en el entendimiento de la evolución geodinámica de la cuenca Oriental y de manera indirecta, para el análisis tectónico de la región. Igualmente, la aplicación de una metodología que utilice la carga espectral de datos potenciales de gravedad y magnetismo terrestre como herramienta principal para el cálculo de profundidad de basamento, apoyará al desarrollo de nuevas metodologías en futuros trabajos de investigación relacionados con la determinación de estructuras en el subsuelo, siendo además de

utilidad en la futura conformación de un mapa del basamento de toda Venezuela, obtenido con el empleo de datos de origen satelital.

1.5. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca Oriental de Venezuela se encuentra localizada al noreste de Venezuela en la región centro oriental. Comprende un área aproximada de 165.000 km² que se extiende a través de los estados Guárico, Monagas, Delta Amacuro, parte de Sucre y se prolonga por el golfo de Paria hasta Trinidad (Lilliu, 1990) (Figura 1.1). Se encuentra limitada al sur por el Escudo de Guayana, al oeste por el levantamiento de El Baúl, al este la corteza oceánica del Atlántico ecuatorial y al norte por la cordillera de la Costa y el cinturón ígneo metamórfico Araya-Paria (Di Croce, 1995).

De este a oeste, la cuenca Oriental está subdividida en dos subcuencas: subcuenca de Maturín y subcuenca de Guárico. El límite que separa la subcuenca de Guárico del cinturón plegado de la Serranía del Interior y la subcuenca Maturín es el sistema de fallas Urica. Más al sur, las subcuencas de Guárico y Maturín están separadas por el sistema de fallas Anaco (Di Croce, 1995).

Este estudio comprende la subcuenca de Guárico y Maturín dentro de la cuenca Oriental de Venezuela, entre los meridianos 61° y 66°, y los paralelos 8° y 11°, y ocupa un área aproximada de 165.000 km² (figura 1.1), geográficamente limita al norte con la plataforma nororiental, al sur con el cratón Guayanés, al oeste con el alto del Baúl y al este con la isla de Trinidad.

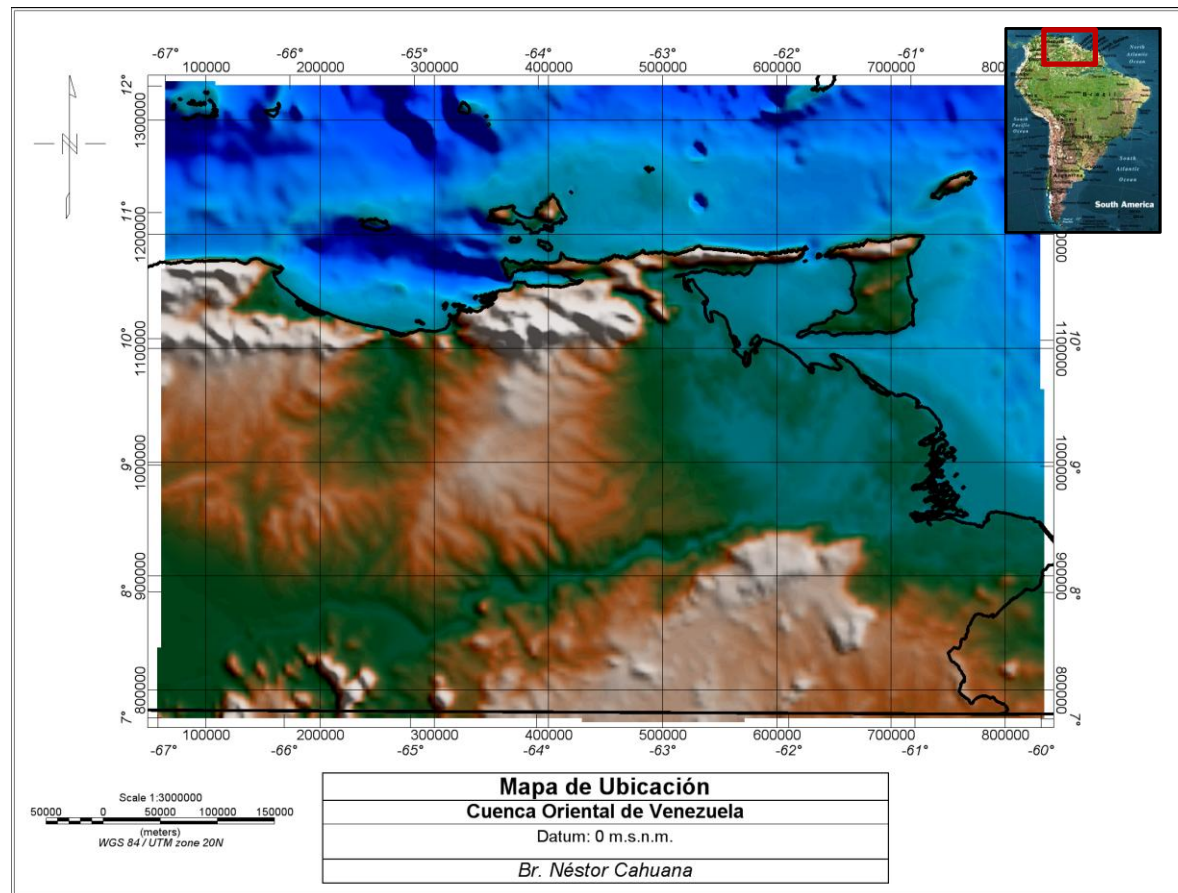


Figura 1.1. Ubicación de la cuenca Oriental de Venezuela. Modelo digital de elevación utilizado: SRTM v4 Plus (Becker, 2009).

1.6. METODOLOGÍA

1.6.1 Revisión de bibliografía.

Con el objetivo de llevar a cabo la investigación, en primer lugar se recopiló material bibliográfico que consistía en información geológica – estructural regional de la cuenca Oriental de Venezuela, para ello se tomó en cuenta: Gonzalez de Juana (1980), Yoris y Ostos (1997), el Mapa Geológico de Venezuela escala 1:750.000 (Hackley, 2006), y el shapefile de todas las fallas de la región Caribe desarrollado por el Departamento del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Además, ya que el principal objetivo es la generación del mapa de basamento, se debió complementar buscando investigaciones que relacionaran información geológica con profundidad del basamento de la cuenca: Feo-Codecido et al (1984), Di Croce (1995), Hung (1997), Ysaccis (1997), Ysaccis et al (2000), Schneider (2003), Pérez (2005), Parra (2006), Salazar (2007), Sanchez et al. (2010); y aunado a estos que relacionaran morfología del basamento a datos de geopotenciales: Jacomé et al. (2002, 2003 y 2008), Gonzalez (2009).

1.6.2 Procesamiento e interpretación de datos de gravimétricos y magnéticos satelitales.

1.6.2.1 Datos gravimétricos.

- a) Extracción de datos gravimétricos del área de estudio (EGM2008).
- b) Generación de mapa de anomalía de Bouguer.
- c) Separación regional y residual por aplicación de filtro pasobanda.
- d) Estimación de profundidades de basamento por análisis espectral.

1.6.2.2 Datos magnéticos

- a) Recopilación de datos magnéticos a partir del modelo geopotencial EMAG2.
- b) Elaboración del mapa de anomalía magnética de la cuenca Oriental.
- c) Separación regional y residual aplicando de filtro pasobanda.

- d) Estimación de profundidades de basamento por análisis espectral.
- e) Elaboración de mapa de reducción al ecuador de anomalía magnética.
- f) Estimación de profundidades por métodos o algoritmos de inversión: deconvolución de Euler extendido, señal analítica y deconvolución de Werner.

1.6.3 Modelado integrado (gravimétrico-magnético) de secciones geológicas de la cuenca Oriental.

1.6.3.1 Modelaje de 7 secciones geológicas que comprendan la extensión territorial que corresponde a la cuenca oriental de Venezuela.

1.6.3.2 Verificación de calidad del modelaje por la comparación de los modelos directos con profundidades obtenidas por métodos de inversión.

1.6.4 Generación del mapa del basamento.

1.6.4.1 Generación del mapa final de basamento, a partir de la estimación de profundidades por el modelaje directo, por la aplicación de métodos de inversión y por pozos localizados en el área.

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

2.1.1. La placa Caribe y sus generalidades.

Bachmann (2001) expone que, la placa Caribe se ocupa una extensión de aproximadamente 3000 km en sentido este-oeste y 800 km en norte-sur, entre Norteamérica y Sudamérica. Al norte y al sur de la placa, los límites de placa corresponden a un sistema transpresivo sinistral y dextral respectivamente y que se extienden alrededor de 300 km. En el este y oeste ocurre subducción de corteza oceánica de los océanos Atlántico y Pacífico, mas exactamente por debajo del arco de la Antillas Menores y América Central correspondientemente. Sólo la esquina noroeste de la placa, denominado Bloque Chortis, está constituido de basamento continental. La placa Caribe está subdividida por las cordilleras de Aves y Beata, que son de origen desconocido y que separan las cuencas de Grenada, Venezuela y Colombia.

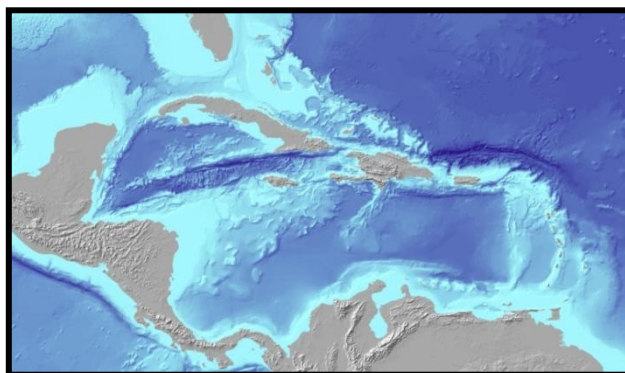


Figura 2.1. Ubicación geográfica de la Placa Caribe.

Giunta et. al. (1996), agrega que la Placa Caribe está constituida por una porción central poco deformada (Cuencas de Colombia y Venezuela), limitada por dos parejas de sistemas activos: septentrional y meridional que constituyen zonas de cizalla más o menos discretas de tipo transcompresivo o sólo transcurrente. Los márgenes al oeste y al este presentan sistemas colisionales con subducciones tipo B, que desarrollan sobre el margen de obducción, arcos insulares más o menos evolucionados.

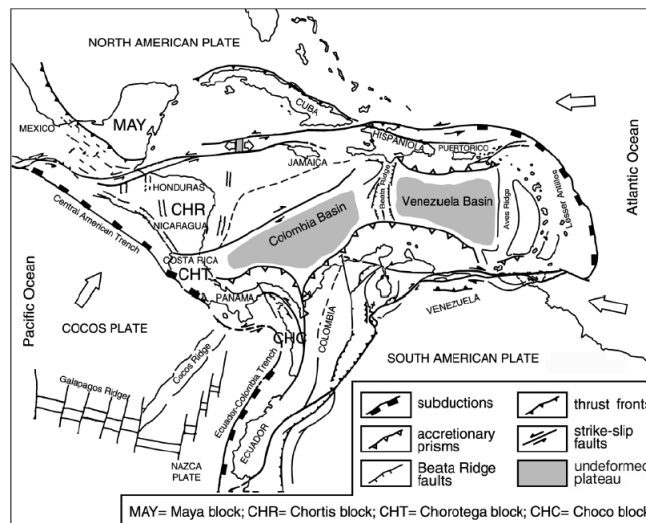


Figura 2.2. Mapa estructural del área caribeña. (Tomado de Giunta et al, 2006).

2.1.2. Modelos de origen de la Placa Caribe.

A continuación se presenta una descripción de los modelos geológicos y tectónicos del área correspondiente a la placa Caribe y que permiten entender su origen. Para poder explicar los procesos involucrados en la formación de la placa Caribe se han planteado diversas teorías de las cuales las principales son: el modelo alóctono o del Pacífico y el modelo autóctono o del Atlántico. Bachmann (2001), resalta que los modelos geológicos que describen el origen de la placa Caribe, están en desacuerdo en cuanto a ciertos puntos en el tiempo geológico pre-Jurásico como lo

son la reconstrucción de las isobatimétricas y las franjas paleomagnéticas. Sin embargo, ambos modelos concuerdan en un inicio de los procesos tectónicos a inicios del Cenozoico.

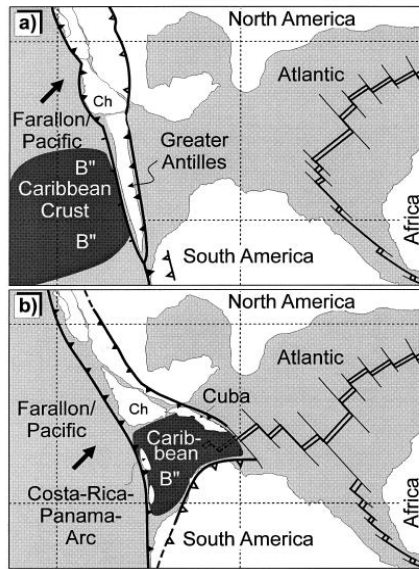


Figura 2.3. A) Modelo del Pacífico o alóctono de la placa Caribe. B) Modelo intra americano o autóctono de la placa Caribe. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

2.1.2.1. Modelo alóctono de la Placa Caribe.

Según James (2006), el modelo alóctono o Cinemático de la Placa Caribe se desarrolla con reconstrucciones paleogeográficas del Bloque Yucatán, el cual se extiende a lo largo de la costa norte de América del Sur, entre Norteamérica y Suramérica, y el bloque Chortis en el lado oeste de México. La llamada provincia oceánica “proto-Caribe” y el Golfo de México se formaron en el Jurásico-Cretácico Inferior cuando América del Norte se alejó de Pangea y por la rotación antihoraria del bloque Yucatán. En la zona este se manifiesta un arco de islas (proto-Antillas o Gran Arco Caribeño) con tendencia NO-SE o NE-SO (Pindell et al, 1988, citado por James, 2006); este arco atraviesa el extremo occidental de proto-Caribe, junto con México y

el NO de América del Sur. La futura Placa Caribe estaba al SO o NO de dicho arco de islas, además de un arco de islas (documentado como proto arco de Costa Rica-Panamá) ubicado hacia el flanco oeste de la placa. Durante el Cretácico la placa se engrosó en una gran provincia ígnea o placa oceánica; esto ocurrió cuando la misma migró hacia el NE a través del punto caliente de Los Galápagos o por encima de una fusión rápida de una pluma mantelar (Duncan y Hargraves, 1984, citado por James, 2006).

Con respecto al modelo alóctono de la Placa Caribe, Bachmann (2001) expresa que este se basa en un periodo de rifting durante el Jurásico Temprano y Tardío que separó a Norteamérica, Yucatán, las Bahamas y Suramérica. Además, se supone que la Placa Caribe se formó en el Pacífico durante el Cretáceo, eventualmente, como resultado del punto caliente de Los Galápagos. Después de su formación, se fue desplazando hacia el este a través de un sistema de fallas transcurrentes, sobre la placa preexistente llamada Proto-Caribe, hasta aproximadamente finales del Mioceno en la era Terciaria.

2.1.2.2. Evolución tectónica del modelo alóctono.

- a) Triásico – Jurásico: Por su parte, Pindell y Kennan (2001), exponen que durante este período ocurre una extensión hacia la parte occidental de Pangea y las zonas correspondientes al sur y centro de México se encontraban desplazadas hacia el NO, ya que en ese entonces la región estaba ocupada por el NO de Suramérica. Yucatán solapaba el Golfo de Texas, debido a que no había ocurrido la apertura del Golfo de México. Por otra parte, el Bloque Chortis, se encontraba al NO de Colombia y al sur del SO de México y la zonas de la Baja California estaban localizadas al oeste, tal como se observa en la figura 2.4a.

Seguidamente, la apertura del Atlántico y el proceso extensivo que se llevaba a cabo en el Golfo de México, causó una rotación de 18° del bloque

Yucatán en sentido antihorario. Se inicia una divergencia sureste de África, Suramérica y Norteamérica por la rotación de Yucatán, y para el Oxfordiense se había formado un golfo evaporítico y las cuencas del proto-Caribe debido a un adelgazamiento de la corteza (ver figura 2.4c). Ocurre una propagación de la extensión hacia el sur en el este del Golfo, de manera que Yucatán se desplaza 30° alrededor de un polo entre este bloque tectónico y Florida, respecto a la posición relativa a Norteamérica que había tenido hasta finales del Oxfordiense (Pindell y Kennan, 2001).

Finalmente, para el Tithoniense el margen marino de Colombia continuo ensanchándose (figura 2.4d); donde dicha extensión estuvo asociada hacia abajo a lo largo de la cuenca Andina retroarco de Ecuador y Perú (Pindell y Kennan, 2001).

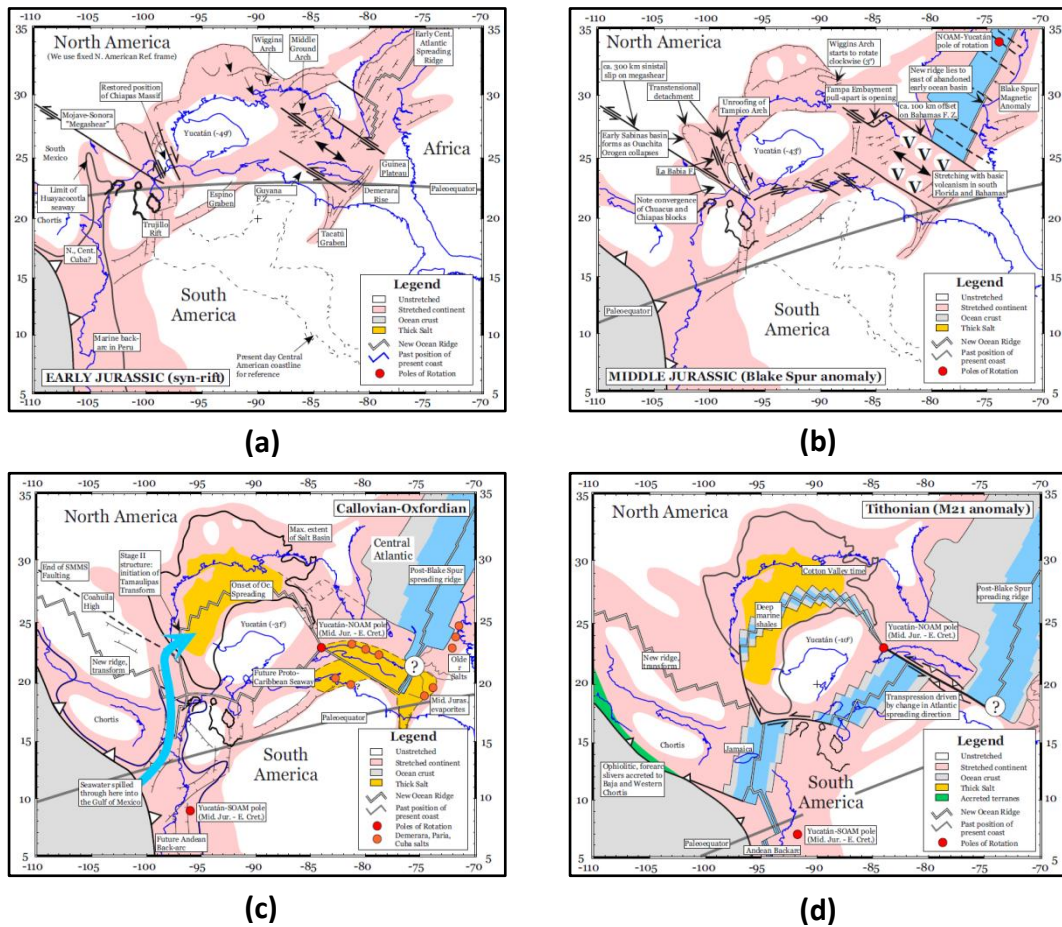


Figura 2.4 Reconstrucciones palinspáticas durante el mesozoico de: (a) Jurásico Temprano; (b) Jurásico Medio; y Jurásico Tardío (c) Calloviense -Oxfordiense y (d) Tithoniense. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

b) Cretácico: Para el Cretácico Temprano, existía espacio suficiente entre Norteamérica y Suramérica para que Yucatán ocupara su posición final. El fin de la rotación de Yucatán pudo haber permitido una simple y ligera reorganización de extensión del Proto Caribe para conectar el retroarco de Colombia / Los Andes con el sistema de extensión del Atlántico (Pindell y Kennan, 2001).

El desarrollo del arco intra-oceánico extendido desde Costa Rica a Ecuador, indica que la placa Caribe se desprendió de la placa Farallón desde hace

aproximadamente 120 m.a. a lo cual se movió lentamente en dirección NE o este (Pindell y Kennan, 2001).

Durante el Albiense (ver figura 2.5b), alrededor de 100 m.a., el retroarco Andino se fue cerrando debido al avance relativo de la placa Caribe en dirección hacia el este, al mismo tiempo se produjo el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental de Ecuador y la sedimentación clástica en las cuencas asociadas a dicha cordillera. Casi toda la convergencia entre la placa Caribe y Suramérica puede ser considerada al inicio del acortamiento y cierre del retroarco en los Andes; ante esta premisa es de destacar que la corteza continental y oceánica cercana al límite norte del retroarco Andino, pudo ser sobrecorrida en dirección noreste, creando así terrenos metamórficos de alta presión y temperatura que se pueden ubicar en la isla de Margarita (Pindell y Kennan, 2001).

Referente al Campaniense en los 84 m.a. (figura 2.5c), Pindell y Kennan (2001) mencionan que la tasa de expansión del Proto Caribe empezó a decaer rápidamente, y esto produjo que el borde de Suramérica y Caribe fuera más compresivo, conllevando a los levantamientos de la Cordillera Central de Colombia y el Ecuador. Durante el Turoniense (90m.a.) al Maestrichtiense (70 m.a.) según se observa en la figura 2.5d, el vulcanismo ocurría esporádicamente alrededor de Caribe; en este último piso del periodo Cretácico, se ubica entre Yucatán y la Guajira, mientras que la corteza del Proto Caribe continua entrando al transecto del Gran Arco.

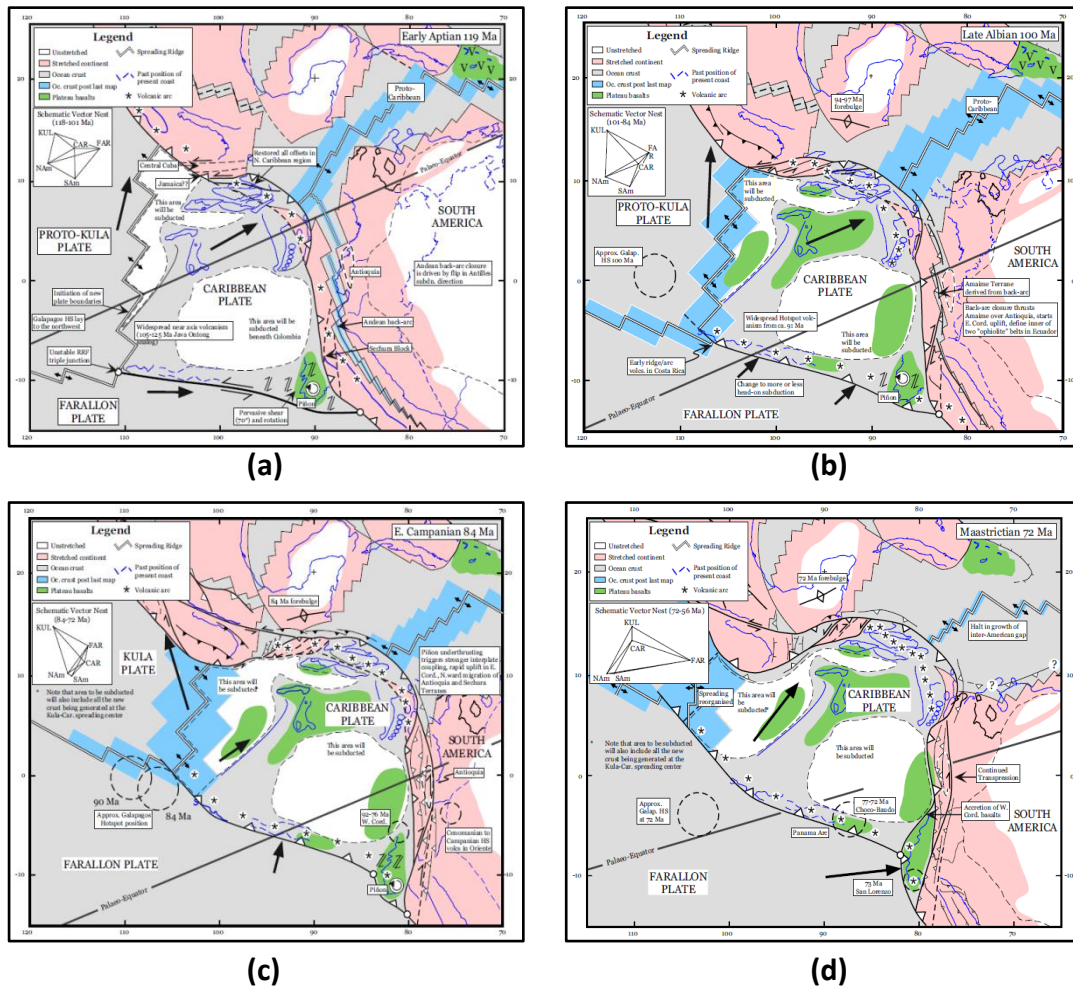


Figura 2.5 Reconstrucciones palinspáticas durante el mesozoico de: (a) Cretácico Temprano (Aptiense); (b) Cretácico Medio (Albiense); (c) Cretácico Tardío (Campaniense Temprano) y (d) Cretácico Tardío (Maastrichtiense). (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

c) Cenozoico: Durante el Paleoceno (56 m.a.), como se observa en la figura 2.6a, se inicia la subducción de la corteza del Proto-Caribe sobre el antiguo margen pasivo del norte de Suramérica. La subducción de esta fosa localizada entre Norteamérica y Suramérica, produjo el levantamiento de la Serranía del Interior Oriental, lo cual constituye la fuente de los sedimentos ubicados hoy en el norte

de Trinidad. Al mismo tiempo, la porción del Gran Arco, ubicado entre la Guajira y Yucatán se expandió a lo largo de la cuenca oceánica de Proto-Caribe; resultando en la creación de las cuencas retroarco de Grenada y Yucatán, permitiendo así que el Arco se extendiera manteniendo el contacto con los márgenes continentales (Pindell y Barrett, 1990, citado por Pindell y Kennan, 2001).

En el SE de la placa Caribe, se inicia durante este período una extensión en el área que viene a ser la cuenca de Grenada. De nuevo, el proceso de *rifting* intra-arco, entre el arco (Alto de Aves) y el antearco (Terrenos de Tobago), probablemente refleja el *slab roll-back* de Proto-Caribe hacia el margen occidental de Venezuela, donde las napas de Lara serían emplazadas durante el Eoceno medio (Pindell et al., 1998, citado en Pindell y Kennan, 2001).

En relación, al Eoceno medio (figura 2.6b), Pindell y Kennan (2001), señalan que durante este tiempo se formó la Garganta de Caiman, debido al desplazamiento relativo de Caribe y Norteamérica; las fallas que forman esta estructura pueden extenderse hacia el este entre la zona sur y centro de la Española, Puerto Rico y la Cresta de Aves que eventualmente se unieron a la fosa de las Antillas Menores. El desplazamiento de la placa Caribe hacia el este, respecto a Norteamérica, supera los 1100 Km, proceso responsable de subducción y magmatismo en el Arco de las Antillas Menores desde ese tiempo.

Los terrenos de Venezuela oriental y Trinidad comienzan a ser afectados por el acercamiento de la placa Caribe en sentido este, durante el Oligoceno (35 m.a., ver figura 2.6c). La cuenca Caribe y el prisma de acreción había empezado a avanzar sobre la península de Paria y la cordillera norte de Trinidad (Pindell y Kennan, 2001). La placa Farallón se fragmenta en varios bloques, lo que actualmente representa las placas Nazca, Cocos y Juan de Fuca (Pindell et al., 1988, citado en Pindell y Kennan, 2001).

Seguidamente, en el Mioceno temprano (20 m.a.), ocurre una expansión en la garganta Caiman y un acortamiento en la isla la Española. Al SE del Caribe, una porción del prisma caribeño había sido cabalgado sobre la Serranía del Interior, conllevando al plegamiento y cabalgamiento al sur, generando de este modo la carga flexural para formar la cuenca antepais de Maturín. A la vez, se produce un corrimiento en dirección NE del Bloque Maracaibo y otros terrenos de los Andes norteños, como resultados de la fuerte convergencia Andina y la colisión del arco de Panamá con la cordillera occidental de Colombia Central (Pindell y Kennan, 2001).

Posteriormente, durante el Mioceno tardío (ver figura 2.6d) hace 9,5 m.a., la placa Caribe cambia la dirección de su movimiento con respecto a las Américas, pasando de colisión oblicua a una tectónica rumbo-deslizante este-oeste, sufriendo un leve acortamiento en sentido norte-sur, manteniéndose en el margen sur un régimen transtensional (Pindell y Kennan, 2001).

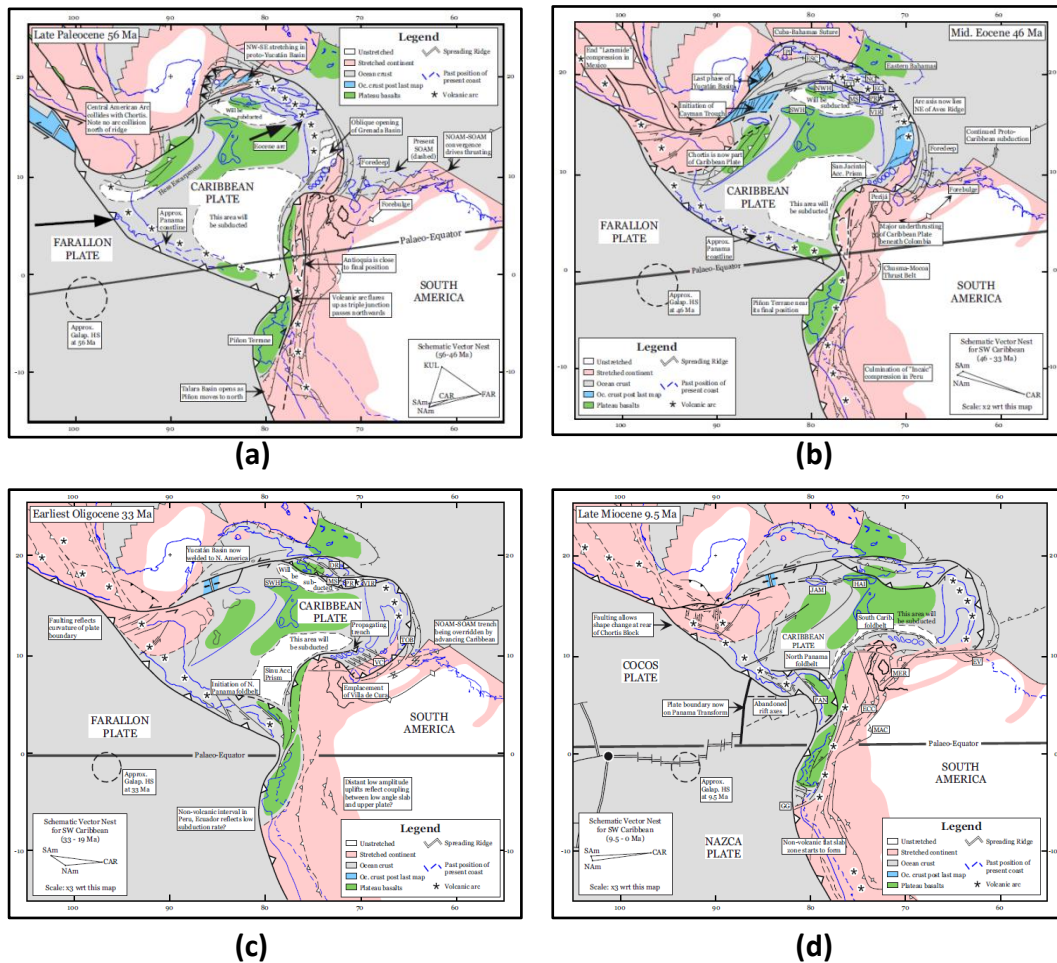


Figura 2.6 Reconstrucciones palinspáticas durante el cenozoico de: (a) Paleoceno; (b) Eoceno medio; (c) Oligoceno Temprano y (d) Mioceno tardío. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

2.1.2.3. Modelo autóctono de la Placa Caribe.

El modelo autóctono de la Placa Caribe, es descrito por James (2006), como un modelo que se basa en una reconstrucción de Pangea que no tarda en involucrar rotaciones a gran escala de elementos como el Bloque Maya y Chortis, conllevando a un régimen sinistral transtensional entre Norteamérica y Suramérica. En un principio la placa Caribe se formó a lo largo del Golfo de México, la cuenca de Yucatán y la garganta de Caiman cuando Norteamérica se movió hacia el NO de Gondwana en el

Jurásico y Cretáceo temprano. A partir de este tiempo se empezó a formar un margen extensional en la plataforma de las Bahamas y el Golfo de México.

En la actualidad, existe un engrosamiento en la corteza oceánica de la Placa Caribe en zonas como Yucatán, Colombia y Venezuela (ver figura 2.17) ocurrió como resultado de la acción de una pluma mantelar, quizás asociada a puntos triples distribuidos entre el Atlántico y el Pacífico, durante el Aptiense (James, 2002, citado en James, 2006).

Como consecuencia de la convergencia de el Atlántico y el Pacífico con el área caribeña, se produjo la formación de arcos de islas en el oeste y este, generando finalmente, la actual Placa Caribe. Debido al movimiento relativo que empezó a sufrir la Placa Caribe hacia el este, en el Cenozoico, se propició a la activación de sedimentación clástica (flysch y olistolitos) hacía las regiones aledañas a Caribe y por consiguiente a la formación de las cuencas antepais existentes en la actualidad en el área (James, 2006).

En apoyo a este modelo de origen de la Placa Caribe, Meschede y Frisch (1998), exponen que la información geocronológica y paleomagnética obtenida en México, Guatemala, Costa Rica y Panamá, indicaría que la corteza de la Placa Caribe pudo haberse formado en una posición ecuatorial intra americana, adyacente al NO de Suramérica.

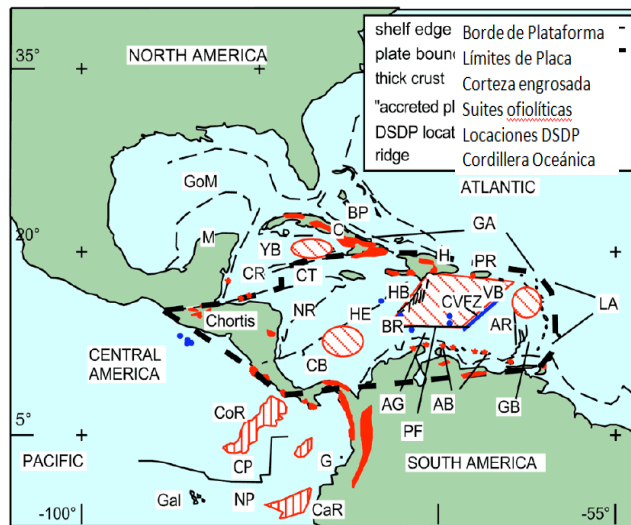


Figura 2.7. Placa Caribe, véase áreas marcadas con líneas rojas diagonales. (Tomado y modificado de <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/CaribbeanPlateau.pdf>).

2.1.2.4. Evolución tectónica del modelo autóctono

- a) Triásico-Jurásico: Alrededor de 160 m.a. durante el Calloviense y Oxfordiense (ver figura 2.18), ocurría la separación de los bloques continentales de Pangea (Norteamérica, Suramérica y África); debido a esto se desarrollaba un *rifting* entre Norteamérica y Suramérica, con una dirección de NE y SO, que continuaba dentro del Atlántico Central y el sur del océano Penínico de los Alpes (Frisch, 1981, citado en Meschede y Frish, 1998); a lo cual James (2006), agrega que durante el período Triásico y Jurásico, a lo largo de los *grabens* ubicados en la periferia de los continentes antes mencionados, aconteció un proceso de *rifting* hacia el NO de África, SE de Norteamérica y NO de Suramérica.

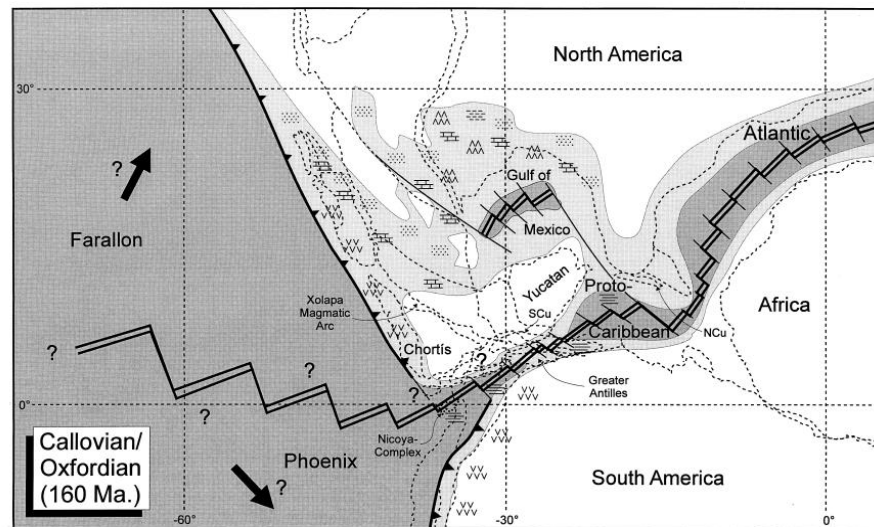


Figura 2.8. Reconstrucción palinspática del Jurásico (Calloviense y Oxfordiense). (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

- b) Cretácico: Meschede y Frisch (1998), explican que durante el final del Jurásico y el Cretácico temprano, ocurre una apertura del océano del Proto Caribe, a causa de la divergencia entre Norteamérica y Suramérica. Ghosh et al. (1984, citado en Meschede y Frisch, 1998), propone un modelo de la cuenca de Venezuela, basado en las anomalías magnéticas del piso oceánico de la Placa Caribe, que constatan dicho evento tectónico.

En el Cretáceo medio (ver figura 2.19), aparecen arcos volcánicos activos al norte y sur de las actuales Antillas que, por la datación de las rocas presentes en Antillas de Venezuela y la Cordillera del Caribe, se considera que habían surgido como consecuencia de la subducción hacia el NE y sur de la Placa Caribe, alrededor del Aptiense y Albiense. Hacia el Albiense y Santoniense, y probablemente hasta el Campaniense, la Placa Caribe sufrió un engrosamiento considerable, lo cual se refleja en el actual espesor anormal de 15 – 20 Km. Se sugiere como causante de este espesor principalmente a la actividad magmática, que según Cox (1991, citado en Meschede y Frisch, 1998), fue un evento de

superpluma mantelar; que autores como Hauff et al. (1997, citado en Meschede y Frisch, 1998), señalan que están relacionados con los basaltos de las islas Galápagos, de acuerdo a la datación de los isotopos de basaltos de la Placa Caribe.

En el Campaniense (ver figura 2.20), por movimientos en la Placa Farallon, sucede un cambio en el desplazamiento relativo de la Placa Caribe respecto a Norteamérica y Suramérica, pasando de NE a un desplazamiento meramente en dirección este con convergencia entre ambos continentes (Meschede y Frisch, 1998).

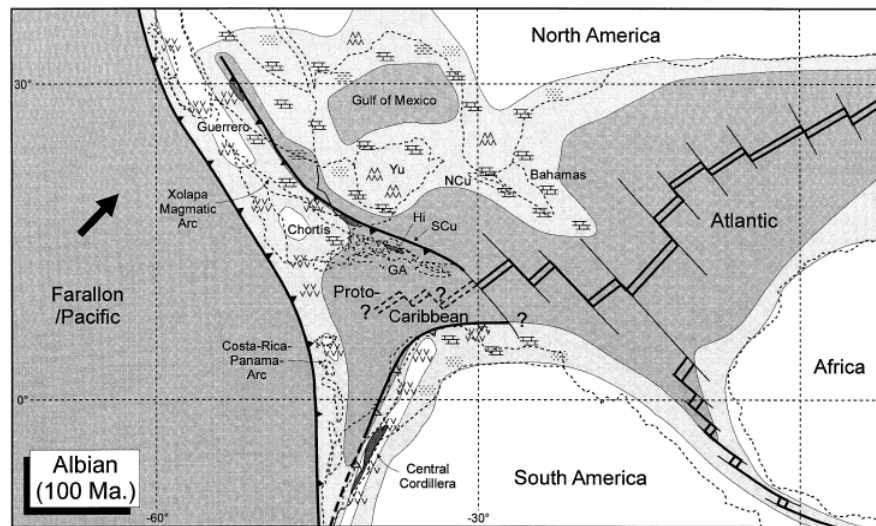


Figura 2.9. Reconstrucción palinspática del Cretácico medio (Albiense). (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

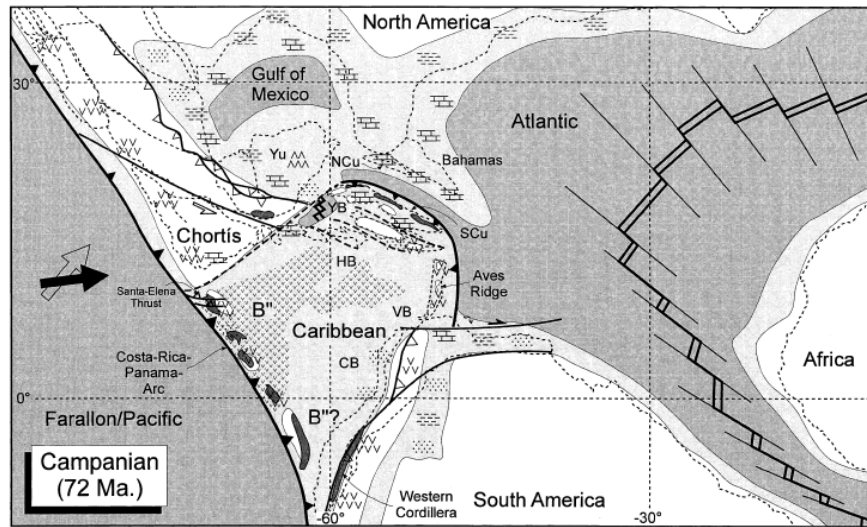


Figura 2.10. Reconstrucción palinspática del Cretácico tardío (Campaniense). (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

c) Cenozoico: Durante el periodo Paleoceno, la subducción por debajo del arco Cubano, se terminó por la colisión con la plataforma de las Bahamas, por lo cual la Placa Caribe inició un movimiento hacia el este. El sistema sinistral transcurrente, presente en la zona, se evidencia claramente, por información de la cinemática de la placa, presente en rocas miloníticas en México y Guatemala, y una buena definición de dicho desplazamiento (1050 a 1500 Km); esto permitió la apertura de la cuenca *pull-apart*, donde se formó la Garganta de Caimán. Por otra parte, hacia el límite sur, se encuentra una zona compleja de corrimientos, transcurrencia y *rifting* que se desarrolló a lo largo del Cenozoico. Desde el Paleoceno al Plioceno existe una estrecha relación con el movimiento continuo de la Placa Caribe hacia el este. Esto se reconoce por el emplazamiento de napas al norte de Venezuela, con una evolución tectónica vinculada a la presencia de flysch (Meschede y Frisch, 1998).

Mientras tanto, Meschede y Frisch (1998), indican que a partir del Eoceno (ver figura 2.22), la placa Farallon cambio su curso, pasando de un movimiento

en sentido este hacia el NE; este cambio de trayectoria en la placa, se puede correlacionar con cambios en la orientación de *paleostress* en el sur de México. Es de asumirse que el estrés provocado por el movimiento de la Placa Farallon se transmitió en el contacto de las Placas Caribe/Farallon.

Finalmente, durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (figura 2.23), la Placa Farallon se fragmentó en la Placa Cocos al norte y la Nazca al sur, que poseen un desplazamiento NE y este respectivamente. Debido a la deriva de la placa Suramericana hacia el oeste, el arco de Panamá colisionó en el Mioceno con la Cordillera Occidental en Colombia, causando un escape tectónico dentro de la cuenca de Colombia. Esto es lo que actualmente se observa como el comportamiento convexo del arco de Panamá, en donde el flanco sur de dicho arco, es el frente de corrimiento de la esquina SO de la Placa Caribe (Meschede y Frisch, 1998).

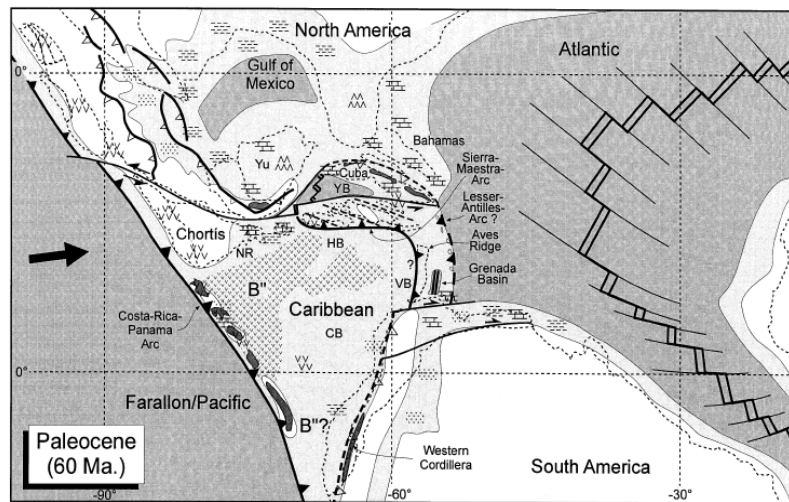


Figura 2.11. Reconstrucción palinspática del Paleoceno. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

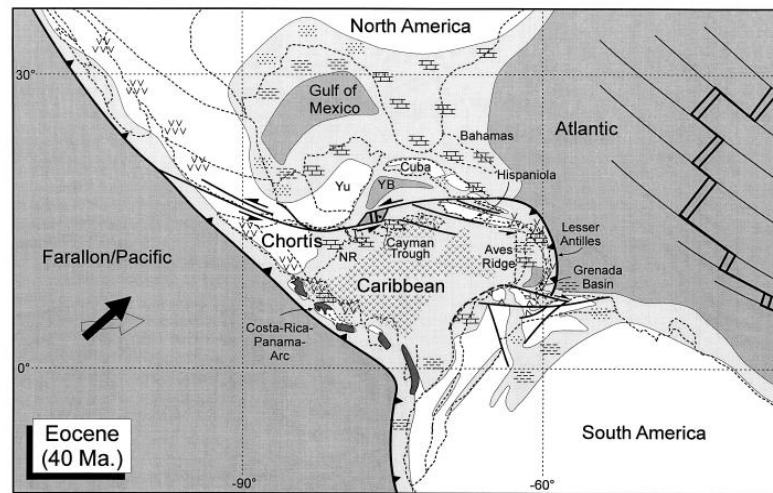


Figura 2.12. Reconstrucción palinspática del Eoceno. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

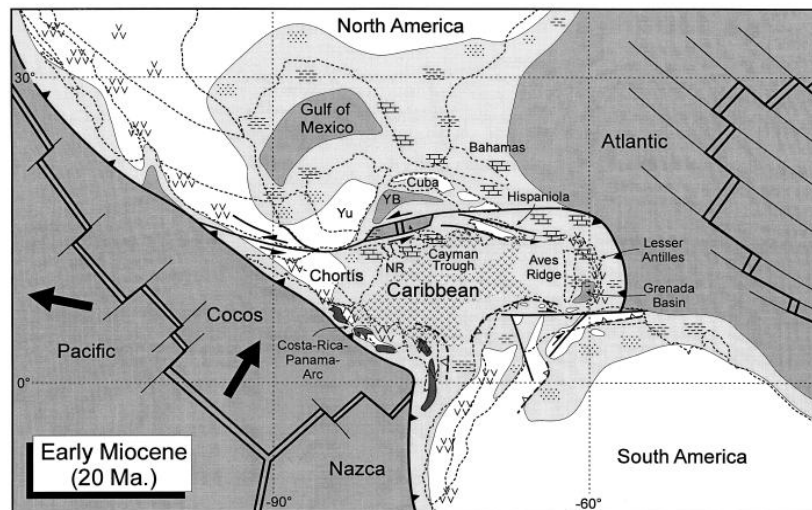


Figura 2.13. Reconstrucción palinspática del Mioceno temprano. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

2.2. CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

La cuenca Oriental de Venezuela, según Yoris y Ostos (1997), es la segunda cuenca petrolífera más importante de Venezuela. Se encuentra limitada al norte por la Cordillera de la Costa, al sur por el río Orinoco y el cratón de Guayana, al este por Trinidad y la plataforma del delta del Orinoco, y al oeste por el levantamiento del Arco del Baúl. La cuenca se halla dividida en dos subcuencas: Maturín y Guárico, las cuales, Erlich y Barrett (1992) expresan, están delimitadas por el sistema del Arco de Urica, y Bartok (2003), señala que el límite entre ambas subcuencas por el sur está marcado por la falla de Anaco.

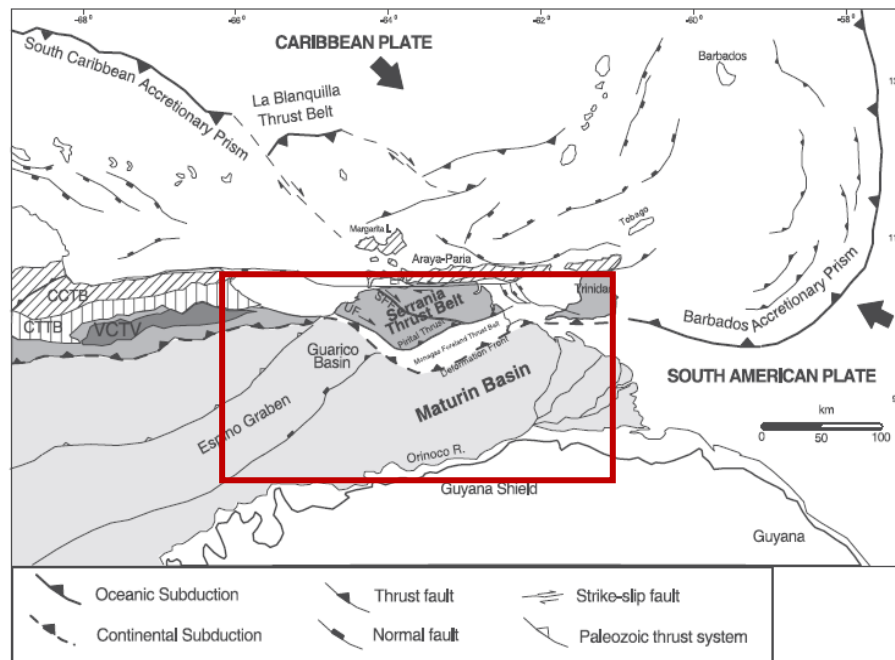


Figura 2.14. Mapa tectónico de Venezuela oriental. En el cuadro rojo expresión de la cuenca Oriental. (Tomado de Jácome et al, 2003)

Yoris y Ostos (1997), realizan la siguiente descripción de las subcuencas de la cuenca Oriental:

a) Subcuenca de Guárico: esta zona comprende los estados Guárico y Anzoátegui (parte meridional del estado). Por el flanco norte se encuentra asociado a la deformación causada por el sistema de fallas de Guárico, lo que se relaciona con el cinturón de los corrimientos de la Serranía del Interior Central. Hacia la zona sur, la cuenca tiene una morfología más sencilla, aunque posee evidencia de depresiones estructurales (graben de Espino) en las que se conservaron rocas jurásicas y paleozoicas.

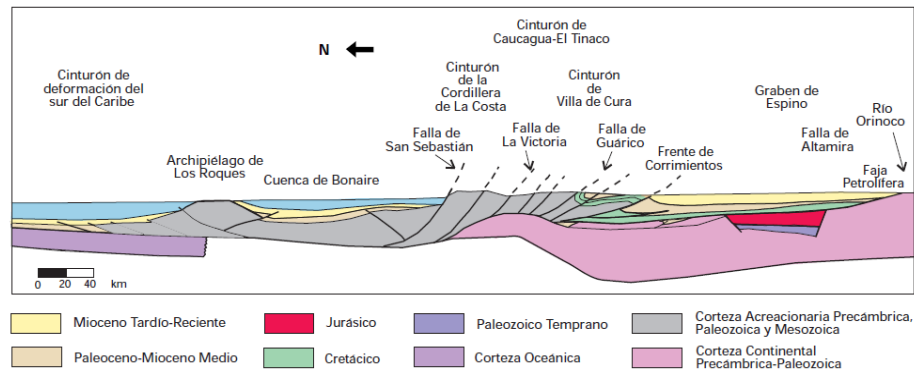


Figura 2.15. Corte geológico conceptual norte-sur, que muestra la morfología de la subcuenca de Guárico. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997)

b) Subcuenca de Maturín: constituye la principal unidad petrolífera de la cuenca Oriental. Podría afirmarse que la deformación estructural y los acúñamientos de las unidades estratigráficas al sur definen dos dominios operacionales, que se puede ubicar al norte y al sur del corrimiento de Pirital. La Serranía del Interior Oriental representa la mayor parte de la estratigrafía de la zona norte de la subcuenca de Maturín, mientras que el flanco sur de la cuenca mantiene un comportamiento sencillo y similar a la subcuenca de Guárico.

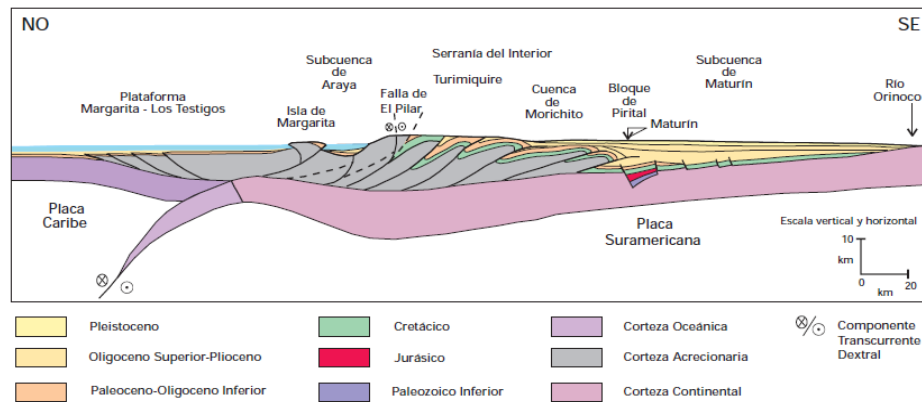


Figura 2.16. Corte geológico conceptual NO-SE, que muestra la morfología de la subcuenca de Maturín. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997)

La evolución tectónica de la cuenca Oriental, según Gonzalez et al (1980), puede expresarse resumidamente de la siguiente manera:

Tabla 2.1. Evolución tectónica de la cuenca Oriental por eras geológicas.

ERA GEOLÓGICA	DESCRIPCIÓN
Paleozoico	Comienza la sedimentación de las formaciones Carrizal y Hato Viejo, hacía la zona norte del cratón de Guayana, en un área transicional en donde se puede considerar un ambiente fluvial-deltaico. Ocurre un levantamiento del cratón, a lo cual se une un largo período de erosión hacia la cuenca.
Mesozoico	Ocurren eventos volcánicos relacionados con el Arco del Baúl, en acompañamiento a un período de erosión sobre la mayor parte de la cuenca. Durante el período cretácico ocurre una transgresión de norte a sur. Sedimentación hacía la cuenca, preferiblemente de calizas y arenas, que mas parte constituirán

	los prospectos actuales de petróleo (Formaciones El Cantíl, Canoa, El Tigre, etc.). A finales del cretácico, debido al movimiento hacia el este de la Placa Caribe, comienza el levantamiento de la Cordillera de la Costa.
Cenozoico	Sigue el levantamiento de la Cordillera de la Costa, debido al tectonismo. Emerge la Serranía del Interior Central y Oriental, formándose el conjunto de pliegues y sobrecorrimientos que las caracterizan actualmente por ejemplo el Corrimiento Frontal de Guárico y el Corrimiento de Pirital. La evolución de la cuenca continua con la depositación de las formaciones de importantes intervalos petrolíferos (Formaciones Oficina, Merecure, Temblador, etc.)

2.2.1. Provincias geológicas de la cuenca Oriental

Las provincias geológicas, que están presentes en la cuenca Oriental de Venezuela (figura 2.27), son señaladas por Hung (1997):

2.2.1.1. Provincia de Serranía del Interior:

Corresponde a un conjunto de pliegues y corrimientos que poseen una orientación N70E. La serranía formada por 3 bloques tectónicos:, Bergantín (oeste), Caripe (centro) y Santa Bárbara (este); que se encuentran delimitados por la presencia de las fallas de Úrica, San Francisco y Quiriquire. González et al (1980), agrega que la Serranía del Interior fue plegada y fallada por movimientos compresivos norte y sur, durante la colisión de la placa del Caribe y Suramérica; como resultado de esta compresión se formaron grandes corrimientos como Pirital.

2.2.1.2. Provincia Transicional de Maturín:

Esta zona corresponde a área media, entre la Serranía del Interior (norte) y la cuenca antepaís de la subcuenca Maturín (sur). Los límites de esta provincia son: el piedemonte de la serranía formada por los corrimientos Pirital, Furrial y Corocual, y el frente de deformación. Esta provincia está conformada por rocas pre-cretácicas a terciarias que han sido plegadas y deformadas.

2.2.1.3. Provincia de cuenca antepaís de Maturín:

Está limitada al norte por el frente de deformación, al sur por el río Orinoco y el flanco norte del cratón de Guayana, al este por el océano Atlántico. En esta área existen una serie de fallas normales que involucran al basamento que pueden tener buzamiento hacia el norte o hacia el sur.

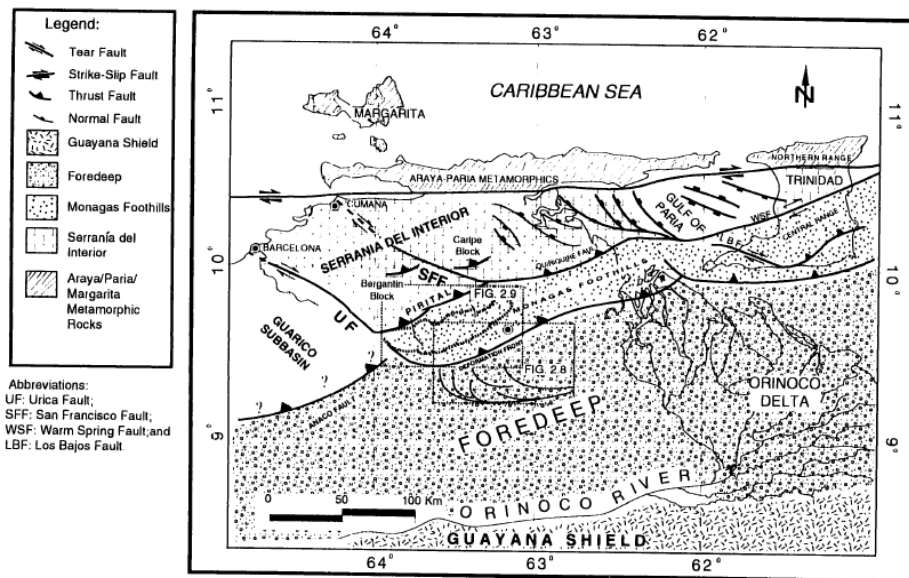


Figura 2.17. Provincias geológicas de la cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de Hung, 1997).

2.2.2. Rasgos estructurales de la cuenca Oriental:

2.2.2.1. Fallas:

- a) Falla de El Pilar: la falla de El Pilar en conjunto con otras fallas como: Boconó, San Sebastián, etc.; conforma parte de un gran sistema transcurrente dextral, que facilita el movimiento entre las placas Caribe y Suramérica. No obstante, esta frontera no está representada por un accidente tectónico único y más bien es una franja de deformación transpresiva en el oriente venezolano de más de 100 Km de ancho. La falla se extiende en dirección este-oeste unos 350 Km, entre la Fosa de Cariaco (oeste) hasta el Golfo de Paria (este), es esencialmente submarina, pero posee un tramo superficial en el estado Sucre que separa el Golfo de Paria del de Cariaco (Audemard et al, 2006).
- b) Corrimiento de Anaco: se encuentra en la zona central del estado Anzoátegui, con una longitud de 85 Km, se caracteriza por poseer un rumbo de dirección noreste y buzamiento de aproximadamente N45E. El desplazamiento de la falla decrece de este a oeste (7000' a 700'), a partir de información sismogénica se ha interpretado que esta falla antiguamente era normal y que luego sufrió una inversión hasta alcanzar la forma actual (González et al, 1980).
- c) Corrimiento de Piritál: es una línea de rumbo noreste ubicada al extremo sur de la falla de Úrica. Se ubica en la parte norte del estado Monagas y presenta una extensión de 100 Km. Este corrimiento es responsable de la gran cantidad de deformación y acortamiento, y representa dos niveles de despegues, el primero involucra despegues intra-cretácicos a terciarios y el segundo a profundidades pre-cretácicas a estructuras mas viejas (Hung, 1997).
- d) Falla de Úrica: lineamiento transcurrente de componentes dextrales ubicado desde la zona petrolera de Tacata y siguiendo por la línea fronteriza entre los Estados Anzoátegui y Monagashasta el NE de la población Úrica. Posee una extensión lineal de 107 Km, aproximadamente. Su traza se pierde al sur de

Barcelona. Esta falla se considera como el límite meridional del Bloque de Paria y limite a su vez del flanco sur de la Subcuenca de Maturín (Rod, 1956).

- e) Fallas normales (flanco sur de la cuenca): la característica estructural más destacada del flanco sur es un sistema de fallas normales con rumbos este-oeste aproximados y dominantes, que a veces buzcan hacia la cuenca pero más frecuentemente presentan inclinación y desplazamiento sur. Las más importantes son la falla principal de Tucupita y las fallas de Pílon, Jobo y Temblador, las cuales buzcan hacia el sur. Varios autores han postulados estas estructuras como fallas de crecimiento, entre los cuales Hedberg et al (1947, citado en González et al, 1980), expresa la siguiente hipótesis de que dichas fallas son producto del levantamiento diferencial y arqueamiento del Escudo de Guayana, debido a la tensión generada en la zona meridional de la cuenca cerca del área donde el basamento buza hacia el norte mas pronunciadamente (González et al, 1980).

2.2.2.2. Graben de Espino:

Según Salazar (2007), el graben de Espino representa una depresión en el basamento orientada en sentido NE-SO, que pudo haberse formado durante la separación de Norteamérica y Suramérica en el Paleozoico, el cual se encuentra bordeado por un conjunto de fallas normales, y que contiene rocas de edades paleozoicas y jurásicas. El graben de Espino, está delimitado lateralmente por las siguientes fallas principales: Ruiz – Saban, Guamal – Saban, Tinajones Anibal – Ron, Altamira y Anaco.

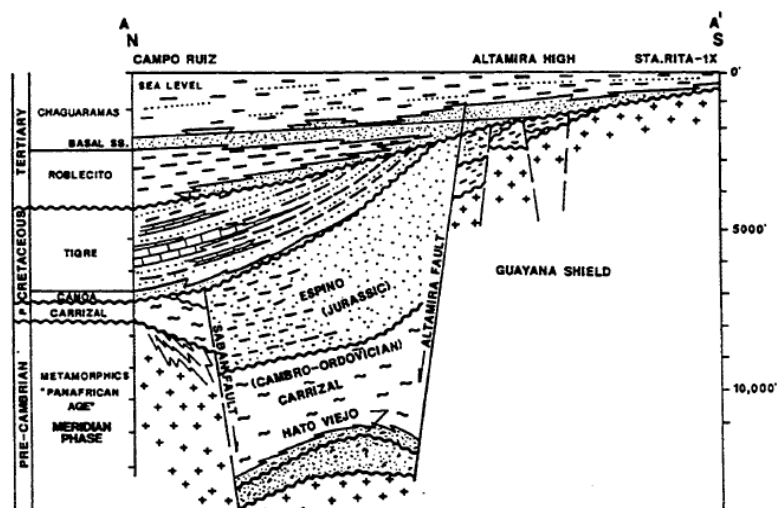


Figura 2.18. Sección geológica del graben de Espino. (Tomado de Pérez, 2005).

2.2.2.3. Fosa de Cariaco:

Es una depresión transtensional asociada a la falla transcurrente dextral de El Pilar. La fosa limita al norte con la Ensenada de Barcelona y al sur con el Alto de La Tortuga con una orientación este – oeste y profundidades aproximadas de 1350 m. Schubert (1982), interpreta la Fosa de Cariaco como una cuenca pull-apart, con un relleno sedimentario de aproximadamente 4100 m de espesor conformado por rocas sedimentarias de edad Plioceno – Pleistoceno.

2.2.3. Basamento de la cuenca Oriental

El basamento cristalino de las cuencas sedimentarias de Venezuela (Oriental y Barinas – Apure), es descrito por Feo Codecido (1984), como un complejo de rocas ígneas y metamórficas sin diferenciar, que han sido interpretadas como complicada extensión de las rocas precámbricas del escudo de Guayana, las cuales subyacen bajo las secuencias sedimentarias del paleozoico. La cuenca Oriental de Venezuela, está

constituida por dos clases de basamento, de edades precámbricas y paleozoicas respectivamente, en donde el complejo de basamento precámbrico se extiende hacia el este (conocido también como bloque Piarra), donde se localiza exactamente la subcuenca de Maturín, por otra parte hacía el oeste, en la subcuenca de Guárico el basamento es tanto paleozoico como precámbrico, estando el primero conformado por rocas como granitos, sienitas, y rocas metamórficas cuyas edades varían de 433 a 277 m.a. a partir de datación radiométrica. Al sur de Guárico se ubica un graben, cuyo basamento se ha interpretado de edad precámbrica, al cual se le ha estimado una profundidad de aproximadamente 6,100 mts. March (1983, citado en Feo Codecido et al., 1984), sugiere que el graben conocido como graben de Espino, se extiende desde Guárico hasta el norte de Anzoátegui en Barcelona.

En el área de Machete, hacía el sur de la subcuenca de Guárico, Pérez (2005) señala que, las rocas del basamento consisten en rocas precámbricas ígneas y metamórficas del cratón de Guayana. A lo que agrega que, el basamento paleozoico presente en Guárico, es un terreno acrecionado de rocas ígneas y metamórficas que se extiende desde el occidente de Venezuela hasta Guárico.

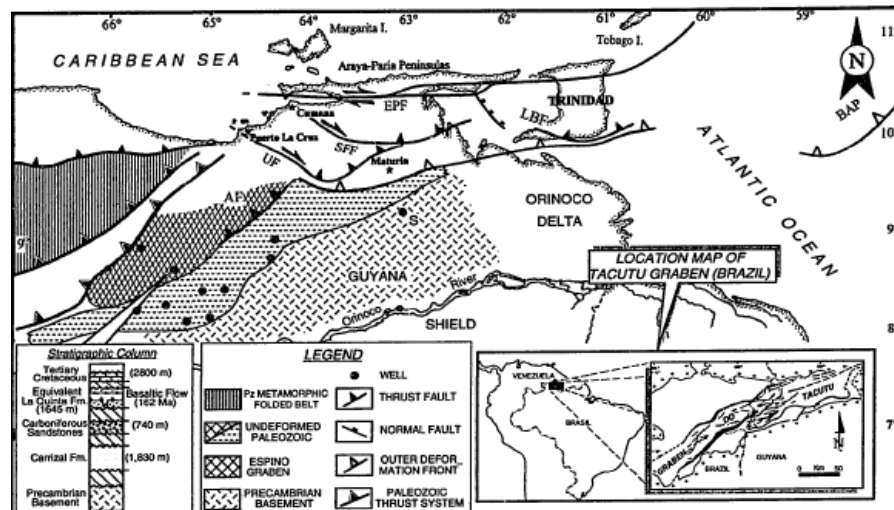


Figura 2.19. Mapa generalizado de las rocas que forman el basamento cristalino de la cuenca Oriental. (Tomado de Di Croce, 1995).

CAPITULO III

MARCO TEÓRICO

3.1. CAMPO GRAVITATORIO TERRESTRE.

En relación al campo gravitatorio de la Tierra, Milsom (2003), explica que es casi el mismo que el de una esfera, pero con un leve incremento de la misma hacia los polos. La diferencia entre el valor del campo gravitatorio en el ecuador y los polos es cercano al 0,5% o lo que es igual 5000 mGals. La relación que existe entre la gravedad a nivel del mar y la latitud es descrita por la *International Gravity Formula*, la cual fue adoptada en 1967, y viene dada por la siguiente expresión:

$$G_{teo} = 978031.85 + 51629.27 \sin \lambda^2 + 229.5 \sin \lambda^4 \text{ g.u} \quad (\text{Ec. 3-1})$$

Dobrin y Savit (1988) describen que, a partir del desarrollo de nuevos modelos de elevación y de geoide, la formula de gravedad teórica de la Tierra fue mejorada, y para el año de 1980 la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica la modificó a la siguiente expresión:

$$G_{teo} = 978032.71 + 0.0053024 \sin \lambda^2 - 0.0000058 \sin \lambda^4 \text{ mGal} \quad (\text{Ec. 3-2})$$

La expresión mencionada anteriormente es una manera a través de la cual se realiza el cálculo de la gravedad de la Tierra, en base a un modelo de referencia (esferoide o geoide). Realmente, la magnitud de la gravedad medida sobre un punto de la Tierra depende de 5 factores: latitud, elevación, topografía, mareas terrestres y

la densidad del subsuelo (Telford et al., 1990); siendo este último la causa de que el esferoide y el geoide no coincidan (ver figuras 3.1 y 3.2).

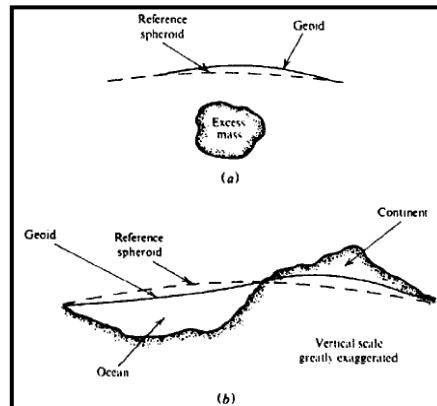


Figura 3.1. Comparación entre geoide (línea continua) y esferoide (línea punteada), a) Debido a una diferencia de masa local, b) A nivel regional por diferencia de masas y de topografía. (Tomado de Telford et al., 1990).

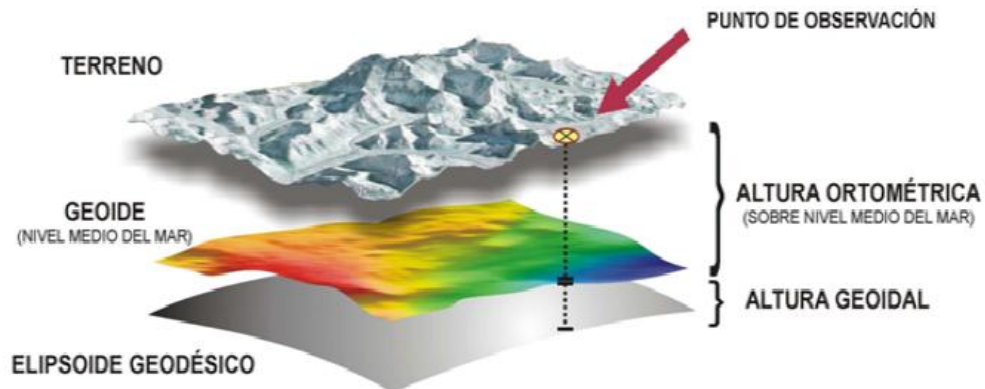


Figura 3.2. Relación entre las superficies de referencia y la superficie terrestre. (Tomado de Espinosa, 2009).

3.2. LOS ARMÓNICOS ESFÉRICOS Y EL CAMPO GRAVITATORIO

La definición empleada por Barthelmes (2009), conceptúa los armónicos esféricos como un conjunto de soluciones de la ecuación de Laplace, que son representadas en un sistema de coordenadas esféricas. De esta manera, cada potencial armónica, que cumple con la ecuación de Laplace, se puede expandir en armónicos esféricos sólidos. Es por ello, que la parte estacionaria del potencial gravitacional de la Tierra, en cualquier punto, esta expresado en una escala global por la suma de los grados de la expansión de los armónicos esféricos. Los armónicos esféricos o también conocidos como los coeficientes de Stokes, representan en el dominio espectral la estructura y las irregularidades del campo gravitatorio terrestre.

El cálculo para el campo geopotencial a través del desarrollo de los coeficientes de Stokes, en el dominio espectral y del espacio, viene dado por la siguiente ecuación:

$$W_a(r, \lambda, \varphi) = \frac{GM}{r} \sum_{l=0}^{l_{max}} \sum_{m=0}^l \left(\frac{R}{r}\right)^l P_{lm}(\sin\varphi) (C_{lm}^W \cos m\lambda + S_{lm}^W \sin m\lambda) \quad (\text{Ec. 3-3})$$

En donde tenemos que:

r, λ, φ : son las componentes del sistema de coordenadas esféricas (radio, latitud, longitud).

R : radio de referencia.

GM : producto de la constante gravitacional por la masa de la Tierra.

l, m : grado y orden de los armónicos esféricos.

P_{lm} : funciones de Legendre normalizadas.

C_{lm}^W, S_{lm}^W : coeficientes de Stokes (normalizados).

La ecuación anterior, representa el campo de gravedad de la Tierra, la precisión va a depender de los coeficientes de Stokes, y la resolución espacial depende del máximo grado usado para el desarrollo de los esféricos armónicos.

En la ecuación (4.2), existe el término $\left(\frac{R}{r}\right)^l$, que contiene la continuación hacia arriba del potencial gravitacional, evaluándose r mayor que el radio de la topografía, desde la superficie de la Tierra y este mismo refleja cual es la atenuación de la señal con respecto a la altitud. Para puntos medidos dentro de la superficie terrestre la expansión de los coeficientes de Stokes dará como resultado continuación hacia abajo del potencial, ya que se estaría considerando r menor que el radio de la topografía. Es de resaltar que la continuación hacia abajo podría generar ciertas singularidades que cabrían dentro de la divergencia de la serie de armónicos esféricos.

Los tipos de representación de los armónicos esféricos pueden apreciarse en la figura 4.3.

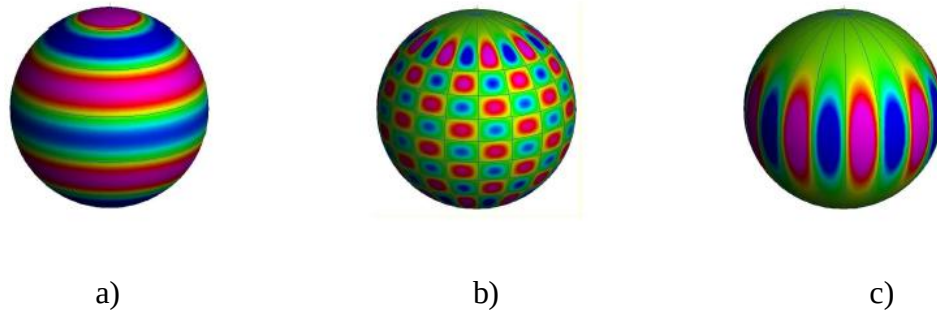


Figura 3.3. Ejemplos de armónicos esféricos: a) zonal $l=6, m=0$; b) teseral $l=16, m=9$; sectorial $l=9, m=9$.

3.2.1. Modelos geopotenciales gravitatorios

Señala Martín (2009), que desde el lanzamiento de las misiones CHAMP, en el año 2000, y GRACE en el año 2002, han sido desarrollados más de 20 nuevos modelos geopotenciales globales de diferente grado de los armónicos esféricos, y que se están empleando para la determinación del campo gravitatorio terrestre. Actualmente se cuenta con desarrollos hasta grado y orden 360, basados en los datos de estas misiones por satélite, pero completados con información gravimétrica y

altimétrica terrestre, así como con información de altimetría por satélite. Martínez y Bethencourt (2009), plantean una clasificación de los modelos geopotenciales, dividiéndolos en dos tipos: en globales y regionales. Los modelos globales vienen dados por los coeficientes de Stokes, correspondientes al desarrollo del potencial en armónicos esféricos y algunas otras constantes que los determinan. Sus valores se obtienen esencialmente mediante tres fuentes de datos. Los que proceden de la observación del movimiento perturbado de los satélites artificiales de la Tierra que contribuyen proporcionando los coeficientes de menor grado (mayor longitud de onda).

Desde el año 2004, la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA), de los Estados Unidos, se embarcó en el proyecto de intentar generar un modelo geopotencial global de alto grado y orden, concluyendo dicha meta para el año 2008, el cual vino a conocerse como EGM2008 (ver figura 4.4 y 4.5). Pavlis et al. (2008), agrega que este modelo alcanza hasta el grado y orden 2159, pero contiene coeficientes adicionales hasta grado 2190 y orden 2159, lo cual permite recuperar hasta longitudes de onda del campo gravitatorio de unos 20 kilómetros.

Además para minimizar los efectos del aliasing en el modelo EGM2008, se usó durante el desarrollo de los armónicos esféricos las anomalías de gravedad del modelo de referencia PGM2007B, el cual posee una resolución de 5' x 5' (Pavlis et al., 2008).

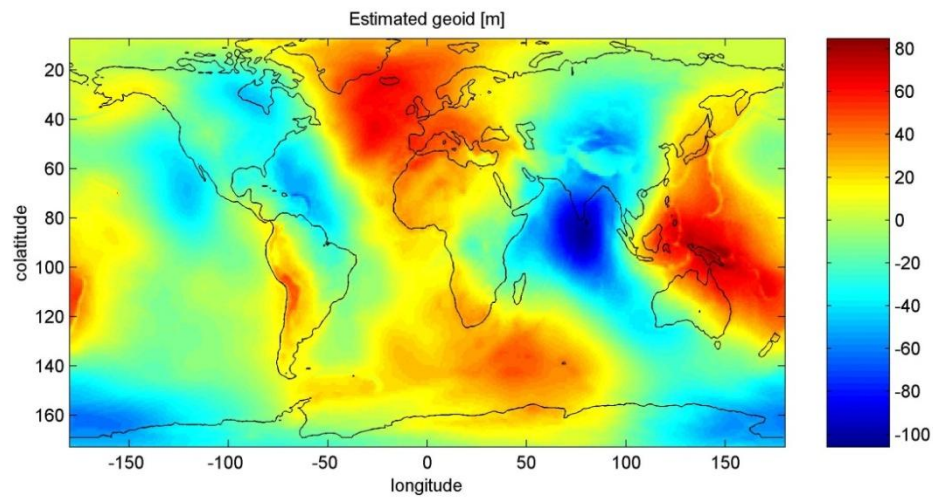


Figura 3.4. Mapa mundial de ondulaciones del geoide, empleado para el modelo EGM2008. (Tomado de <http://193.204.99.223/GoceIT/index.php?Itemid=91>)

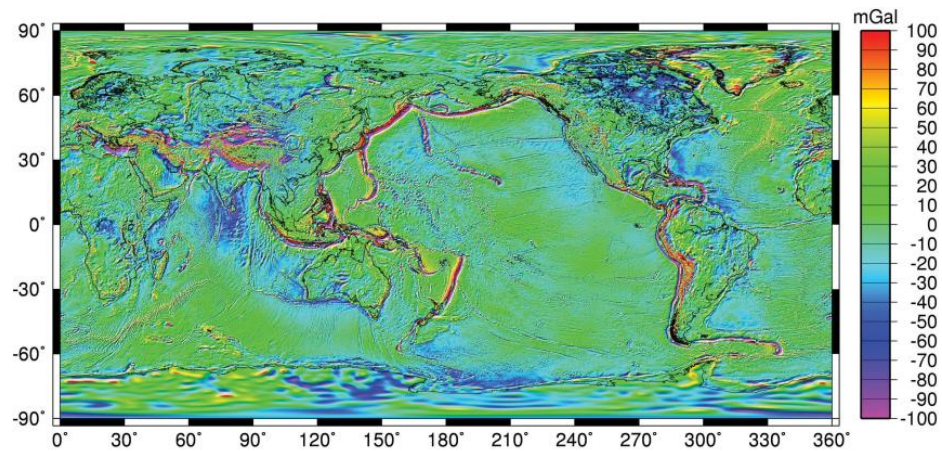


Figura 3.5. Mapa mundial de anomalía de aire libre, obtenido a partir del modelo de geoide EGM2008. (Tomado online de http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/anomalies_dov.html)

3.3. CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo magnético de los cuerpos geológicos de la corteza terrestre, es un campo superpuesto por el campo magnético principal de la Tierra. Este campo magnético principal, se origina por la acción de corrientes eléctricas que circulan por el núcleo líquido externo, el cual puede ser modelado a gran escala como un dipolo en el centro de la Tierra. Las variaciones en la magnitud y dirección de campo magnético influyen la magnitud y la forma de las anomalías magnéticas locales (Milsom, 2003).

Respecto a la naturaleza del campo magnético terrestre, Telford et al. (1990) menciona que, el mismo está compuesto en tres partes:

- a) El campo principal, cuyo origen es interno y sus variaciones ocurren lentamente.
- b) Un campo externo y más pequeño, que varía muy rápidamente y que se genera fuera de la Tierra por interacción entre el campo terrestre y el viento solar.
- c) Variaciones espaciales del campo principal, usualmente pequeñas, y que son causadas por cambios litológicos en la corteza terrestre. Estas constituyen los objetivos de la prospección magnética.

En la figura 3.6, se muestra un esquema de cuál es la interacción del campo magnético terrestre con el viento solar, mostrándose el campo principal y externo de la Tierra.

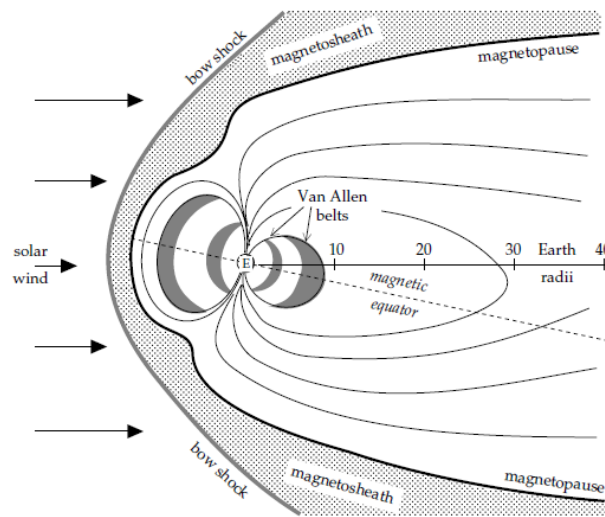


Figura 3.6. Sección esquemática de la magnetosfera y de su interacción con el viento solar. (Tomado de Lowrie, 2007).

Añadiendo a lo anterior, Sheriff (2002) menciona que, el campo magnético frecuentemente es representado como un dipolo magnético localizado en el centro de la Tierra. La zona de intersección de las líneas del campo generado por el dipolo, con la superficie de la Tierra, se conoce como polo geomagnético.

3.3.1. Características del campo magnético principal

Según Lowrie (2007), el campo magnético terrestre es un vector, por ello se dice que posee magnitud y dirección. La magnitud, e intensidad de un campo magnético se mide en unidades físicas denominadas *Tesla*; sin embargo, un tesla se usa para cuantificar campos magnéticos muy fuertes, y esta unidad respecto a la intensidad que posee el campo magnético terrestre es muy alta (por ejemplo en los polos el campo magnético tiene una intensidad de aproximadamente 6×10^{-5} T), los equipos de prospección magnética han mejorado notablemente su sensibilidad hasta el presente (aproximadamente 10^{-9} T); es por ellos que actualmente y por

convenciones en la comunidad de geofísicos tomaron como unidad para la medición del campo geomagnético el *gamma* (γ).

Como ya se mencionó, el campo geomagnético, es un vector y este puede ser expresado por componentes cartesianas paralelas a los 3 ejes ortogonales (x , y , z), aunque existe una representación con coordenadas esféricas polares. La magnitud el vector del campo esta dado por la fuerza del campo (F), y su dirección esta definida por dos ángulos: la declinación (D), que es el ángulo entre el meridiano magnético y el geográfico; y la inclinación (I), que es el ángulo con el cual buza el vector F , respecto de la horizontal (ver figura 4.7).

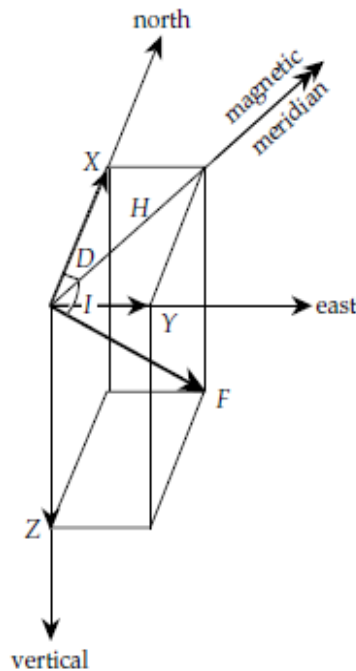


Figura 3.7. Componentes vectoriales del campo geomagnético. (Tomado de Lowrie, 2007).

A partir de las ecuaciones que aparecen a continuación se pueden calcular cada uno de los elementos vectoriales del campo geomagnético:

$$X = F \cos I \cos D \quad Y = F \cos I \sin D \quad (\text{Ec. 3-4})$$

$$Z = F \sin I \quad F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$$

$$D = \tan^{-1} \frac{Y}{X} \quad I = \tan^{-1} \left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \right)$$

En donde,

X: es la dirección del norte geográfico.

Y: es la dirección paralela al ecuador.

H: componente horizontal del campo geomagnético.

Z: componente vertical del campo magnético terrestre.

F: vector de intensidad total del campo magnético.

D: ángulo de declinación, respecto al norte geográfico.

I: ángulo de inclinación, entre la vector horizontal y total del campo magnético.

3.3.2. Magnetismo de rocas y minerales

Las anomalías magnéticas, según Telford (1990), se deben a la presencia de minerales magnéticos contenidos en las rocas, principalmente, magnetita y pirocita.

Las sustancias, en lo que se incluyen las rocas, pueden ser divididas de acuerdo a su comportamiento ante la presencia de un campo magnético externo a ellas. Una sustancia es diamagnética si su campo interno esta dominado por la orientación de los orbitales de sus átomos en oposición al campo magnético externo, manifestando de esa manera susceptibilidades negativas.

Los materiales más comunes en la Tierra de propiedades diamagnéticas son: el cuarzo, gráfita, mármol y la sal. Por otra parte, cuando un material posee una susceptibilidad positiva este se denomina paramagnético, esto sucede cuando su momento magnético es diferente de cero pero su campo magnético (H) es cero.

Particularmente, los efectos del diamagnetismo y mayormente el paramagnetismo son débiles (Telford et al., 1990). Existe otro fenómeno magnético intrínseco a la composición de los materiales, llamado ferromagnetismo, el cual se presenta en algunos elementos como el hierro, cobalto y níquel, en el que la interacción magnética es tan fuerte, que dentro de ellos se forman alineaciones de gran tamaño en los momentos magnéticos en los espines de los átomos, los cuales se conocen como *dominios magnéticos*, el ferromagnetismo disminuye con el aumento de la temperatura hasta alcanzar la temperatura de Curie (500 °C).

Telford et al (1990), agrega que para algunos materiales se debe hablar de subdominios magnéticos, entre estos se pueden mencionar el antiferromagnetismo y ferrimagnetismo (figura 4.8).

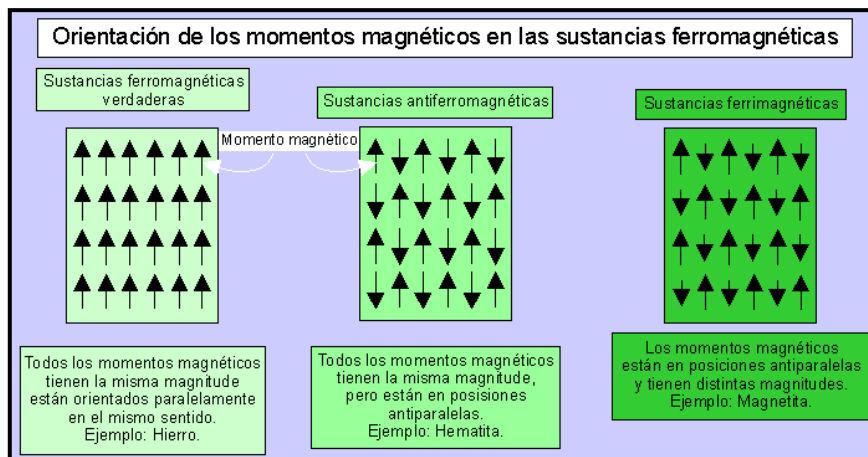


Figura 3.8. Comportamiento de los materiales en los subdominios magnéticos del ferromagnetismo. (Tomado y modificado de <http://www.geovirtual.cl/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>).

3.3.3. Modelos magnéticos terrestres

En lo que refiere a los mapas de anomalías magnéticas, Maus et al. (2009) señala que estos, son de amplio uso dentro del campo de las geociencias y en la

exploración de recursos, ya que el estudio de las anomalías magnéticas terrestres, provee de entendimiento de la estructura y composición de la corteza de la Tierra. Además, el estudio sistemático de las anomalías magnéticas a nivel mundial y de sus distintos patrones de ordenamiento, en respuesta a una condición geológica en la superficie terrestre, permite tener un mejor entendimiento de la evolución dinámica de las placas tectónicas en interacción con el manto, y a la formación de corteza continental por terrenos acrecionales en zonas cratónicas.

Ante la prerrogativa mencionada anteriormente, se elaboró un modelo mundial de anomalías magnéticas (Maus et al., 2009), el cual se denomina EMAG2 (Earth Magnetic Anomaly Grid), el cual fue desarrollado por la *National Geophysical Data Center's* (NGDC) en colaboración con la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). El modelo geomagnético EMAG2, es lo que se puede considerar un modelo combinado que recopila la información de campañas de adquisición aérea, marina y satelital; sin embargo, se emplearon datos sintéticos en áreas donde no existen datos adquiridos, generalmente en los océanos, para dichas zonas los datos son extrapolados por un *gridding* direccional, basado en un modelo de edades de la corteza oceánica (Müller et al., 2008, citado en Maus et al., 2009).

Con respecto a las características mas importantes que posee el modelo geomagnético EMAG2, Maus et al. (2009) menciona:

- a) La información magnética de distintas zonas del mundo se unieron a un nivel de 4 Km por encima del geoide por medio de mínimos cuadrados, utilizando para este fin el modelo de deformaciones del geoide a partir del EGM2008.
- b) Todos los datos originales de medidas magnéticas, fueron extraídos y reprocesados de el modelo magnético CM4 (Sabaka et al., 2004, citado en Maus et al., 2009), ya que este provee de una mejor representacion del campo magnético que el *International Geomagnetic Reference Field*.

- c) Para las longitudes de onda largas ($\lambda > 330\text{Km}$), se sustituyeron dentro del grid EMAG2 los valores de anomalías del campo a partir del modelo litosférico del campo MF6 (Maus et al., 2008, citado en Maus et al., 2009).

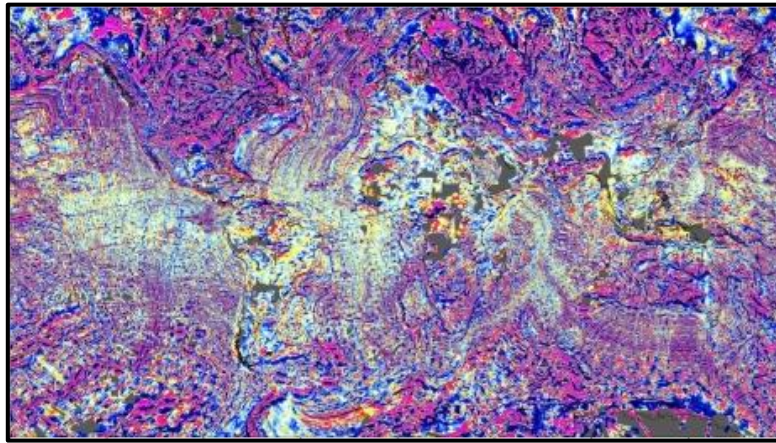


Figura 3.9. Mapa mundial de anomalía magnética del modelo *Earth*

Magnetic Anomaly Grid (EMAG2). (Tomado y modificado de <http://www.ipgp.fr/~ethebault/>).

3.4. MÉTODOS DE INVERSIÓN DE LOS CAMPOS POTENCIALES.

3.4.1. Análisis espectral de Spector y Grant.

El Espectro Radial de Potencia, es un método para estimación de profundidades de fuentes magnéticas a partir de datos de origen aeromagnéticos, que fue desarrollado por Spector y Grant (1970), y mas tarde fue adaptado para datos gravimétricos (Maus & Dimri, 1995; Maus y Dimri, 1996). El método de Spector y Grant (1970), consiste en la selección de una región o banda de numero de onda que posea una relación lineal, ya que según demostraron, la pendiente de dicha relación (recta de tendencia) es propocional a la profundidad del tope del cuerpo qu produce la anomalía magnética; ellos consideraron que las anomalías en un mapa aeromagnético

son debidas a un ensamble de prismas verticales semi-infinitos, y que la dirección de magnetización del cuerpo es paralela a la dirección del campo geomagnético en ese punto (considerando latitudes de $\pm 20^\circ$).

El Espectro de Potencia, de una malla de datos en coordenadas polares, definido por Spector y Grant (1970), viene dado por la siguiente expresión:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2 \cdot M^2 \cdot R_G^2 \langle e^{-2hr} \rangle \cdot \langle (1 - e^{-\pi}) \rangle \cdot \langle S^2(r, \theta) \rangle \cdot \langle R_p^2(\theta) \rangle \quad (\text{Ec. 3-5})$$

En donde,

E: Energía del espectro e potencia.

M: Momento magnético por unidad de longitud.

R_G : Factor de la dirección del campo magnético.

h: Profundidad del tope del prisma.

r: Magnitud del vector de frecuencia, y viene dado por: $r = \sqrt{u^2 + v^2}$.

θ : Dirección del vector frecuencia, y viene dado por $\theta = \tan^{-1} \frac{u}{v}$.

t: Espesor del prisma.

S: Factor del tamaño horizontal del prisma.

R_p : Factor de la dirección de magnetización de prisma.

Luego de aplicar algunas reducciones a la expresión principal, Spector y Grant (1970), mostraron que el término $\langle e^{-2hr} \rangle$ es el factor dominante en el espectro de potencia; y por lo tanto la ecuación de tendencia para el espectro queda como:

$$\langle E(r) \rangle = \langle e^{-2hr} \rangle \quad (\text{Ec. 3-6})$$

Y aplicando el logaritmo neperiano a ambos lados de la expresión queda:

$$\ln(E(r)) = -2 \cdot h \cdot r \quad (\text{Ec. 3-7})$$

A partir de la expresión anterior (Ec. 3-7), se considera que el espectro de potencia es una función dependiente del número de onda y se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un mismo número de ondas.

3.4.2. Deconvolución de Euler.

La deconvolución de Euler según Elawadi (2006), es una técnica automática que se usa para localización de fuentes en el subsuelo basado en las amplitudes y gradientes de campos potenciales. Este método fue desarrollado por Thompson (1982, citado en Elawadi, 2006), para interpretación de perfiles magnéticos y posteriormente fue extendido por Reid et al. (1990, citado en Elawadi, 2006), para ser aplicado en mallas de datos. Li (2003), añade que la deconvolución de Euler, usa la ecuación homogénea de Euler para construir un sistema de ecuaciones lineales que permita obtener la profundidad de la fuente magnética. Algunos autores han propuesto una versión de la deconvolución de Euler desarrollada a partir de la Señal Analítica y de la primera o segunda derivada del campo, para así determinar el valor del índice estructural. La expresión (Ec. 3-7) que permite el cálculo de la deconvolución de Euler, es la siguiente:

$$(x - x_0) \frac{\partial M}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial M}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial M}{\partial z} = -NM \quad (\text{Ec. 3-7})$$

En donde,

M: Es el campo magnético

$\frac{\partial M}{\partial x}, \frac{\partial M}{\partial y}, \frac{\partial M}{\partial z}$: representan la derivada de primer orden del campo magnético respecto a los 3 ejes coordenados.

N: Es el índice estructural y esta relacionado con la geometría de la fuente magnética.

3.4.3. Deconvolución de Werner.

El método conocido popularmente como técnica de la deconvolución de Werner, fue un procedimiento matemático introducido por Werner (1953, citado en Sudhakar et al., 2004), para interpretar el efecto de una estructura tipo dique vertical en las anomalías magnéticas en dos dimensiones; en donde las anomalías y la distancia entre los puntos de observación a lo largo de un perfil son acomodado a la forma de una ecuación lineal (ver ec. 3-8), en donde los coeficientes de dicha ecuación están relacionados a parámetros del dique (lámina semi infinita).

Al comparar la deconvolución de Werner con los métodos convencionales de interpretación magnética, Sudhakar et al. (2004), menciona que esta técnica ofrece de resultados mas cercanos a la realidad geológica, y que para aplicar el método computacional a diferencia de las demás técnicas, esta no requiere que se asuman parámetros iniciales. Sin embargo, a sido una tendencia en aumento el aplicar la deconvolución de Werner para delinear estructuras del basamento (Hartman, Teskey y Preidberg, 1971; Ku y Sharp, 1983; Sarma et al., 1994; citado en Sudhakar et al., 2004).

Introcaso et al. (2008), menciona que la expresión semi-empírica desarrollada por Werner, para un dique vertical es:

$$T(x) = \frac{A(x-x_0)+Bz}{(x-x_0)^2+z^2} \quad (\text{Ec. 3-8})$$

En donde,

T(x): valor de la derivada o valor total del campo magnético.

A, B: son incógnitas que dependen del tamaño, susceptibilidad y geometría del cuerpo buscado.

X_0 : punto sobre el perfil donde se calcula el campo magnético.

Z: profundidad del tope del dique o contacto geológico.

3.4.4. Señal Analítica.

Respecto a la técnica de inversión de campo potenciales conocida como la Señal Analítica, Beiki (2011), señala que se trata de una función $A(x)$ de un campo potencial $\varphi(x)$ medido a lo largo de un perfil (dirección eje x) en un nivel constante, el cual es causado por un cuerpo en profundidad (dirección eje y); esta función puede ser expresarse de la manera:

$$A(x) = \frac{\partial \varphi(x)}{\partial x} + i \frac{\partial \varphi(x)}{\partial z} \quad (\text{Ec. 3-9})$$

Obteniéndose finalmente, la función de amplitud de la Señal Analítica para dos dimensiones con la siguiente ecuación:

$$|A(x)| = \sqrt{\frac{\partial \varphi(x)^2}{\partial x} + \frac{\partial \varphi(x)^2}{\partial z}} \quad (\text{Ec. 3-10})$$

Y en 3 dimensiones:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\frac{\partial \varphi(x, y)^2}{\partial x} + \frac{\partial \varphi(x, y)^2}{\partial y} + \frac{\partial \varphi(x, y)^2}{\partial z}} \quad (\text{Ec. 3-11})$$

En donde,

$|A(x)|$: Amplitud de la Señal Analítica para 2 dimensiones.

$|A(x, y)|$: Amplitud de la Señal Analítica para 3 dimensiones.

$\frac{\partial \varphi(x)}{\partial x}, \frac{\partial \varphi(x)}{\partial z}$: Derivadas parciales del campo con respecto a x y z para 2 dimensiones.

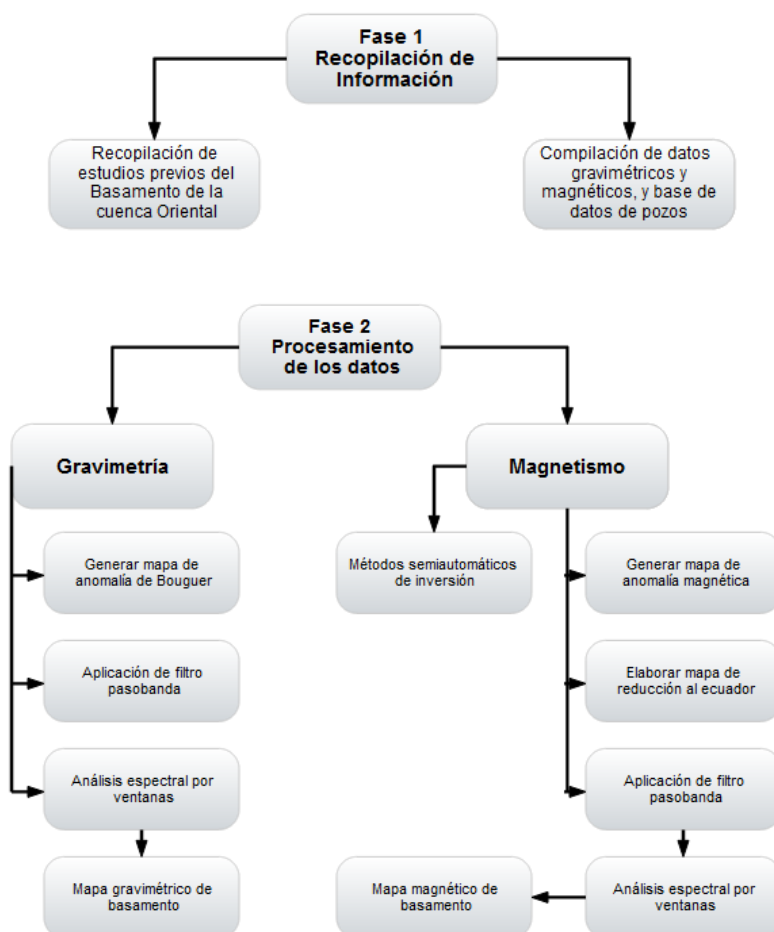
$\frac{\partial \varphi(x,y)}{\partial x}, \frac{\partial \varphi(x,y)}{\partial y}, \frac{\partial \varphi(x,y)}{\partial z}$: Derivadas parciales del campo con respecto a x , y y z para 3

dimensiones. La Señal Analítica exhibe los máximos sobre los máximos contrastes y en general se disponen simétricamente a ambos lados del contacto. Es independiente de las direcciones del campo magnético terrestre o de la magnetización del cuerpo. Se puede mencionar una desventaja en el método y es que es menos sensible que la segunda derivada vertical (Introcaso et al., 2008). La técnica se usa también para resaltar las anomalías de gravedad producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Azeglio et al., 2009).

CAPITULO IV

MARCO METODOLÓGICO

En base a la formulación del objetivo general de este trabajo, el cual consiste en generar un mapa de basamento de la cuenca Oriental de Venezuela, se desarrolló una secuencia de trabajo que permitió la compilación de datos, procesamiento e interpretación de los resultados, la cual se puede apreciar esquemáticamente a continuación:



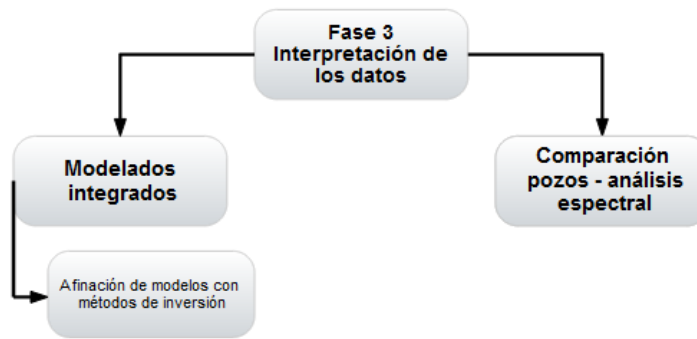


Figura 4.1. Flujo de trabajo de la investigación.

4.1. LOS DATOS

La fuente de los datos gravimétricos y magnéticos proceden del Trabajo Especial de Grado Generación de mapas de gravedad y magnetismo de Venezuela (García, 2009), ver figuras 4.2 y 4.3. El set total de datos consistió en aproximadamente 13.800 medidas satelitales de gravedad y magnetismo respectivamente, y una base de datos con la recopilación de 23 pozos del área de estudio, los cuales llegaban al tope del basamento cristalino.

4.1.1. Origen y revisión de los datos gravimétricos y magnéticos.

Para el presente estudio se debió tomar en cuenta las siguientes características del conjunto de datos gravimétricos y magnéticos:

- a) Los datos del mapa de Bouguer están reducidos en base a una densidad promedio de $2,67 \text{ gr/cm}^3$ y una altura referencial con respecto al geoide de $h=0$.

- b) Proceden del modelo geoidal EGM2008, el cual es un modelo combinado y por lo tanto la contribución para los datos usados en el modelo geopotencial tienen origen terrestre, satelital y marino (ver figura 4.1).

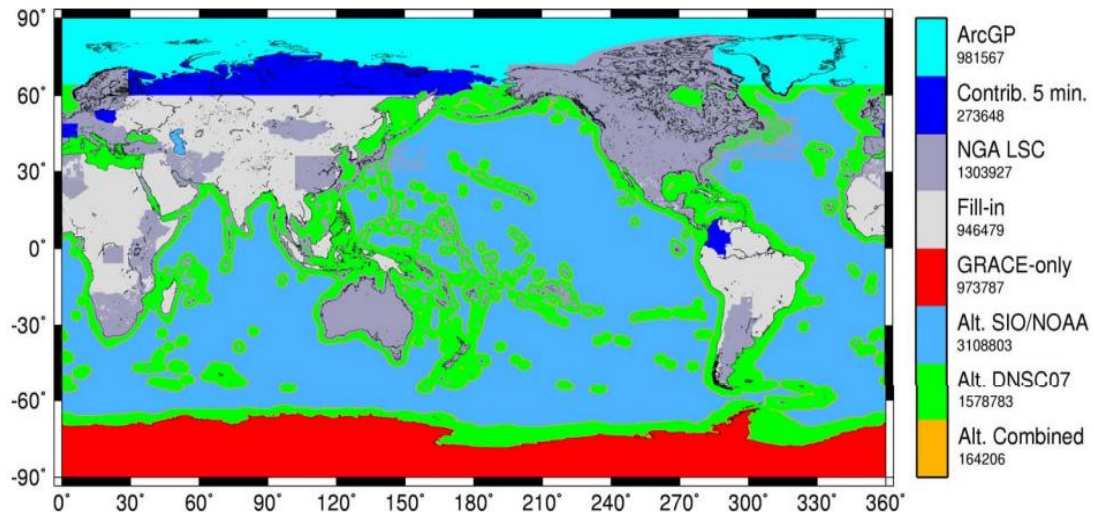


Figura 4.2. Distribución a nivel mundial de las fuentes usadas en el modelo EGM2008.

- c) El mallado de los datos presenta una distancia entre estaciones de medición de 0.033° ; este valor se usó como tamaño de celda al aplicar la interpolación del mapa de Bouguer, de este modo, se evitó el sobremuestreo de la señal, que pudiese incidir en un efecto aliasing en los espectros de potencia de los mapas.
- d) Considerando que la distribución de los datos provenientes de una adquisición satelital corresponden a una grilla regular, el método de interpolación que se empleó para los mapas de anomalía magnética y de Bouguer es la *mínima curvatura*.

- e) Tomando en cuenta que por el procesamiento de datos en *grids*, se puede obtener resultados sujetos a problemas de borde, se amplió el tamaño de la ventana del área de estudio un grado hacia el norte, sur, este y oeste. Sabiendo esto la extensión de la zona en investigación durante el tratamiento de los datos fue de -67° a -60° longitud y 7° a 12° latitud norte.
- f) Para el presente estudio no se realizó un estudio estadístico de los datos, ya que esto no forma parte de los objetivos de la investigación. Sin embargo, en relación a la validación de los datos usados, Garzón (2010) señala que, entre los datos de modelos combinados poseen una equivalencia mayor al 90% con los datos de origen terrestre, y que los datos del modelo EGM2008 y los de mediciones terrestres presentan una dependencia positiva y un alto coeficiente de correlación.

Toda la secuencia de procesamiento de los datos, que involucró la investigación fue en por el uso del programa *Oasis montaj* v. 7.0.1 (Geosoft Inc, 2007).

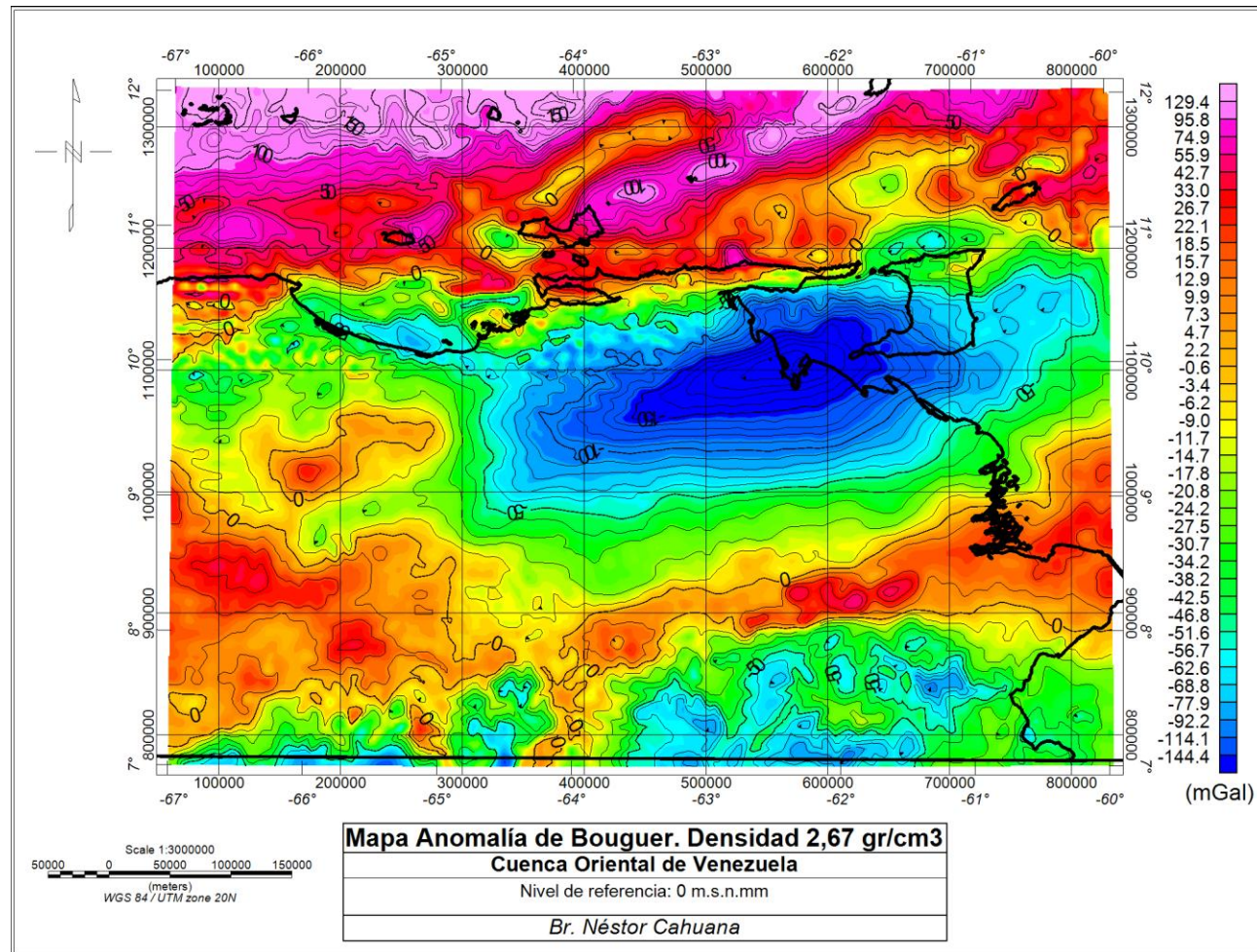


Figura 4.3. Mapa de anomalía de Bouguer de la cuenca Oriental, densidad 2,67 gr/cm³.

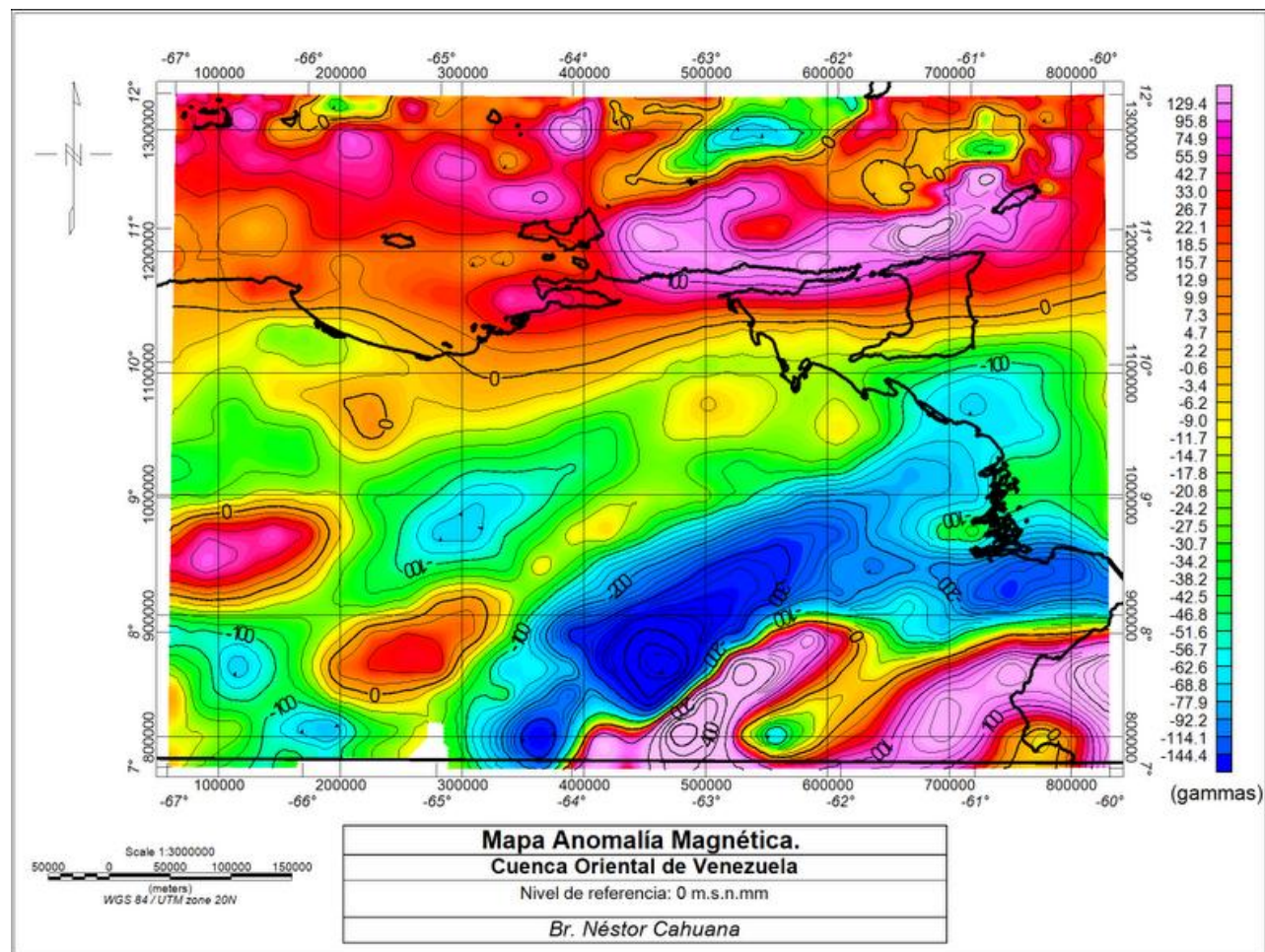


Figura 4.4. Mapa de anomalía magnética de la cuenca Oriental.

4.1.2. Mapas estructurales.

Con la intención de hacer un análisis exhaustivo de las estructuras geológicas, que pueden estar involucradas en las irregularidades del basamento, se hizo uso de mapas estructurales del área del estudio (ver Apéndice A). Entre los mapas empleados para dicho fin, se pueden mencionar:

- a) Mapa Geológico del Caribe. (Mascle y Letouzey, 1990).
- b) Mapa Geológico de Venezuela a Escala 1:750.000. (Hackley et al., 2006).
- c) Mapa de Geología, Campos petroleros y gas, y Provincias Geológicas de la región caribeña. (French y Schenk, 2004).

4.1.3. Pozos exploratorios.

Para la recopilación de los puntos de control de tope del basamento cristalino de la cuenca Oriental de Venezuela, se usó información de pozos exploratorios provenientes de otras investigaciones que también involucran estudios del basamento (ver tabla 4.1); a lo que vale agregar que el *datum* usado para referenciar la profundidad de los pozos, es el respecto al nivel medio del mar. La mayor cantidad de información de pozos fue extraída de la base de datos compilada por González (2009), que a su vez provienen de la publicación científica: “Basamento y rocas Paleozoicas de las cuencas de los Llanos Venezolanos” (Feo Codecido et al., 1984), a parte de estos ejemplos se usó la información obtenida de pozos en otras localidades de la cuenca Oriental de Escalona y Mann (2010).

Tabla 4.1. Base de datos de pozos empleados para esta investigación, provenientes de la fuente: González, (2009).

NOMBRE	LONGITUD	LATITUD	PROF. BASAMTO.	LITOLOGÍA	FUENTE
Gorrin-1	-66,8977796	8,68305622	-733,41	Hornfels (FeoCodecido)	González (2009)
MCH-2-3X	-66,6666601	8,8347234	-938,27	Hornfels (FeoCodecido) 75 M.a	
MCH-2-4X	-66,6833304	8,95138879	-1309,87	Sianita (FeoCodecido)	
MCH-2-5X	-66,8666693	8,85138917	-874,4	Sianita (FeoCodecido)	
MCH-12--7X	-65,6875	8,15694415	-182,98	Granito (FeoCodecido), 1025 M.a	
MCH-13-1X	-67,4402796	7,98749952	-860,63	Hornfels (FeoCodecido)	
Machete-2X	-66,4583396	8,56111059	-665,33	Hornfels (FeoCodecido)	
Zuata Este-1X	-65,2111098	8,26999948	-1044,16	Basalto (FeoCodecido)	
GXB-2	-66,9394499	9,30194753	-1378,6	Granito (FeoCodecido), 320 M.a	
GXB-8	-66,9394501	9,36805227	-1522,47	Granito (FeoCodecido), 321 M.a	
Maco-1	-64,6624997	8,43055535	-604,52	Rocas igneas metamorfizadas (FeoCodecido)	
SCZ-27X	-64,6113902	8,36611136	-341,34	Granito Gneisoide (FeoCodecido), 1772 M.a.	
SCZ-75X	-64,6433303	8,45888878	-528,93	Granito diorita (FeoCodecido), 1397 M.a.	
SCZ-82X	-64,6166694	8,43611106	-468,01	Granito (FeoCodecido), 1497 M.a.	
SDZ-68X	-64,8627795	8,24361123	-195,68	Granito Gneisoide (FeoCodecido), 869 M.a.	
SDZ-78X	-64,9716596	8,22999988	-186,72	Granito Gneisoide (FeoCodecido), 1366 M.a.	
WGDT-1	-63,2174978	8,7086115	-2551,62	Granito Gneisoide (FeoCodecido)	
Soledad-1(CVP)	-62,9074981	9,29611265	-4247,97	Granito (FeoCodecido)	
CN Wells	-63,2499987	8,70000004	-984,11	Monzonita (FeoCodecido, 1900 M.a	

Tabla 4.2. Base de datos de pozos empleados para esta investigación, provenientes de la fuente: Escalona y Mann (2010).

NOMBRE	LONGITUD	LATITUD	PROF. BASAMTO.	LITOLOGIA	AUTOR
B	-64,6	9,2	-4208	-	Escalona y Mann (2010)
C	-64,05	9,6	-7670	-	
H	-65,35	10,55	-2377	-	
I	-65,5	11,15	-4785	-	
J	-64,3	10,64	-3566	-	

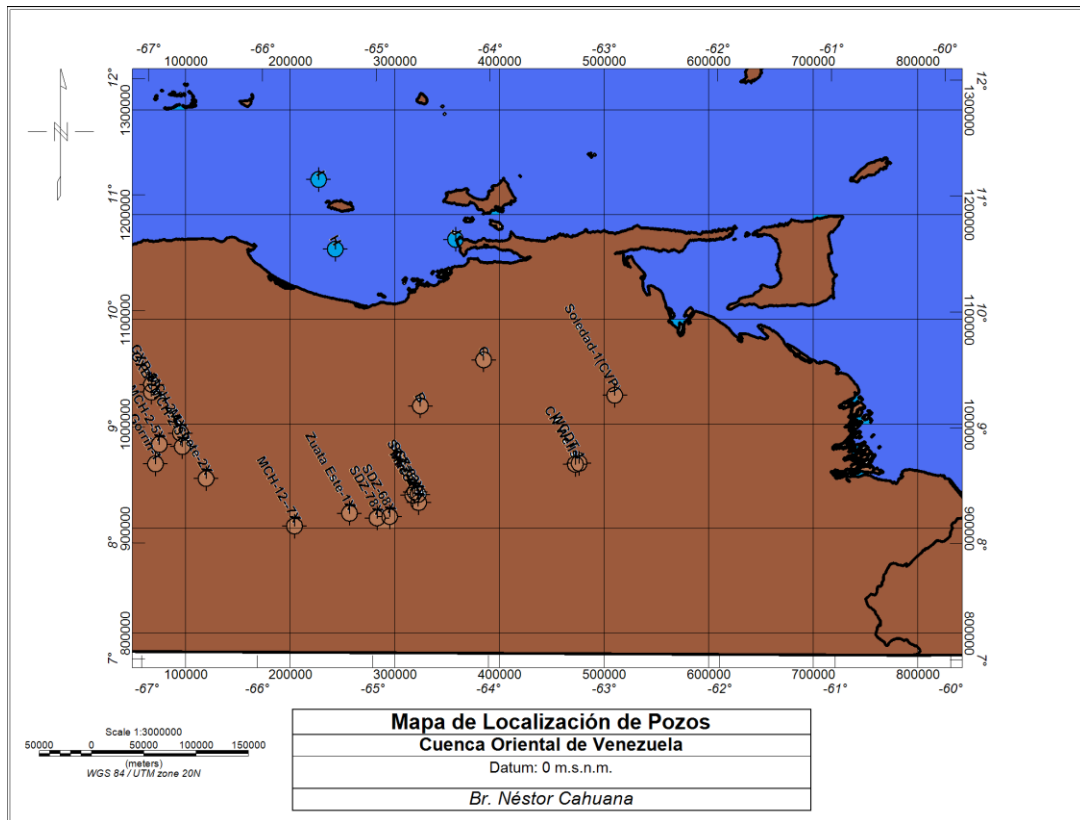


Figura 4.5. Distribución geográfica de los pozos empleados para la investigación.

4.2. Descomposición espectral

El análisis espectral ha sido probado como una poderosa herramienta para el procesamiento de los datos geofísicos de campos potenciales, esto es, la estimación de contenido de frecuencia (número de onda) en la señal gravimétrica o magnética (Nwankwo et al., 2008). La técnica de la descomposición espectral, se basa en seleccionar un rango de los números de onda en el espectro de potencia de la señal del campo potencial; dichos números de onda están implícitamente relacionados con la profundidad que tiene un cuerpo en el subsuelo, esto conlleva a que filtrando la anomalía con un pasobanda, dentro de las frecuencias escogidas del espectro, se puede obtener la respuesta del campo relacionado con dicho cuerpo geológico.

Anticipadamente, a la aplicación del filtro pasobanda, se procedió a calcular el espectro de potencia de la expresión gravimétrica y magnética de todo el área de estudio (ver figura 4.7 y 4.8), y estimar las profundidades correspondientes de las interfaces ahí representadas.

Para esta etapa del procesamiento, se usó el modulo de Oasis Montaj denominado *MAGMAP* (ver apéndice B para explicación expandida del módulo) para obtener el espectro radial de potencia de gravedad y magnetismo, el cual consiste en un gráfico de número de onda vs. logaritmo de la potencia; en el mismo según la teoría desarrollada por Spector y Grant (1970), se buscan los rangos de longitudes de ondas donde se mantenga una relación lineal. En función de ello, se seleccionan las pendientes de la curva presentes en el gráfico, en donde estas conservan una relación directa de la profundidad en que se localiza un contraste de densidades o susceptibilidades magnéticas; para calcular la profundidad del contraste o tope de un cuerpo geológico se emplea la siguiente expresión:

$$h = -\frac{m}{4\pi} \quad (\text{Ec. 4.1})$$

En donde,

h: Es la profundidad de la interfase geológica.

m: Es la pendiente seleccionada en el espectro de potencia.

Las pendientes de cada espectro se obtienen por ajuste de mínimos cuadrados, sin embargo la selección de las pendientes puede estar sujeto a ambigüedades, debido a que un pequeño cambio o mala observación del geofísico en la forma del espectro puede conllevar a modificar abruptamente el valor de la pendiente y efectuar mal cálculo de la profundidad, por esto es necesario poseer un buen conocimiento geológico del área en que se trabaja.

Al momento de establecer las pendientes de un espectro, es necesario identificar si la anomalía que se está procesando, contiene un problema de aliasing vinculado a cuando se realizó la interpolación. En la figura 4.8, se puede apreciar los efectos del aliasing espacial sobre las tendencias de un espectro de potencia (observar comportamiento en forma de picos).

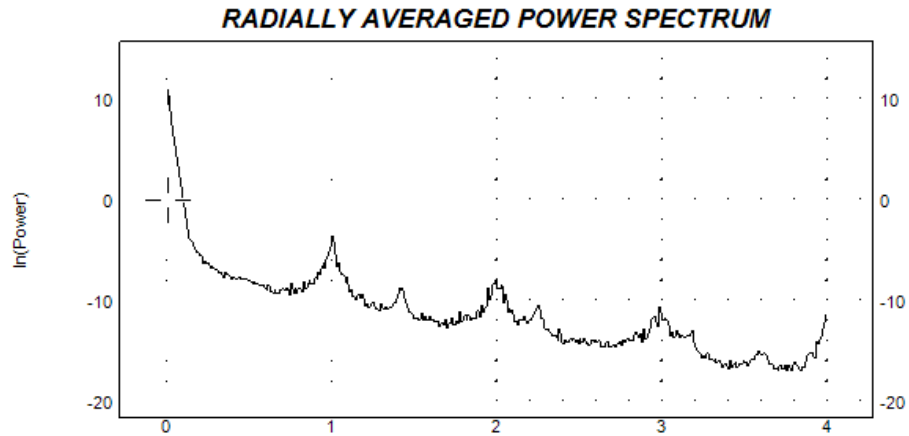


Figura 4.6. Espectro de potencia con presencia de aliasing espacial.

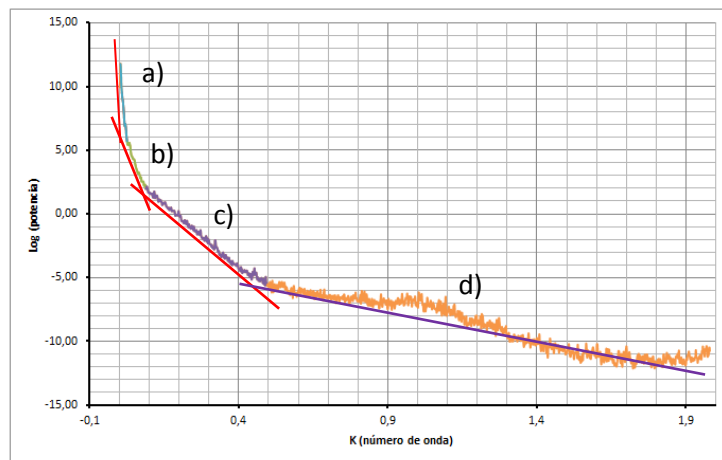


Figura 4.7. Pendientes de espectro radial de potencial de gravedad: a) Profunda; b) Intermedia; c) Somera y d) Cola de ruido.

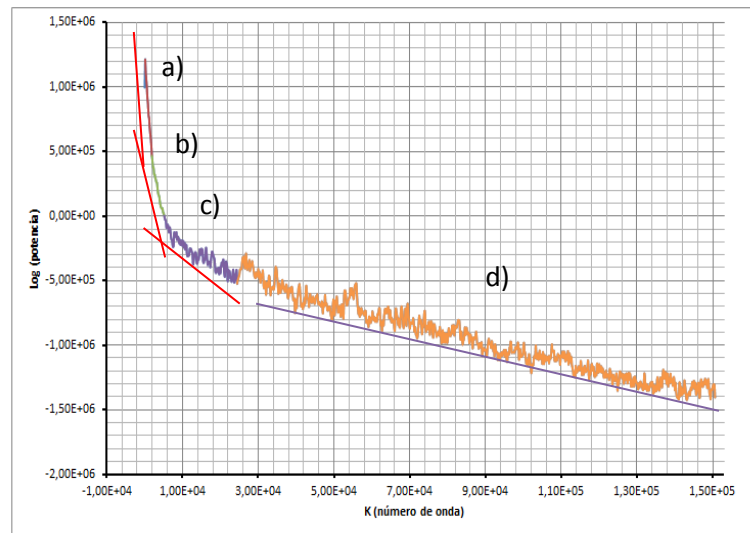


Figura 4.8. Pendientes de espectro radial de potencial de magnetismo: a) Profunda; b) Intermedia; c) Somera y d) Cola de ruido.

Del espectro radial de potencia para los datos de gravedad y magnetismo de toda la ventana de la cuenca Oriental, se obtuvo las profundidades que se pueden apreciar en la siguiente tabla:

Tabla 4.3. Profundidades de espectros gravimétrico y magnético en ventana completa de la cuenca Oriental

INTERFASE	PROFUNDIDAD (KM) ESPECTRO GRAVIMÉTRICO	PROFUNDIDAD (KM) ESPECTRO MAGNÉTICO
PROFUNDA	22,28	32,04
INTERMEDIA	5,1	11,1
SOMERA	1,51	1,56

Según la tabla anterior, se puede observar que la mayor profundidad estimada no sobrepasa los 23 Km; tomando en cuenta que con el tamaño de la ventana de trabajo se debería apreciar la discontinuidad de Mohorovich, la razón por la que el espectro gravimétrico no lo registra puede deberse a que, la zona estudio esta fuertemente influenciada por la presencia de muchas provincias geológicas (cratón de Guayana, Serranía del Interior, etc.), en la que cada una posee una firma espectral diferente y la respuesta del espectro se ve forzada a aplicar una profundidad promedio que ronda los 22,28 Km. Esto implica que el registro espectral de los datos gravimétrico serán limitados interpretativamente por esta acotación.

Seguidamente, se seleccionó dentro de los espectros de potencia, los rangos de longitudes de ondas para cada uno (anomalía de Bouguer y magnética respectivamente); estos rangos se usaran para aplicar el filtro pasobanda y así obtener *grids* en donde la expresión gravimétrica y magnética tenga las longitudes de onda que corresponden a una respuesta del basamento cristalino.

Ya que el ancho de las anomalías, son lo que se conoce como longitud de onda aparente (Lowrie, 1997), existe una estrecha relación entre ancho de anomalía y profundidad de un cuerpo; para ello en la interpretación de los campos geopotenciales la estimación de profundidad de un cuerpo geológico se lleva a cabo comparando la respuesta de anomalía observada con modelos sintéticos de formas simples como esferas, cilindros, placas horizontales o verticales, etc. (Telford et al., 1990). La correspondencia profundidad – ancho de anomalía para el campo gravimétrico y magnético, según Dobrin y Savit (1988), viene dado por la siguiente ecuación:

$$Z = 0.65W_{1/2} \quad (\text{Ec. 4.2})$$

En donde,

Z: Es la profundidad estimada para un cuerpo en el subsuelo (caso de una esfera).

$W_{1/2}$: Es el ancho de la anomalía gravimétrica o magnética en la mitad de la amplitud de la misma.

A partir de la ecuación 4.2, se consiguieron los valores de las longitudes de onda de la señal gravimétrica y magnética que estaban asociados al basamento. Sin embargo, para aplicar el filtro pasobanda, se debe conocer el valor de los números de onda; sabiendo que la longitud es inversamente proporcional al número de onda se introdujo los parámetros de filtrado en módulo *MAGMAP* que se pueden ver en la tabla 4.4. La aproximación de las profundidades mínima y máxima del basamento de la cuenca Oriental, pudieron deducirse por el cálculo de los números de onda del filtro, que a su vez son resultado del análisis espectral de la ventana completa.

Tabla 4.4. Parámetros de filtro pasobanda (números de onda).

	LONGITUD DE ONDA ($W_{1/2}$)	NÚMERO DE ONDA ($1/W_{1/2}$)
PROF. MÁXIMA (16 KM)	43,47	0,023
PROF. MÍNIMA (1 KM)	2,85	0,35

La descomposición espectral de los datos, para la determinación de la profundidad del basamento cristalino de la cuenca, fue aplicado sobre los *grids* obtenidos por la ejecución del filtro pasobanda (ver figuras 4.9 y 4.10).

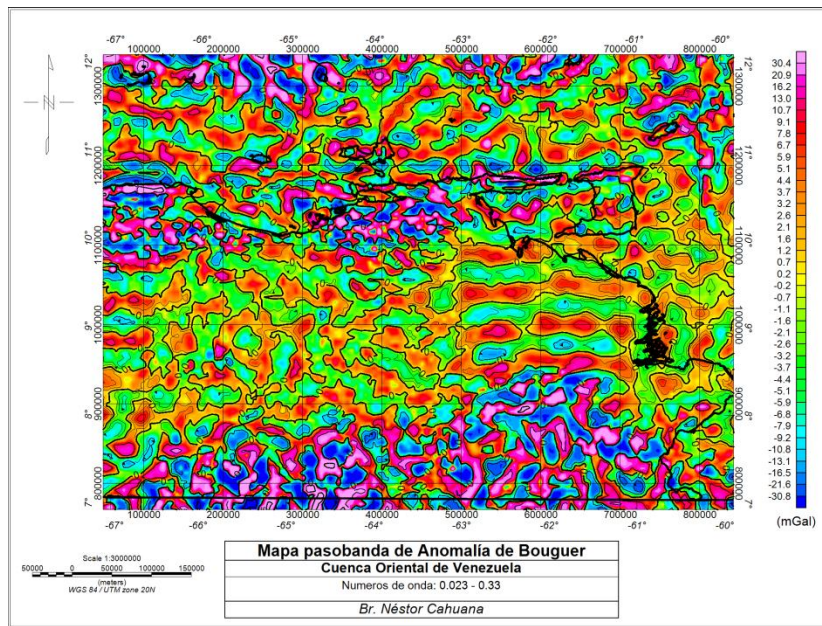


Figura 4.9. Mapa de anomalía de Bouguer, filtrado por pasobanda.

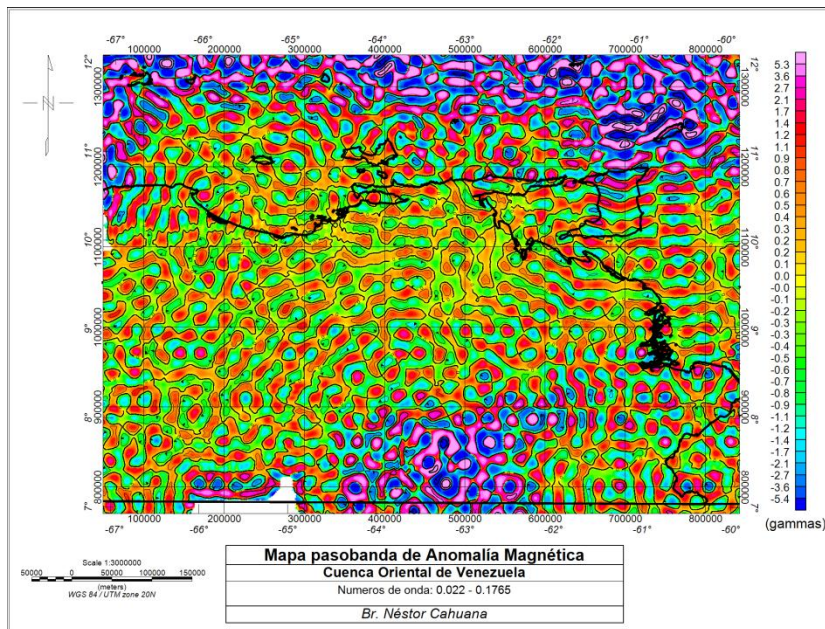


Figura 4.10. Mapa de anomalía magnética, filtrado por pasobanda.

Usando la técnica aplicada por Nwankwo et al. (2008), se procedió a sectorizar los mapas de anomalías filtrados con 117 ventanas con dimensiones de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, en el que el centro de cada una estaba separado de la subsiguiente $0,5^{\circ}$ (figura 4.10); seguidamente, se realizó el cálculo del espectro de potencia para cada ventana y se hicieron las estimaciones de profundidad de cada uno. La técnica empleada para asignar la profundidad calculada en cada espectro se conoce como el método del centroide, en donde la profundidad considerada para las ventanas se ubica en el centro de la misma.

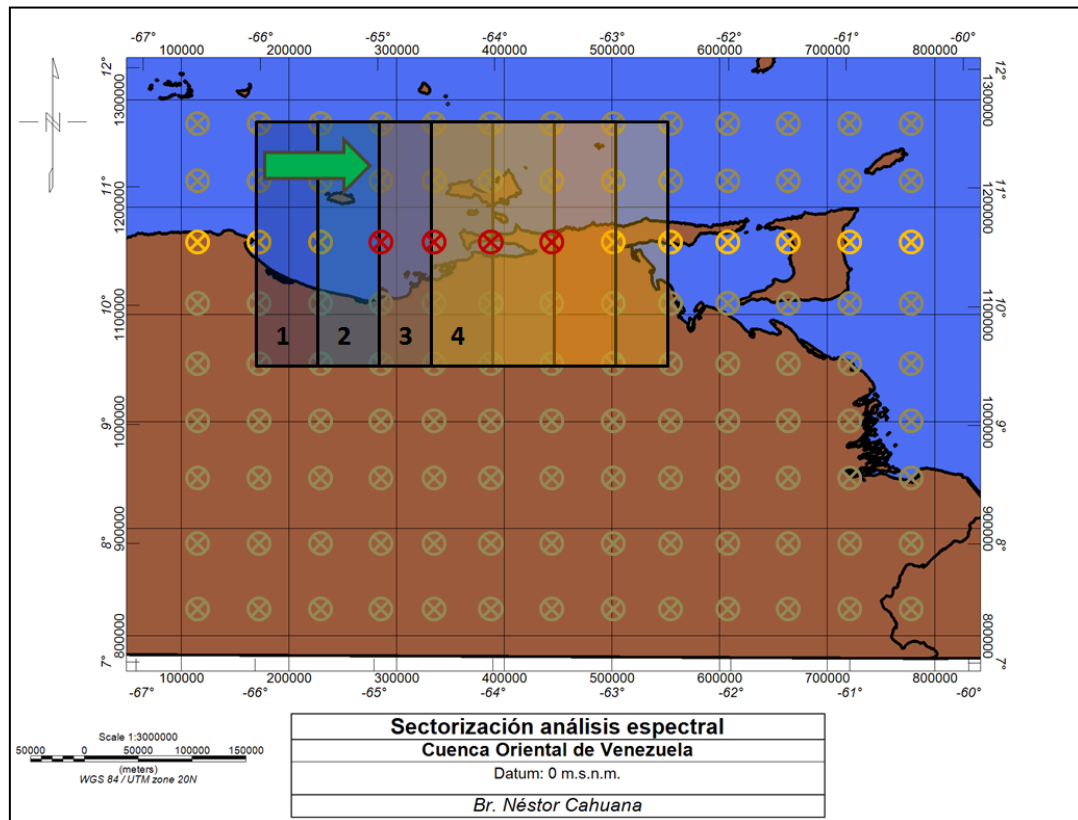


Figura 4.11. Ubicación de los centros de ventanas para el análisis espectral. Representación del desplazamiento de las ventanas (Puntos rojos centros de las ventanas 1, 2, 3 y 4).

Las pendientes que eran interpretadas como respuesta del basamento, para el espectro de cada ventana, en cuanto a si era una fuente profunda, intermedia o somera, se escogieron tomando en consideración los rasgos geológicos propios de la zona de la cuenca en que se estuviera estudiando el espectro de potencia. Finalmente, luego de aplicar la metodología del análisis espectral anteriormente descrita, se obtuvieron los mapas de profundidad de basamento de la cuenca Oriental, (figuras 4.12 y 4.13). Los valores de profundidad del basamento estimados los espectros gravimétricos y magnéticos, pueden apreciarse en las tablas de los apéndices C y D.

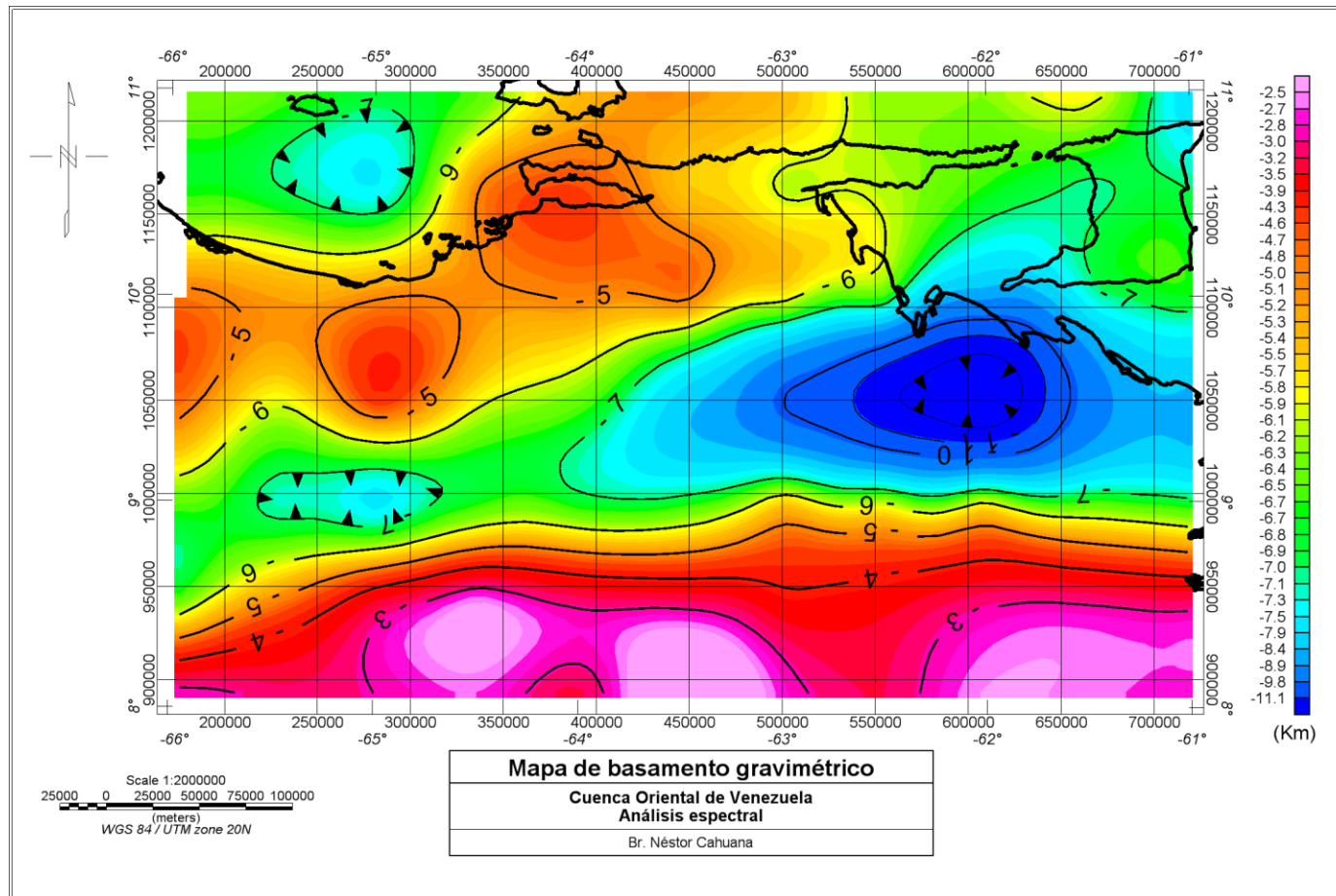


Figura 4.12. Mapa de profundidad de basamento de la cuenca Oriental de Venezuela a partir del análisis espectral de datos gravimétricos.

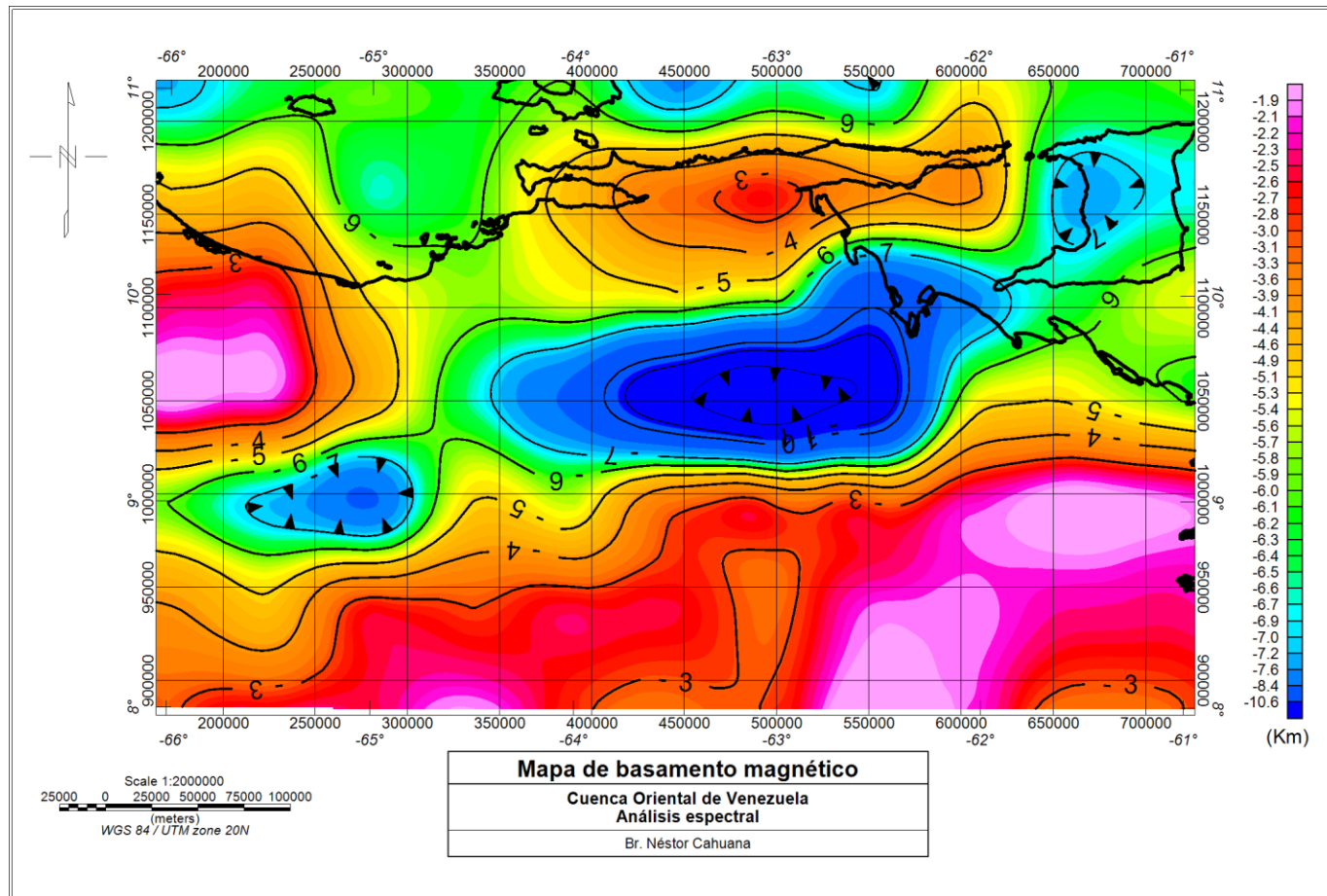


Figura 4.13. Mapa de profundidad de basamento de la cuenca Oriental de Venezuela a partir del análisis espectral de datos magnéticos.

4.3. Métodos semi-automáticos de inversión.

Con la aparición nuevos y mejorados sistemas computacionales desde 1970, se empezó a desarrollar técnicas automatizadas aplicadas a la interpretación de datos gravimétricos y magnéticos; estas nuevas técnicas de inversión fueron ampliamente adoptadas y se adaptaron a la interpretación en perfiles 2D, bajo parámetros que simulaban modelos geológicos en forma de láminas horizontales, diques verticales o contactos geológicos (Beiki, 2011). Considerando que estos métodos automatizados, en principio fueron diseñados para ser usados en la interpretación de datos magnéticos, en esta investigación se aplicó las técnicas de inversión de la deconvolución de Euler, Werner y la Señal Analítica, solo con datos de anomalía magnética en perfiles trazados en el área de estudio (ver figura 4.12).

En la tabla 4.4 que se observa a continuación se puede apreciar los parámetros para el campo magnético usados para cada perfil, durante el proceso de inversión de los datos con las técnicas antes mencionadas.

Tabla 4.4. Parámetros de campo magnético usados para la inversión.

PERFIL	AZIMUT	IGRF	INCLINACIÓN	DECLINACIÓN
L3	30	32508,5	32,2	-13,05
L4	30	32192,8	31,1	-13,5
LX1	100	32318,4	32,1	-11,8
LX2	100	32657,1	32,61	-12,93
LX3	100	32592,4	32,3	-13,8
LX4	100	32528	32,09	-13,45
LX5	100	32452	31,54	-14,36

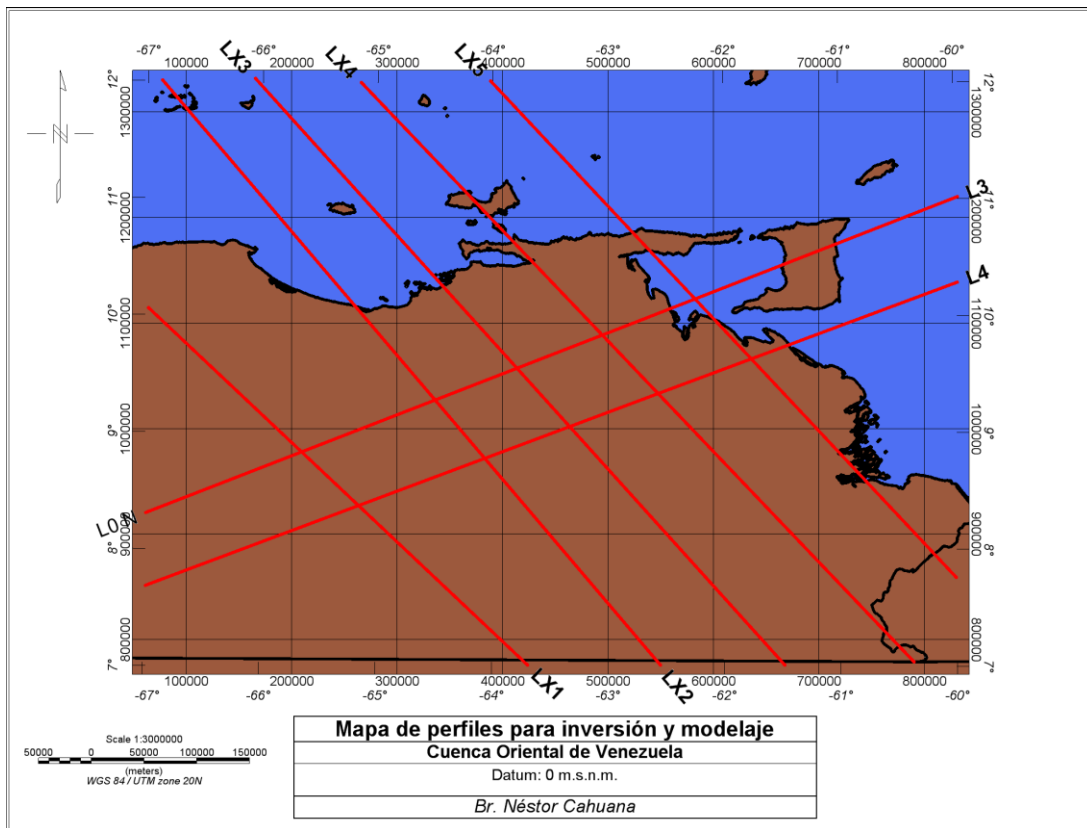


Figura 4.14. Ubicación de los perfiles usados para las técnicas de inversión (Deconvolución de Euler, Werner y Señal Analítica).

El proceso de inversión para cada perfil, se llevo a cabo por medio de un proceso iterativo de ensayo y error en el que se iban variando los valores la profundidad mínima y máxima a invertir, tamaño de la ventana y distancia de solape de la ventana (sólo en deconvolución de Werner), en la cual aplicaría el operador para las tres técnicas de la deconvolución Euler, Werner y la Señal Analítica, para el cálculo de la profundidad del tope del basamento.

Los resultados arrojados por los métodos de inversión, tenían como finalidad el apoyar la etapa del modelaje bidimensional, como un elemento de afinación para modelar las estructuras y la morfología del basamento. Los parámetros de inversión usados para cada técnica se presentan en las tablas 4.5, 4.6 y 4.7.

Tabla 4.5. Parámetros usados en la deconvolución de Euler 2D en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 y LX5.

PERFIL	PROF. MÍN.	PROF. MÁX.	LONGITUD VENTANA	INDICE ESTRUCTURAL
LX1	500	7000	13000	0,5
LX2	500	9000	30000	0,5
LX3	2000	15000	8000	0,1
LX4	1000	10000	7000	0,5
LX5	1000	12000	2000	0,1

Tabla 4.6 Parámetros usados en la deconvolución de Werner en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 y LX5.

PERFIL	PROF. MÍN.	PROF. MÁX.	VENTANA MÍNIMA	VENTANA MÁXIMA	INCREM. VENTANA	VENT. SHIFT
LX1	500	8000	1000	20000	1000	100
LX2	500	9000	1000	25000	10000	100
LX3	500	13000	5000	35000	5000	5000
LX4	500	11000	1000	35000	10000	500
LX5	500	10000	5000	50000	8000	4500

Tabla 4.7 Parámetros usados en la Señal Analítica en los perfiles LX1, LX2, LX3, LX4 y LX5.

PERFIL	PROF. MÍN.	PROF. MÁX.	VENTANA MÍNIMA	VENTANA MÁXIMA	INCREM. VENTANA
LX1	500	8000	1000	10000	4000
LX2	500	9000	1000	30000	15000
LX3	250	16000	2500	35000	15000
LX4	500	11000	3000	20000	15000
LX5	250	11000	2600	20000	15000

CAPITULO V

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

5.1. MAPAS DE BASAMENTO DEL ANÁLISIS ESPECTRAL EN DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS.

El mapa de basamento cristalino de la cuenca Oriental de Venezuela tal como se observa en la figura 5.1, obtenido con espectro de potencia a través el método de Spector y Grant (1970), presenta un rango de profundidades desde los 2 hasta 11 Km de profundidad (para mayor detalle ver Apendice D), en términos generales se observa una predominancia de una profundidad de 5 a 8 Km de profundidad, con la presencia de 3 depresiones que estarían asociadas a estructuras geológicas importantes. Con la finalidad de dar un análisis detallado del mapa de basamento, se ha sectorizado el mismo de acuerdo a las respuestas de la señal gravimétrica con los números de onda y sus particularidades geológicas en las siguientes zonas: (a) Faja Petrolífera – Flanco norte cratón de Guayana; (b) Graben de Espino – Subcuenca de Guárico; (c) Zona de flexura – Depocentro; (d) Serranía del Interior y (e) Fosa de Cariaco.

Debe tomarse en cuenta que por el solape y el ancho de las ventanas de trabajo ($2^{\circ} \times 2^{\circ}$) sobre las cuales se corrieron los espectros de potencia, estas contenían longitudes de onda que estaban compartidas en varias ventanas, y que a pesar de que la profundidad estimada se asignó al centro de cada ventana, estas deben considerarse como un valor promedio de profundidad para una superficie de máximo contraste que se interpreta como el tope de basamento; por lo tanto no debe admitirse como la profundidad exacta el basamento en el centro de la ventana.

En atención a los valores obtenidos, al sur de la cuenca (zona A), las profundidades calculadas en los espectros de potencia correspondían a la respuesta

del basamento para una fuente de intermedia a somera (profundidades de 2 a 6 Km). El basamento en la Faja Petrolífera de Orinoco posee una marcada tendencia principal en dirección este-oeste, con una desviación hacia el oeste (al sur del Graben de Espino) en donde la tendencia se hace NE. Se observan 3 valores de mínima profundidad en esta área, uno de ellos al este a los 62° de longitud oeste (ver figura 5.1, cuadro amarillo), este no se debe a un cambio morfológicos del basamento debajo de una cubierta sedimentaria, sino al contraste por las provincias Imataca y La Pastora en el escudo de Guayana; los otros dos altos ubicados hacia el oeste (aprox. 2 Km de profundidad), que están localizados entre las -63° y -65° (observar cuadro verde en figura 5.1), podrían ser elevaciones dentro del basamento implicadas con el flanco sur del Graben de Espino, que se relacionan con estructuras geológicas de esta área como son el Alto de Altamira o alguna extensión del Arco del Baúl (Salazar, 2007; González, 2009), lo puede ser soportado a partir de las tendencias de las anomalías presentes en el mapa de anomalía de Bouguer (figura 4.2), las cuales provienen desde el oeste (8° a 9° de latitud, -67° a -65° de longitud).

En la zona (b), se observa una depresión en el basamento cristalino, la cual corresponde directamente con el Graben de Espino (cuadro púrpura en figura 5.1) y la parte occidental de la subcuenca de Guárico. Las mayores profundidades se refieren precisamente al graben y están alrededor de los 6 a 7 Km, las cuales concuerdan con las profundidades interpretadas en líneas sísmicas por Salazar (2007); la estructura parece mantener una dirección preferencial este – oeste. Hacia el norte del área en cuestión, hacia el flanco norte del graben, disminuye el espesor sedimentario a medida que el basamento se acerca al sur del Corrimiento Frontal de Guárico, pasando de 6 Km hasta alcanzar 3 Km de profundidad. Al igual que la zona A, la respuesta espectral del basamento en esta área es de fuentes intermedias a someras, las cuales en promedio mantenían un rango en el número de onda de los espectros de 0,03 a 0,04.

El mayor contraste de profundidad del basamento se localiza en la zona C, pasando de las profundidades del flanco sur, que alcanzan los 6 Km hasta los 11 Km

en el depocentro de la cuenca, ésta área se extiende desde el parte mas oriental de Graben de Espino hasta el sur de Trinidad. En base a las profundidades calculadas por los espectros, puede observarse que hacia el oeste de la zona C, existe un levantamiento del basamento que crea una discontinuidad entre el depocentro y el centro del graben (para mayor detalle ver perfil L3, figura 5.9), tal característica pudiera estar relacionado con deformaciones del basamento cristalino al sur del Corrimiento de Anaco, aunque algunos autores como Salazar (2007) dicen que el graben posee una tendencia este – oeste y luego adquiere un tendencia de N45E, por lo cual se considera como el limite norte de este el flanco oeste de la Falla de Urica. Hacia el oriente, al sur de Punta de Pedernales se localiza en los 9,5° N y 62° O el depocentro de la cuenca oriental (cuadro anaranjado en figura 5.1), con una profundidad de 11 Km; la flexura cortical que ocasiona esta depresión mantiene una importante influencia, la cual hace que se prolongue hasta al sur de Trinidad profundidades de basamento que varían entre los 8 y 10 Km. Para los espectros de potencia calculados en esta área, se considero como respuesta del basamento fuentes profundas e intermedias en donde los números de onda no sobrepasaban el valor de 0,03.

En consonancia con los resultados espectrales obtenidos para la zona C, la anomalía del mapa de gravedad absoluta de la cuenca Oriental (García, 2009; ver Apéndice B), localizada en Punta Pedernales que posee un valor de 978000 mGal, puede correlacionarse con la posición del depocentro; así mismo en el mapa de gravedad absoluta, la expresión gravimétrica demarca anomalías con tendencias de la profundidad del basamento similares a las que presenta la región C.

La zona D, es un área de profundidades intermedias del mapa espectral de datos gravimétricos, y es donde se consigue la mayor complejidad geológica por la presencia de estructuras geológicas como: Falla de Urica, Falla de Pirital, Falla de San Francisco y Falla de El Pilar, y algunos plegamientos y cabalgamientos asociados. Considerando que esta región no sólo involucra la presencia de muchas estructuras sino de una gran variedad de litologías por efecto de la interacción de las

placas Caribe – Sudamérica, la señal espectral no refleja al basamento. En el área puede identificarse una superficie de despegue de un comportamiento mas o menos regular, manteniéndose una profundidad promedio de 5,5 Km, a pesar de ello se observa una pequeña variación al sur del Golfo de Paria y SO de Trinidad donde por influencia del depocentro el basamento cristalino puede conseguirse a unos 7 Km aproximadamente, dichas profundidades representan un valor de los números de ondas en los espectros de potencia entre 0,02 a 0,05.

Por otra parte, el sector E que se encuentra al noroeste del mapa de basamento, describe una depresión que tiene un valor de 7 Km, que por su ubicación geográfica pudiera ser causado por la zona de cizalla en que la Falla de San Sebastián – Morón se conecta con la Falla de El Pilar y al sur puede apreciarse el levantamiento del basamento bajo la Serranía del Interior; se puede decir que en términos de los espectros que los números de ondas obtenidos para la zona E, correspondían a un tipo de fuente profunda, y los valores de los números de onda se mantenían entre 0,02 a 0,06.

La presencia de la Falla de Urica, como límite entre las provincias espectrales D y E, parece sugerir que ésta representa un rasgo tectónico ya que de manera que geológicamente no se observa una continuidad clara entre ambos sectores.

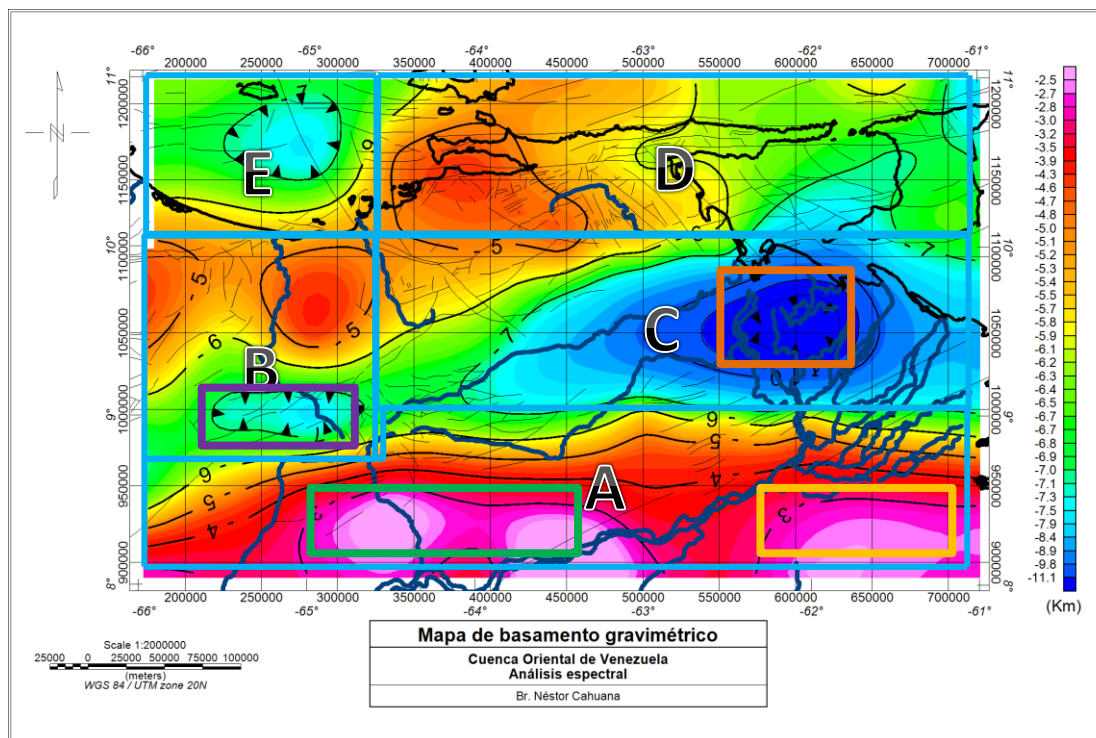


Figura 5.1. Mapa de basamento cristalino del análisis espectral gravimétrico. Sectores: (a) Faja Petrolífera – Flanco norte cratón de Guayana; (b) Graben de Espino – Subcuenca de Guárico; (c) Zona de flexura – Depocentro; (d) Serranía del Interior y (e) Fosa de Cariaco.

Respecto al mapa espectral de datos magnéticos (ver figura 5.2), se debe mencionar que este fue empleado como un resultado de apoyo para el mapa espectral obtenido a partir de los datos gravimétricos. Como se puede observar en la figura 5.2, el mapa espectral magnético, posee un comportamiento aproximadamente similar al mapa espectral de gravedad en cuanto a tendencias y valor de profundidad del basamento; a pesar de esto existen algunas variaciones en cuanto a la demarcación de algunas áreas específicas de la cuenca Oriental como son: la Faja Petrolífera del Orinoco en dirección hacia el Delta del Río Orinoco, el complejo metamórfico de las penínsulas de Araya y Paria, y la disposición del depocentro de la cuenca.

En cuanto a la primera zona mencionada, según se puede ver en la figura 5.2 (cuadro verde), el dominio espectral magnético parece mostrar un contraste de

susceptibilidades magnéticas a una profundidad de 2 Km; para ésta localidad el mapa geológico de Venezuela (Hackley et al., 2006), no cartografía un contacto geológico al cual se pudiera asociar dicho contraste, no obstante este puede atribuirse al contacto Imataca – Supamo o a un contraste de la Falla de Tucupita. Al sur de la cuenca, entre los -65° y -64° (cuadrado amarillo, ver figura 5.2), se evidencia otro valor anómalo (2 Km de profundidad) el cual parece indicar es el contraste de susceptibilidades por el límite entre las provincias Cuchivero e Imataca.

El área del depocentro de la cuenca, demarcado por el cuadrado morado en la figura 5.2, se encuentra desplazado medio grado al oeste, respecto a la ubicación obtenida con el mapa de espectros de gravimetría; esta diferencia en la ubicación de las fuentes magnéticas se debe a que el mapa de magnetismo (figura 4.3), fue calculado empleando un valor de declinación e inclinación promedio para Venezuela, esto conlleva a que la profundidad estimada por las anomalías magnéticas ubicadas mas al oriente presenten un desplazamiento de localidad respecto a las de gravimetría. Pese a ello, existe una alta coherencia geológica en los contrastes magnéticos que pudieran ser respuesta del basamento magnético, determinados por el análisis espectral, de áreas como el Graben de Espino, Serranía del Interior y el complejo metamórfico de las penínsulas de Araya y Paría (ver cuadrados rojos en figura 5.2), en donde se obtuvo una profundidad promedio de 7, 5 y 3 Km respectivamente.

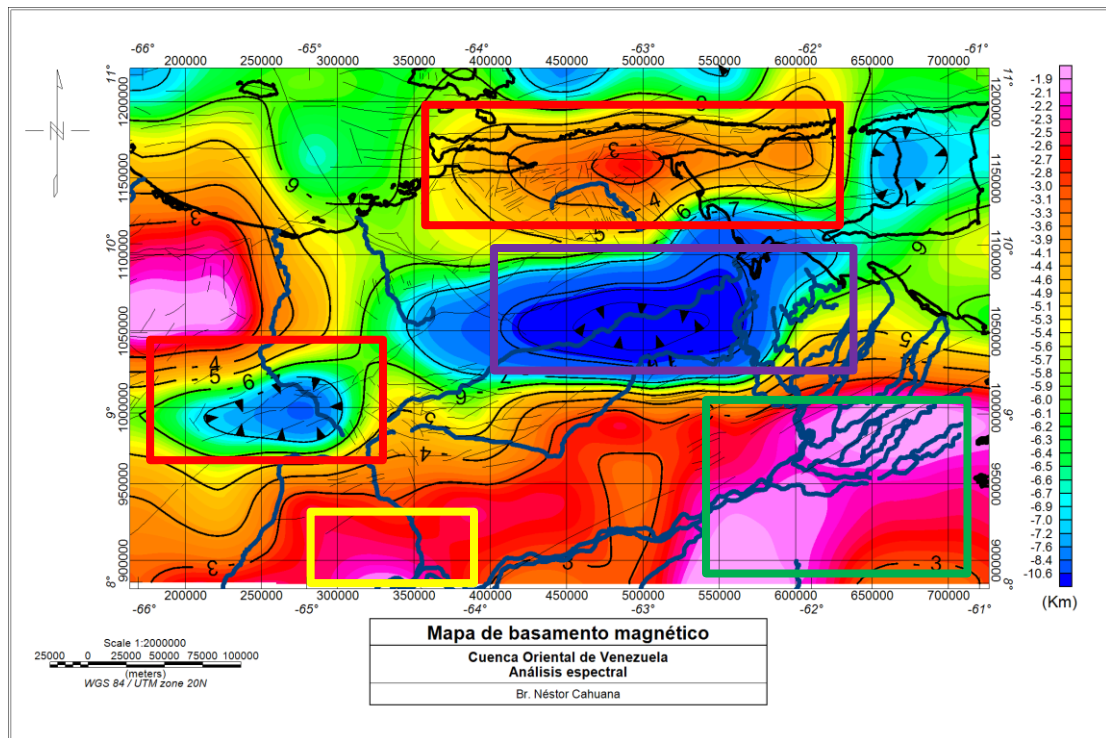


Figura 5.2. Mapa de basamento cristalino del análisis espectral magnético. Los cuadros (verde, amarillo, morado y rojos) representan las áreas de interés a comparar con el mapa espectral de gravimetría.

5.2. COMPARACIÓN DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO POZOS – ANÁLISIS ESPECTRAL

Con la finalidad de corroborar la validez de los resultados del análisis espectral, se hizo una comparación cuantitativa de profundidades del basamento cristalino obtenidas por pozos vs. las profundidades representadas en el mapa de espectros gravimétricos.

Tabla 5.1. Comparación de valores de profundidad del basamento vs. análisis espectral

POZOS	PROF. POZOS	PROF. ESPECTRAL	DIFERENCIA % (Profpozos-Proexpec)/100
MCH-12--7X	-182,98	-3310	94,47
Zuata Este-1X	-1044,16	-3300	68,35
Maco-1	-604,52	-2460	75,42
SCZ-27X	-341,34	-2310	85,22
SCZ-75X	-528,93	-2530	79,09
SCZ-82X	-468,01	-2380	80,33
SDZ-68X	-195,68	-2710	92,77
SDZ-78X	-186,72	-2880	93,51
WGDT-1	-2551,62	-4380	41,74
Soledad-1(CVP)	-4247	-9110	53,38
CN Wells	-984	-4380	77,53
B	-4208	-6760	37,75
C	-7670	-6070	26,35
H	-2377	-7160	66,80
J	-3566	-4930	27,66

La diferencia de profundidades entre los pozos y el mapa espectral, indica que se obtiene un mayor valor de profundidad de basamento, para la mayoría de locaciones donde coinciden los valores de pozos con el método de descomposición espectral. A partir de dichos valores se observa una sobrestimación de la profundidad, incrementándose notoriamente para zonas en que el basamento esta más somero de los 1000 metros de profundidad, mientras que para el caso de zonas en donde la profundidad del basamento es mas profundo, el análisis espectral redujo la diferencia de profundidades respecto a los pozos. No obstante, hay que considerar ante este cuadro comparativo que por el análisis espectral se están prospectando superficies de contraste de diferente naturaleza, es decir basamento de origen precámbrico, paleozoico, mesozoico y hasta quizás acústico, y por ende no necesariamente el porcentaje de error que se plantea en la tabla 5.1, refleja un error directo entre

espectros y pozos, sino sencillamente, la ubicación en el subsuelo de una superficie de alto contraste gravimétrico. Para el caso, los pozos empleados en el área de estudio, la mayor diferencia respecto al análisis espectral, se encuentra principalmente en los pozos ubicados al sur de la cuenca (faja petrolífera del Orinoco), esto se debe a que el tamaño de ventana utilizado durante el análisis espectral generó una sobrestimación de la profundidad del basamento precámbrico; a pesar de ello, en contraste con las profundidades de pozos ubicados mas al norte de la cuenca (Soledad-1 (CVP), B, C, H, J) se observa una diferencia mucho menor del 40%.

5.3. MODELAJE GRAVIMÉTRICO – MAGNÉTICO EN PERFILES 2D.

Durante el proceso final de interpretación gravimétrica y magnética, es necesario tener un modelo geofísico que permita representar la manera en que están distribuidas las propiedades de las rocas en el subsuelo, para ello es recomendable emplear el modelaje 2D. El modelaje, está basado en las técnicas desarrolladas por Talwani et al. (1959) y Talwani y Heirtzler (1964), en las que se define en relación a un perfil de anomalía (Bouguer o magnética), un conjunto de polígonos que poseen asignaciones de densidades y susceptibilidades a partir de toda la información disponible del área (núcleos de roca para determinación de densidades, registros de densidades de pozos, profundidad de basamento y otras discontinuidades como Conrad y Mohorovich). A través de este método se busca generar una anomalía calculada que genere una respuesta similar a la anomalía observada, hasta alcanzar un error de ajuste que sea aceptable (regularmente <10%).

Para esta investigación se platearon 7 modelos geológicos, cada uno sobre los perfiles en que se aplicaron los métodos de inversión (figura 4.13), usando como herramienta de modelaje el módulo GM-SYS de Oasis Montaj 7.1. El rumbo de los perfiles para el modelaje 2D, fue establecido considerando los rasgos geológicos

importantes en el área y la dirección de los contornos de los mapas de anomalía magnética y de Bouguer.

Los perfiles LX2, LX3, LX4 y LX5 tienen rumbo de N42O (figuras 5.4, 5.5, 5.6 y 5.7), LX1 un rumbo de N47O (figura 5.3), y L3 y L4 una dirección de N70E (ver figuras 5.8 y 5.9), los dos últimos son los que se usaron como modelos de amarre y que atraviesan la cuenca paralelo al eje de la misma. En cuanto a la longitud de cada sección geológica, los perfiles que cruzan perpendicular la cuenca tienen una extensión cercana a los 740 Km (excepto LX1), mientras que los perfiles de amarre se extienden hasta los 823 Km.

La profundidad de la discontinuidad cortical de Conrad se tomó del resultado del análisis espectral, el cual arrojó un valor promedio de 20,3 Km (ver tabla 4.3), lo cual es coherente con los resultados obtenidos por Ríos (2002, citado en Salazar, 2007) quien mediante análisis espectral de datos gravimétricos y magnéticos y modelaje 2D, determinó una profundidad de Conrad con valores que se encontraban en el orden de los 17 a 22 Km. En cuanto a la profundidad para la discontinuidad de Mohorovich se consideraron los trabajos de profundidad Schmitz et al. (2005) y Niu et al. (2007).

Con la intención ampliar la interpretación magnética y observar mejor los contactos de las provincias geológicas mas importantes (especialmente el cratón de Guayana), como material de soporte para las secciones geológicas del modelaje gravimétrico - magnético en los perfiles, se elaboró un mapa de anomalía magnética con reducción al ecuador (figura 5.3 y 5.4), para toda el área correspondiente a la cuenca Oriental de Venezuela.

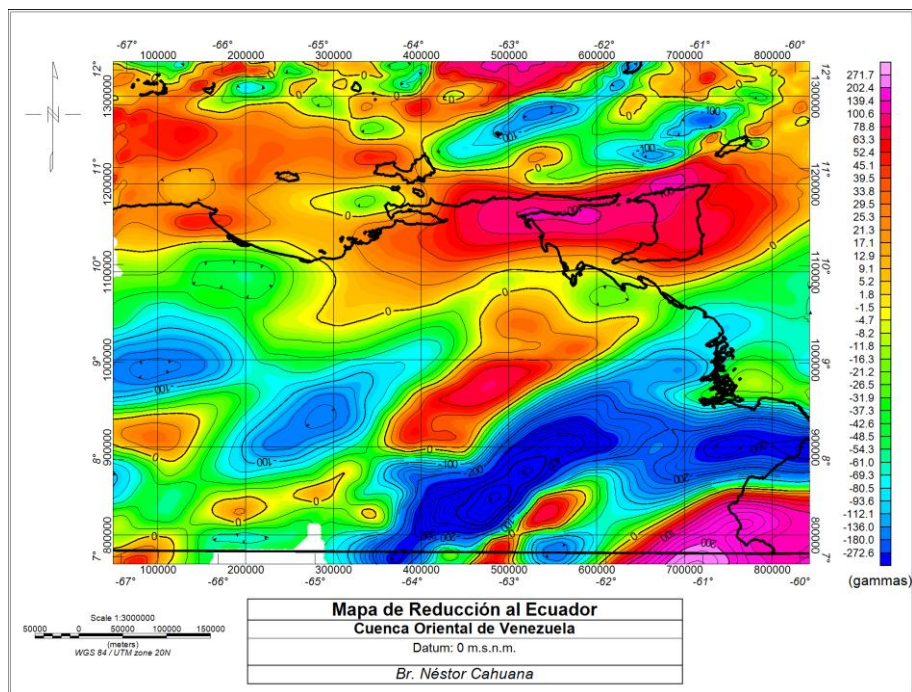


Figura 5.3. Mapa de anomalía magnética con reducción al ecuador.

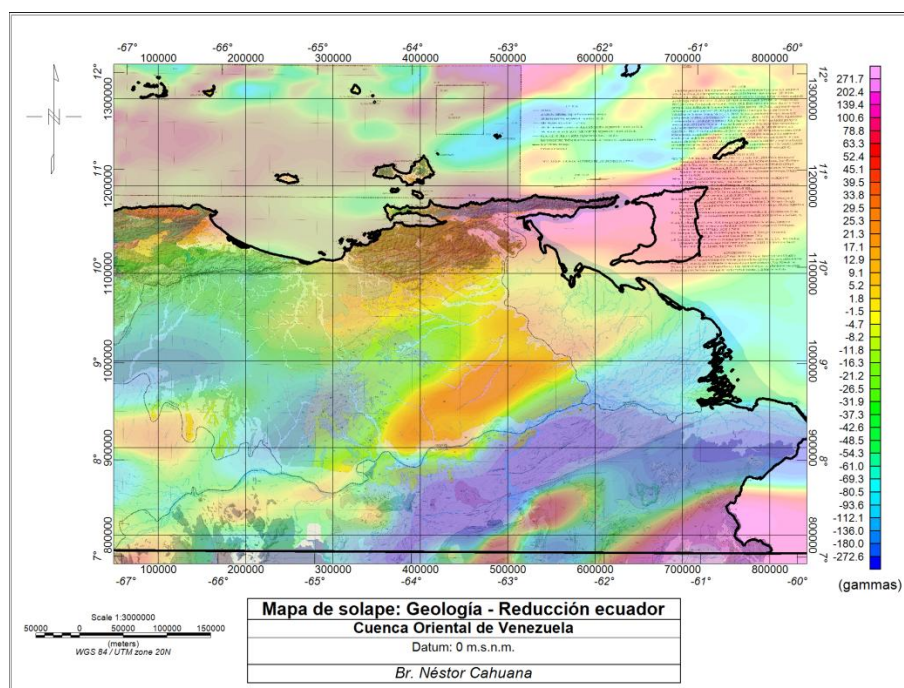


Figura 5.4. Solape de mapa geológico de Venezuela con anomalía magnética con reducción al ecuador.

Tabla 5.2. Tabla de densidades, susceptibilidades magnéticas y magnetizaciones de modelos geológicos 2D.

PERFIL	PROPIEDAD	SEDIMENTOS	PRECÁMBRICO	PALEOZOICO	MESOZOICO	CORTEZA OCEA.	CORTEZA INF.	MANTO SUP.
LX1	Densidad	2,3 - 2,5	2,7 - 2,73	2,69 - 2,73	2,71	-	2,9	3,2
	Suscep. Mag.	-	0,0003 - 0,0009	0,0007 - 0,0008	0,0004 - 0,0007	-	-	-
	Magnetización	-	0,00005 - 0,0005	0,0003 - 0,0004	0,0001 - 0,0016	-	-	-
LX2	Densidad	2,35 - 2,5	2,72 - 2,73	2,72 - 2,73	2,74 - 2,8	2,85	2,9	3,2
	Suscep. Mag.	-	0,0005 - 0,0009	0,0004 - 0,0005	0,0007 - 0,0008	-	-	-
	Magnetización	-	0,0004 - 0,0005	0,0002 - 0,0008	0,0002 - 0,0005	-	-	-
LX3	Densidad	2,35 - 2,5	2,73 - 2,75	2,74 - 2,75	2,67 - 2,8	2,85	2,9	3,2
	Suscep. Mag.	-	0,0003 - 0,0007	0,0001 - 0,0003	0,0005 - 0,0008	-	-	-
	Magnetización	-	0,0004 - 0,001	0,0001 - 0,0002	0,0001 - 0,0002	-	-	-
LX4	Densidad	2,35 - 2,5	2,72 - 2,73	2,7 - 2,74	2,72 - 2,75	2,85	2,9	3,2
	Suscep. Mag.	-	0,0005 - 0,0008	0,0005 - 0,001	0,0004 - 0,0005	-	-	-
	Magnetización	-	0,0004 - 0,0005	0,0001 - 0,0008	0,0003 - 0,0005	-	-	-
LX5	Densidad	2,35 - 2,5	2,73 - 2,74	2,72 - 2,78	2,73 - 2,83	2,85	2,9	3,2
	Suscep. Mag.	-	0,0004 - 0,0005	0,0005 - 0,0008	0,0004 - 0,0007	-	-	-
	Magnetización	-	0,0003 - 0,0006	0,0003 - 0,0004	0,0002 - 0,0005	-	-	-
L3	Densidad	2,35 - 2,5	2,71 - 2,72	2,69 - 2,72	2,61 - 2,67	2,85	2,9	3,2
	Suscep. Mag.	-	0,0004 - 0,0007	0,0001 - 0,0003	0,0007 - 0,0008	-	-	-
	Magnetización	-	0,0001 - 0,0007	0,0002 - 0,0005	0,0004 - 0,0005	-	-	-
L4	Densidad	2,3 - 2,35	2,71 - 2,73	-	-	2,85	2,9	3,2
	Suscep. Mag.	-	0,0003 - 0,0009	-	-	-	-	-
	Magnetización	-	0,0003 - 0,0004	-	-	-	-	-

En la tabla 5.2 se puede apreciar los valores de densidades, susceptibilidades y magnetización que fueron utilizados para plantear los modelos geológicos, en donde se consideró 3 tipos de basamento: precámbrico, paleozoico y mesozoico. Respecto a las profundidades empleadas para modelar el basamento se usó de referencia la base datos de los pozos de esta investigación, y aunado a ello los modelos geológicos fueron afinados por los cálculos de profundidad del basamento por los métodos de inversión (deconvolución de Euler, deconvolución de Werner y Señal Analítica). Las técnicas de inversión contribuyeron en el modelaje para constatar profundidades del basamento para regiones específicas de la cuenca Oriental (ver Apéndices F, G y H), tales como: profundidad de basamento en el Graben de Espino (LX1); profundidad del basamento en el sistema de fallas de Hato Viejo y el basamento que subyace a el Corrimiento Frontal de Guárico (LX2); profundidad de la Serranía del Interior, salto del basamento por el Corrimiento de Pirital y buzamiento de fallas normales en el flanco sur de la cuenca (LX3); tope del basamento en adyacencias a la Falla de Urica (LX4) y profundidad de napas tectónicas a sur de la Falla de Pilar (LX5).

A continuación se desarrollará una descripción de cada uno de los modelos geológicos, especificando las estructuras geológicas que son representadas en cada uno.

5.3.1. Modelo Geológico LX1

Este modelo se realizó a partir del perfil LX1 (figura XX), el mismo tiene una dirección de N47O y una longitud aproximada de 500 Km, extendiéndose desde el cratón de Guayana hasta el sur de la Cordillera de la Costa, mas específicamente hasta donde afloran las formaciones Villa de Cura y el Grupo Volcánico Las Guacamayas. Los valores de anomalía gravimétrica y magnética oscilan entre los 21 y -43 mGal y 148 y -290 gammas respectivamente. Entre las estructuras geológicas importantes que atraviesa el perfil es el Graben de Espino y el Corrimiento Frontal

de Guárico, además refleja el comportamiento del basamento cristalino en la subcuenca de Guárico al sur del cinturón de corrimientos.

El cubierta sedimentaria modelada para este modelo posee una densidad promedio de 2,3 a 2,5 gr/cm³; se consiguen espesores de sedimentos de 100 mts al sur en el flanco norte del río Orinoco hasta 4Km (Pérez, 2005), al norte en donde se consiguen las deformaciones de la Serranía el Interior Central, sin embargo, los mayores espesores se ubican dentro de la estructura graben en donde el paquete de sedimentos puede llega a los 6 Km, esta profundidad ha sido interpretada también a partir de perfiles sísmicos por Salazar (2007). Dado que dentro del Graben de Espino, se han conseguido capas rojas jurásicas intercaladas con coladas de basaltos, se ha considerado modelar dentro del graben sedimentos con densidad promedio de 2,5 gr/cm³.

Se presentan algunas fallas de importancia como lo son el sistema de fallas Aníbal – Altamira al sur del graben y al norte la falla de Machete, las cuales seccionan los sedimentos que están mas superficiales. En base al sistema de cizalla que originó esta estructura extensional, se ha considerado las fallas de Aníbal y Altamira como despegue del graben desde una profundidad de 17 Km, aproximándose a la profundidad de la discontinuidad corteza superior e inferior, aunque algunos autores como Salazar (2007), proponen una rampa de despeje desde los 26 Km. Al norte del modelo se observa de igual modo una rampa de despegue de hasta 12 Km, donde ocurre el cabalgamiento de las rocas mesozoicas de la Serranía del Interior, sobre la subcuenca de Guárico.

Debido a la evolución tectónica que involucra el Graben de Espino se ha considerado un adelgazamiento cortical subyacente al mismo, en donde ocurre una deformación de la discontinuidad de Conrad y Moho, obteniéndose profundidades de 15 y 38 Km respectivamente, mientras que para el resto del modelo se en Conrad se mantiene una profundidad de 17 a 18 Km y en Moho una profundidad máxima de 42 Km al sur bajo del escudo de Guayana y al norte bajo la Cordillera de la Costa.

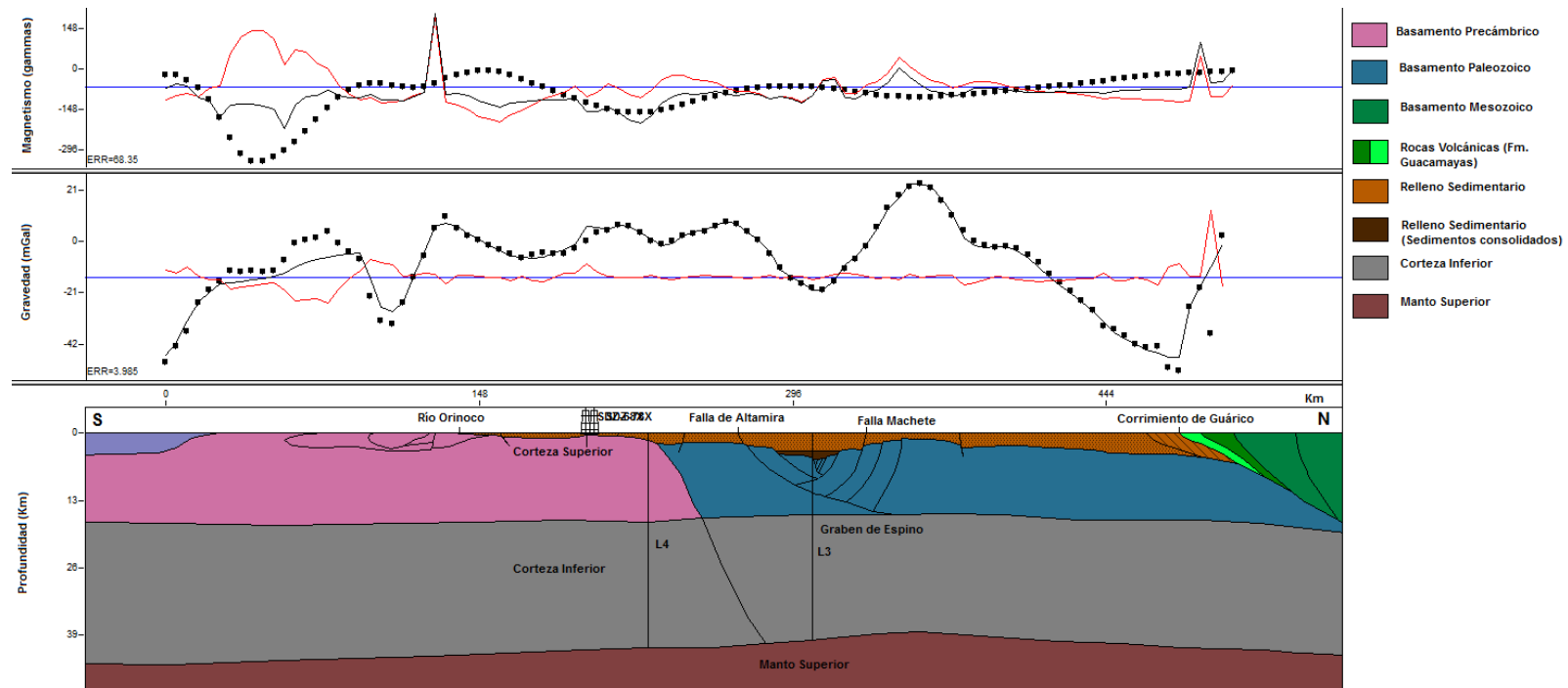


Figura 5.5. Modelo Geológico LX1

5.3.2. Modelo Geológico LX2

Para este modelo se usó el perfil LX2, que posee una dirección de N42O y una longitud aproximada de 700 Km, cuya extensión involucra desde la provincia de Imataca, atravesando el sistema de fallas de Hato Viejo y el Corrimiento de Anaco dentro de la cuenca y luego costa afuera sobre la Falla de El Pilar, hasta el Alto de Los Roques. Los valores observados en el perfil para anomalía gravimétrica entre los 124 y -47 mGal y anomalía magnética de 10 a -741 gammas.

El relleno sedimentario que se considera forma parte de la cuenca Oriental de Venezuela, para este perfil va desde el Río Orinoco, pasando sobre parte de la Serranía del Interior, hasta el límite sur del sistema de fallas de El Pilar. Para dicha extensión se pueden apreciar un espesor sedimentario promedio de 4 o 5 Km, y encontrándose el mínima al sur en el Río Orinoco (100 mts) y el mayor al norte subyacente a la rampa de despegue del Corrimiento de Guárico donde se consigue una profundidad de hasta 8 Km aproximadamente.

El Corrimiento de Anaco, según sugiere González et al. (1980), es una falla que ha sufrido inversión (pasando de falla normal a inversa) y que es la continuación lateral de la Falla de Aníbal; en base a esta premisa y como bien se explicó en el tratado anterior (Modelo LX1), a esta estructura se le asignó un despegue profundo de 17 Km.

En cuanto a las discontinuidades corticales, para Conrad se evidencia un comportamiento mas o menos constante manteniéndose a 18 Km de profundidad y para Moho una profundidad de 42 Km, no obstante a una distancia entre 300 hasta casi los 600 Km del perfil esta discontinuidad se hace menos profunda pasando de 41 a 36 Km, bajo el basamento mesozoico, como producto de la interacción tectónica entre Sudamérica y Caribe.

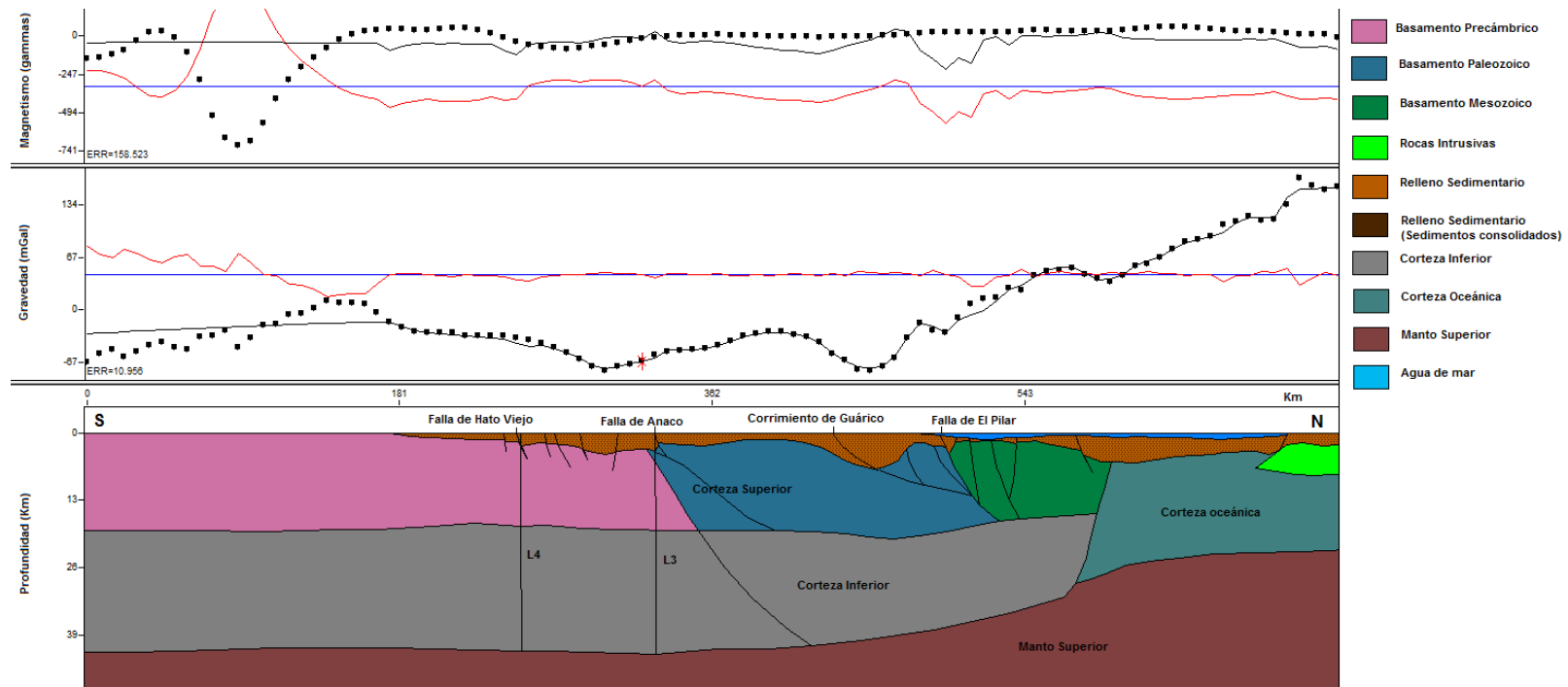


Figura 5.6. Modelo Geológico LX2.

5.3.1. Modelo Geológico LX3

El modelo geológico posee una dirección de N42O. En el perfil se observan valores de anomalía gravimétrica y magnética que oscilan entre los 172 y -80 mGal y 170 y -352 gammas respectivamente. Este en su transecto involucra estructuras como las fallas de Úrica, Pirital y El Pilar, viniendo desde el sur de Imataca saliendo a costa fuera por la ensenada de Barcelona y llegando hasta el este de La Orchila.

Los sedimentos que se consideran en este modelo geológico, mantienen de igual manera una densidad $2,35 \text{ gr/cm}^3$ para los sedimentos que llegan hasta los 7 Km de profundidad y luego hasta el tope del basamento cristalino a 9 Km se asigna una capa de sedimentos consolidados que poseen una densidad promedio de $2,5 \text{ gr/cm}^3$.

A los 390 Km de distancia el perfil se manifiesta la Falla de Pirital, para este caso se le atribuyo un despegue que parte de los 14 Km, considerando los modelos propuestos en Hung (1997). Se consigue un salto de falla de aproximadamente 1,5 Km, por el efecto de Pirital; de ahí y hacia el norte el basamento paleozoico corresponde a la Serranía de Interior, en esta zona va disminuyendo el espesor de los sedimentos pasando de 8 Km hasta poco menos de 1 Km. Las fallas inversas presentes en la serranía fueron modeladas en estilo de flor positiva, en donde el esfuerzo compresivo esta asociado a la Falla de El Pilar.

El tope de la corteza inferior esta a una profundidad de 16 Km al sur del perfil, y aumenta la profundidad a los 380 Km del mismo en donde dicho tope se localiza a 22 Km de profundidad. Por otra parte, Moho mantiene una profundidad de 41 Km, y alcanza un máximo de 43 Km donde la corteza inferior profundiza, y al norte del perfil alcanza a estar a 36 Km. La presencia de un cuerpo acuñado en el basamento mesozoico, mencionado por Bezada (2010), esta relacionado con el arco de islas volcánicas del Caribe; para el modelaje a dicho cuerpo se le ha atribuido una densidad de $2,8 \text{ gr/cm}^3$.

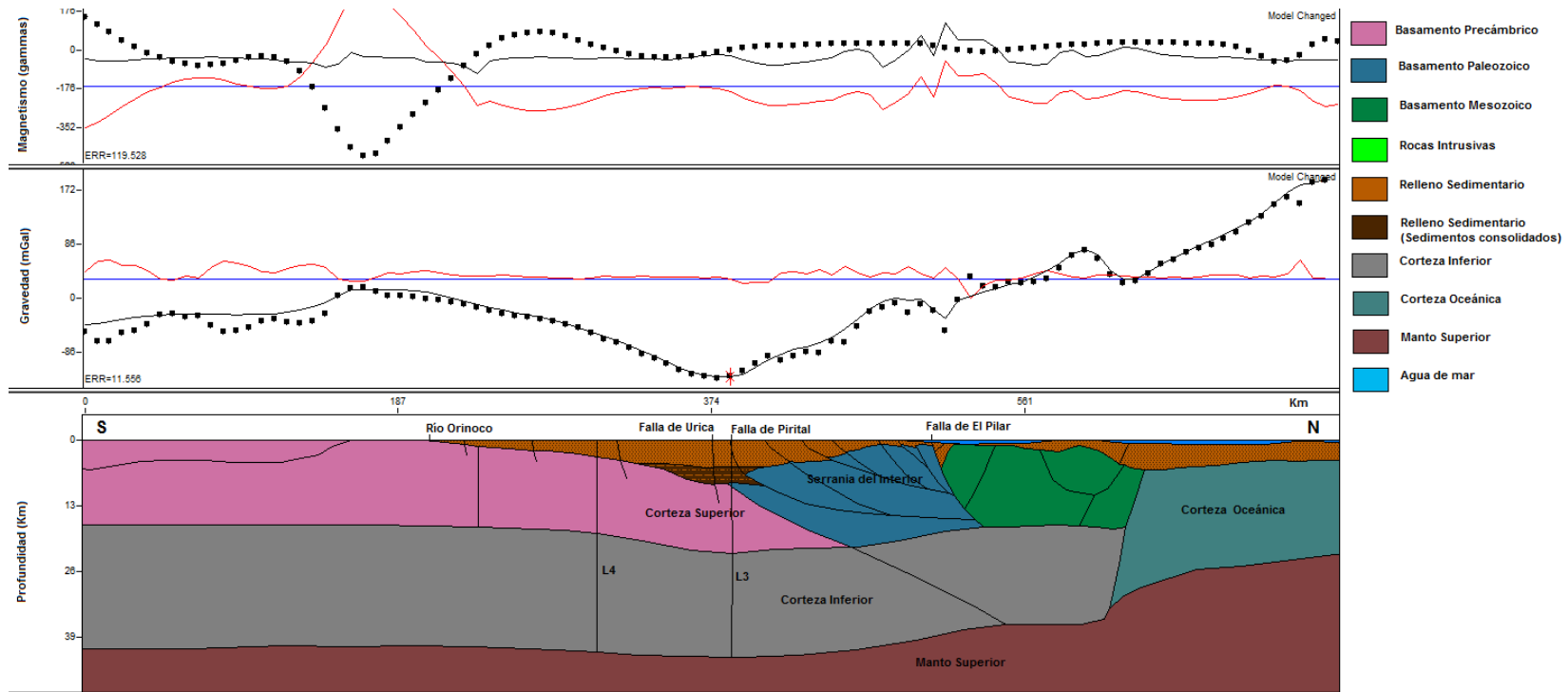


Figura 5.6. Modelo Geológico LX3.

5.3.1. Modelo Geológico LX4

El modelo geológico LX4, el cual mantiene una dirección de N42O, se extiende desde el sur de la provincia Imataca en el escudo precámbrico, atraviesa el depocentro de la cuenca y la Serranía del Interior, atraviesa la Isla de Margarita y culmina su trayecto sobre las islas Los Testigos lo cual constituye una longitud aproximada de 750 Km. Los valores que se observan de anomalía gravimétrica oscilan entre 91 y -182 mGal y de anomalía magnética varían entre los 118 y -236 gammas.

El rango de densidades empleado para los sedimentos del modelo geológico LX3, van de 2,35 a 2,5 gr/cm³, usándose la primera para la cubierta sedimentaria que alcanza hasta los 7 Km, y por debajo de dicha profundidad hasta el depocentro de la cuenca se consideraron sedimentos consolidados de 2,45 y 2,5 gr/cm³. Entre las estructuras de régimen frágil más importantes del transecto gravimétrico, figuran los el frente de deformación de Monagas y el corrimiento de Pirital, además de las fallas inversas involucradas en la Serranía del Interior, y más al norte a los 500 Km del perfil, la expresión de la Falla de El Pilar con buzamiento hacia el norte (Audemard et al., 2006).

El flanco sur de la cuenca presenta un basamento cristalino con pocas irregularidades a excepción de algunas fallas normales con buzamientos norte o sur, en cuanto a la determinación de la dirección de buzamiento de dichas fallas se empleo la deconvolución de Werner, que señala claramente el contraste magnético de las fallas geológicas en el basamento. El basamento gradualmente buza con mayor pendiente hacia el norte hasta la intersección del perfil LX4 con L4, en donde la pendiente es mayor, hasta alcanzarla máxima profundidad de 13 Km en donde el perfil se intersecta con el perfil L3. El Corrimiento de Pirital marca la diferencia de dominios, pasando abruptamente del depocentro a la superficie del corrimiento de la Serranía del Interior; dicho salto del basamento por esta falla es mencionado en Hung (1997), en los trabajos de Roure et al. (1994) y Passalacqua et al. (1995), quienes

interpretaron perfiles paralelos a LX4; atribuyéndole además un despegue profundo de hasta 20 Km. Los corrimientos de la Serranía se interpretaron como posibles estructuras ligadas a la acción de la falla de El Pilar.

Debido a la flexura de la corteza en este perfil es donde se aprecia mejor la deformación, ya que Conrad que proviene del cratón de Guayana con una profundidad de 18 Km, a partir del Río Orinoco comienza a profundizarse hasta que alcanza 24 Km bajo el depocentro de la Cuenca, y seguidamente bajo el despegue de Pirital, adquiere nuevamente la profundidad de 17 Km. Mohorovich presenta desde el cratón una profundidad de 41 Km, la cual mantiene constante hasta poco después que alcanza el Río Orinoco, gradualmente se profundiza y alcanza 45 Km bajo el área del depocentro de la cuenca, y posteriormente va haciéndose menos profundo hasta que alcanza los 35 Km cuando confluyen las placas tectónicas Caribe y Sudamérica.

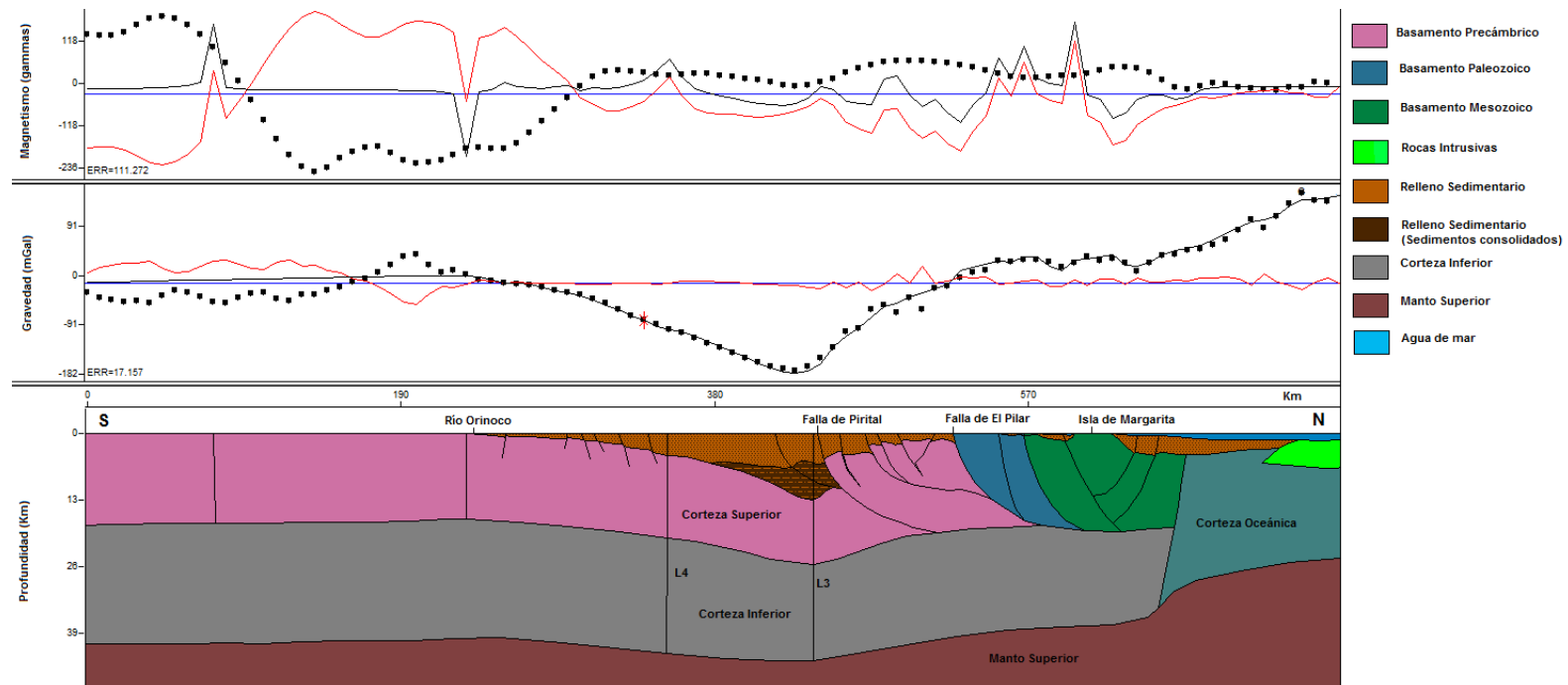


Figura 5.8. Modelo Geológico LX4.

5.3.2. Modelo Geológico LX5

El modelo geológico LX5, es el mas oriental de los perfiles, tiene una dirección de N42O y una longitud aproximada de 750 Km. Para dicho perfil se aprecian valores de anomalía de Bouguer que varían entre los 85 y -170 mGal y anomalía magnética oscilan 452 y -220 gammas respectivamente. Las estructuras geológicas representadas en la trayectoria del perfil LX5, son: la Falla El Pilar y la extensión oriental del Corrimiento de Pirital. El perfil geográficamente se extiende desde el norte de Guyana o zona en reclamación pasando por el golfo y la península de Paria, finalmente el transecto culmina en el Mar Caribe sobre el arco de islas volcánicas de las Antillas.

El basamento al sur del modelo, es muy somero y presentando poco fallamiento a excepción de la falla de Tucupita que se presenta a los 200 Km de distancia en el perfil, a partir de ahí el basamento incrementa su buzamiento hacia el norte, pero es partir de la intersección entre el presente perfil con el L4 donde el basamento presenta una profundidad de 7 Km aproximadamente, en que la pendiente se hace mas pronunciada para llegar a alcanzar los 11 Km en los 340 Km de distancia de la trayectoria del perfil. El basamento precámbrico presenta un sobrecorrimiento sobre la Falla de Pirital que al igual que para los modelos LX3 y LX4 posee una rampa de despegue profunda, siendo este caso hasta los 15 Km. La Falla de El Pilar delimita el basamento precámbrico del paleozoico del cual esta formado el terreno metamórfico de la península de Paria. El tope del basamento en la Serranía del Interior, al sur de la Falla de El Pilar se consigue a una profundidad de 4 a 5 Km.

Las profundidades del tope de la corteza inferior están comprendidas entre los 15 y 20 Km, y a su vez la interfase de Mohorovich desde el cratón de Guayana mantiene una profundidad de 40 Km, y por efectos de la flexura de la placa esta aumenta hasta los 44 Km subyacente a donde el basamento alcanza la profundidad de 11 Km.

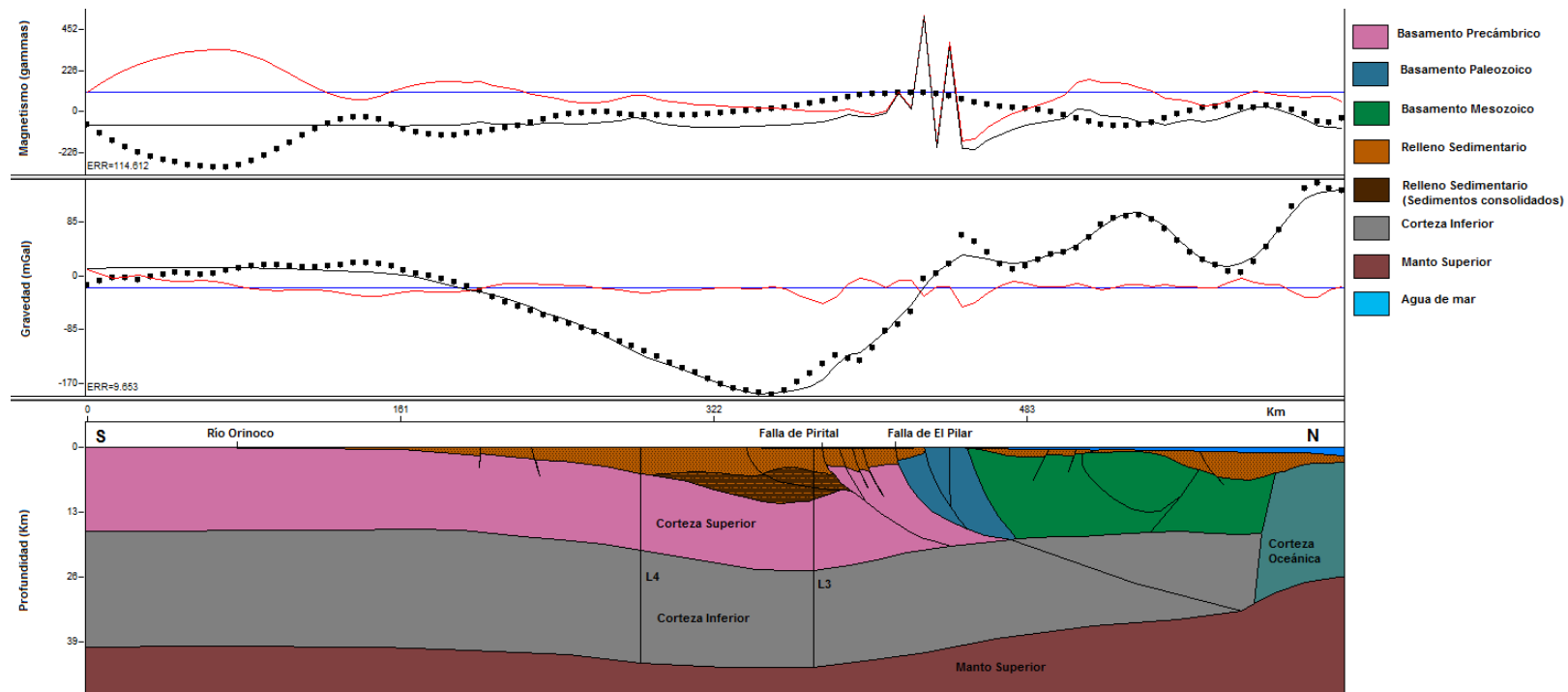


Figura 5.9. Modelo Geológico LX5.

5.3.3. Modelos Geológicos de amarre L3 y L4

Los perfiles L3y L4 fueron los empleados para generar los modelos de amarre de esta investigación. Ambos perfiles paralelos entre si mantienen una dirección de N70E y tienen una longitud aproximada de 830 Km. Los valores de anomalía gravimétrica en ambos son de 10 a -165 mGal y de 15 a -111 mGal; y para anomalía magnética los valores están entre los 85 a -50 gammas y de 0 a -150 gammas respectivamente.

Para el caso de el modelo geológico de L4 sólo se presenta un basamento de naturaleza precámbrica, en donde las densidades del mismo estaban por el orden de 2,71 a 2,73 gr/cm³, en el caso de la cubierta sedimentaria se consideró una densidad no mayor a 2,35 gr/cm³ ya que los sedimentos del sur de la cuenca en promedio no tienen una densidad que sobrepase ese valor. Por otra parte, el modelo L3 atraviesa la el eje de las principales estructuras geológicas de la cuenca como son el Graben de Espino y el depocentro, por lo que en este se identifican los tres tipos de basamento: paleozoico dentro del graben y el dirección oeste, mesozoico en la cordillera de Trinidad y el resto de la extensión de la cuenca posee un basamento precámbrico. Las profundidades del tope del basamento cristalino van de 1000 mts hasta 13,5 Km, en el área cercana a donde se consigue el valor mínimo de anomalía de Bouguer; debido a las irregularidades que posee el basamento a lo largo del perfil se han interpretado un conjunto de fallas que cortan el basamento en las distancias de 410 a 510 Km del perfil.

A los 580 Km se observa una elevación del basamento, que geográficamente corresponde con la zona al este de Pedernales y oeste de Trinidad, este alto estructural ha sido descrito por Ysaccis (1997), que además está relacionado con un sistema de fallas normales que cortan el basamento.

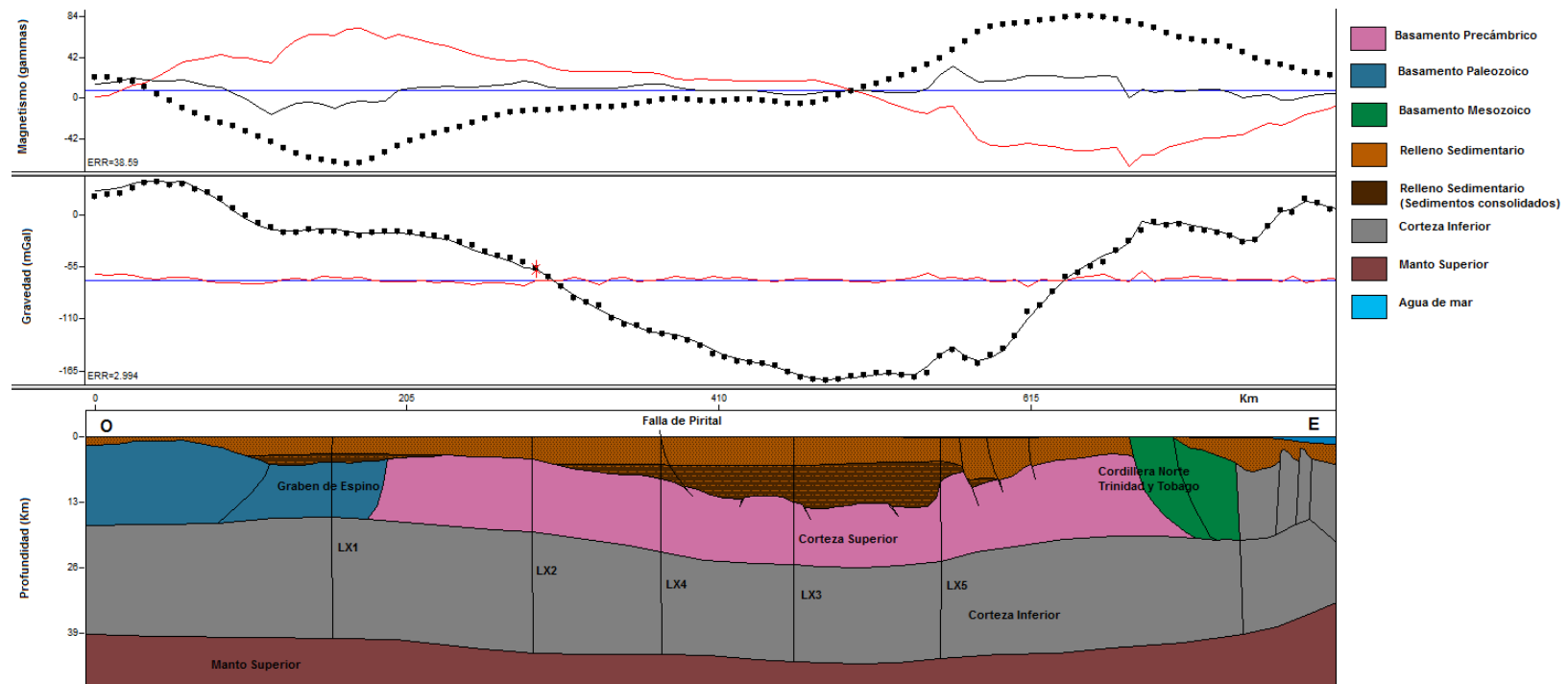


Figura 5.10. Modelo Geológico L3.

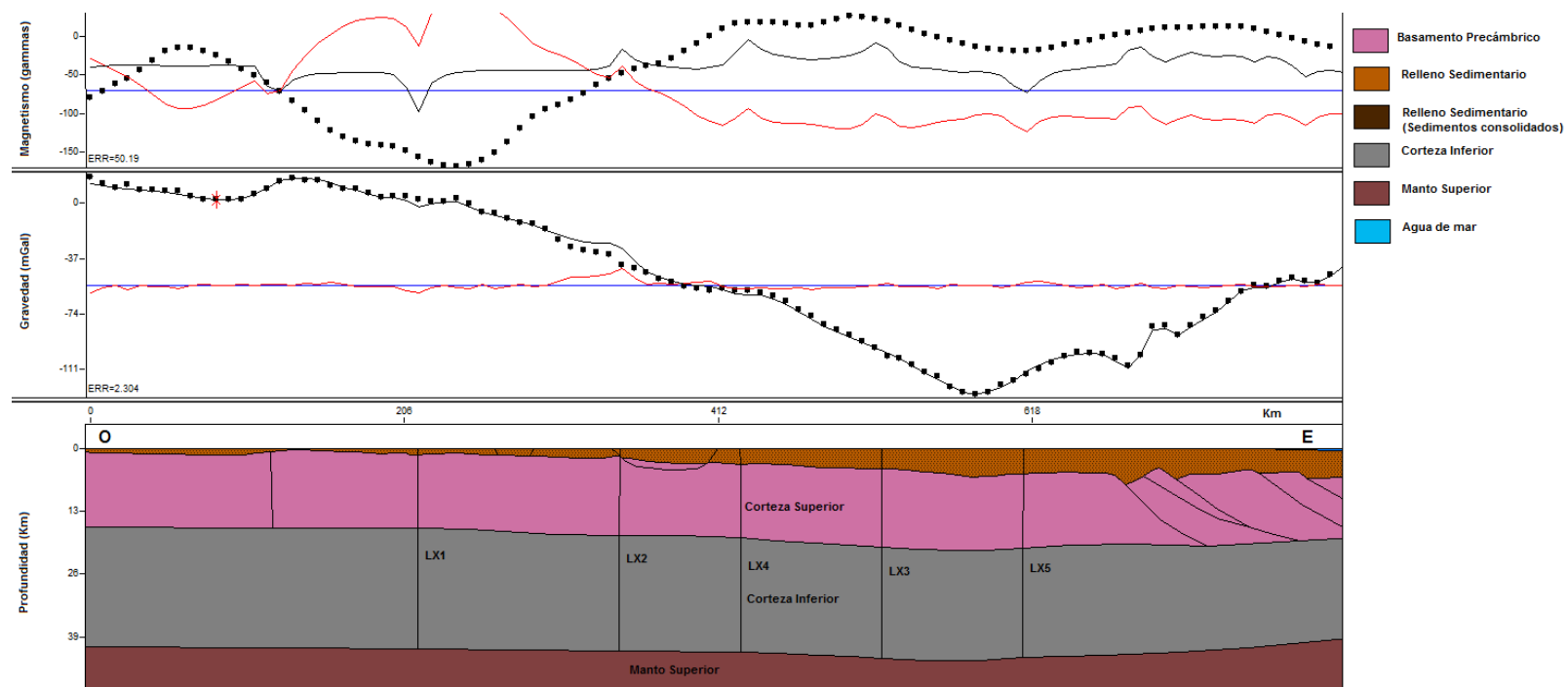


Figura 5.11. Modelo Geológico L4.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En base a la interpretación de los resultados obtenidos por esta investigación por los mapas de basamento, los métodos de inversión y modelos geológicos estructurales obtenidos de los perfiles, se han planteado las siguientes conclusiones:

a) Análisis espectral:

Análisis espectral aplicado a los datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados satelitales, permitió estimar las profundidades aproximadas del basamento cristalino de la cuenca Oriental, en un rango de 2 a 13 Km; además, se pudieron rasgos estructurales geológicos importantes con dicha estimación, como son: (a) Graben de Espino, (b) Rampas de despegue de fallas de la Serranía del Interior, (c) Fosa de Cariaco y (d) Depocentro de la cuenca Oriental.

Es de considerar, que la comparación de las profundidades de basamento con respecto al análisis espectral se hizo con el mapa del análisis espectral de los datos gravimétricos, siendo de apoyo a este el mapa de análisis espectral magnético. En gran medida, el porcentaje de error entre pozos vs. espectros, se debe a que la estimación de la profundidad de fuentes muy superficiales (menores a 1 Km), no pueden ser calculadas mediante espectros para un tamaño de ventana como el aplicado en esta investigación, ya que la respuesta del campo para dicha fuente se ve enmascarada en la cola de ruido del espectro; la cual comúnmente no se toma en cuenta para obtener profundidades de cuerpos geológicos en subsuelo. Tomando en cuenta lo anterior, para áreas como la Faja Petrolífera de Orinoco, donde el basamento es muy superficial, al suponer las longitudes de onda asociadas a una fuente somera en las pendientes del espectro, se obtiene un contraste de densidad o susceptibilidad mucho mas profundo del que se esta buscando, sobrestimando así la profundidad del basamento.

En cuanto a los mapas espectrales de basamento, se observó que reflejan tendencias y profundidades que se correlacionan con los mapas de basamento anteriores a esta investigación (Foster, 1980; Feo Codecido, 1984). Sin embargo, el detalle de las profundidades del basamento no es de alta resolución por el mallado usado para el cálculo de profundidades con los espectros, porque lo que sólo se apreciarán los rasgos tectónicos mas regionales.

b) Métodos de inversión de campos potenciales:

Las técnicas de inversión como la deconvolución de Euler, deconvolución de Werner y la Señal Analítica, arrojaron profundidades del basamento cristalino, cónsonas con las profundidades de los pozos y de modelos geológicos anteriores (Di Croce, 1995; Hung, 1997; Ysaccis, 1997; Jácome, 2003), lo cual permitió dar un mejor ajuste a los modelos geológicos de los perfiles. A pesar de ello, cada método independientemente se aplica mejor para determinar contraste por fallas (deconvolución de Werner), o para determinar las profundidades del basamento (deconvolución de Euler y Señal Analítica).

Las técnicas semiautomáticas como las antes mencionadas, son aplicables eficientemente para datos magnéticos satelitales, de las cuales se obtienen resultados que complementa la interpretación gravimétrica de basamento.

c) Modelos geológicos – estructurales:

En cuanto a los 7 modelos geológicos, realizados en este trabajo, se puede destacar algunos aspectos estructurales relevantes: (a) salto de falla de el Corrimiento de Pirital de aproximadamente de 1 a 3 Km según los perfiles LX3, LX4 y LX5,

asociados a un despegue proveniente desde la discontinuidad de Conrad; (b) el Corrimiento de Pirital forma parte de un sistema de fallas en forma de flor positiva que está directamente asociado a la transpresión de la Falla de El Pilar; (c) las profundidades obtenidas para el basamento del Graben de Espino están por el orden de 5 a 6,5 Km; (d) la discontinuidad de corteza superior – inferior se modela en base a la estimación del análisis espectral encontrándose en el rango de los 17 Km hasta los 23 Km en zona de flexión como el área del depocentro de la cuenca; (e) en el perfil LX1 que atraviesa la estructura graben, existe un adelgazamiento cortical producto de la extensión por cizalla de la corteza durante la era paleozoica, consiguiéndose Conrad a 13 Km y Moho a 38; (f) el basamento de la cuenca Oriental está conformado por rocas de 3 naturalezas precámbricas, paleozoicas y que interactúan con rocas del mesozoico que se pueden localizar en el flanco norte de la Falla de El Pilar, que corresponde a la corteza transicional entre la placa Sudamericana y del Caribe.

RECOMENDACIONES

- a) Para obtener mejores resultados en cuanto a mejorar la resolución de los mapas espectrales es necesario aumentar el número de ventanas espectrales, pero se debe tener en consideración que el aumentar el muestreo de los espectros no se induzcan los resultados a que surja aliasing espacial.
- b) Ya que los datos empleados son de origen satelital, la señal gravimétrica o magnética estará asociada a poseer longitudes de onda muy largas. Por lo cual, para próximas investigaciones es recomendable emplear también datos aerotransportados o terrestres de gravedad o magnetismo, que contienen longitudes de onda mas corta, por lo cuales sería mas óptimo el proceso del análisis espectral para calcular fuentes mas someras del basamento, y además contribuiría a descartar algunos problemas de desfase geográfico entre la anomalía y la verdadera posición de la fuente.

- c) Por último, la obtención de mejores resultados pudiera tener que ver con integrar los resultados de este estudio con otros métodos geofísicos (sísmica, sondeos electromagnéticos, registros de pozos, etc.).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AUDERMARD, F., BECK, C., MOERNAUT, J., DE RYCKER, K., DE BATIST, M., SÁNCHEZ, J., Y OTROS. (2006). ¿Qué segmenta sismogénicamente la Falla de El Pilar en el Golfo de Cariaco, en Venezuela oriental? *VIII Congreso Venezolano de Simología e Ingeniería Sísmica*. Valencia.
- BARTHELMES, F. (2009). *Definition of functional of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models*. Alemania: Scientific Technical Report STR09/02. GFZ German Research Centre for Geosciences.
- BECKER, J. J., SANDWELL, D. T., SMITH, W. H., BRAUD, J., BINDER, B., DEPNER, J., Y OTROS. (2009). Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30 Plus. *Marine Geodesy*, 355-371.
- BEIKI, M. (2011). *New Techniques for Estimation of Source Parameters*. Uppsala: Uppsala University.
- BEZADA, M. (2012). *Crustal and Upper Mantle Investigations of the Caribbean - South American Plate Boundary*. PhD Thesis. Rice University. Houston, Texas.
- BRAITENBERG, C., WIENECKE, S., & WANG, Y. (2006). Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research*, 1-15.
- CASTILLO, E. (2005). *Modelado 2D gravimétrico y magnético de un transecto O-E de la cuenca Oriental de Venezuela*. Tesis de Pregrado. Universidad Simón Bolívar. Caracas.
- DI CROCE, J. (1995). *Eastern Venezuelan Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution*. PhD Thesis. Rice University. Houston.
- DOBRIN, M. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill.

- ELAWADI, E. (2006). Aeromagnetic imaging of Wadi Natash volcanics, South Eastern Desert, Egypt. *8th SEGJ Conference*. Kyoto, Japan.
- ESCALONA, A., & MANN, P. (2010). Tectonic basin subsidence mechanism and paleogeography of the Caribbean South. *Marine and Petroleum Geology*, 1-32.
- FAINSTEIN, R., ROY, L., BANIK, N., ROMMEL, B., PRIEZZHEV, I., & BROETZ, R. (2009). Seismic Constrained Gravity Inversion for Sub-basalt Exploration in West Coast, India. *71th EAGE Conference & Exhibition*. Amsterdam, The Netherlands.
- FEO-CODECIDO, G., SMITH, F., ABOUD, N., & DI GIACOMO, E. (1984). Basement and paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos Basin. *Geological Society of America*, 175-187.
- FRENCH, C., & SCHENK, C. (2004). *U.S. GEOLOGICAL SURVEY OPEN FILE REPORT 97-470-K: Map Showing Geology, Oil and Gas Fields, and Geologic Provinces of the Caribbean Region*. Denver: U.S. Geological Survey, Central Energy Resources Team.
- GARAY, J. (1982). *¿Qué es el petróleo?* Caracas: Ediciones Librería Cifre.
- GARCÍA, A. (2009). *Mapas de Anomalías de Gravedad y Magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales*. Tesis de Pregrado. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- GIUNTA, G., NAVARRO, E., BECCALUVA, L., BELLIA, S., COMIN-CHIARAMONTI, P., DENGÓ, G., Y OTROS. (1996). Geología de los márgenes de la Placa Caribe: Generalidades en Guatemala, Costa Rica, La Española y resultados premilinares del análisis de una transversal en la Cordillera de la Costa de Venezuela. *Revista Geológica de América Central*, 7-28.

- GONCALVEZ, W. (2006). *Inversión gravimétrica 3D de la Subcuenca de Maturin*. Tesis de Pregrado. Universidad Simón Bolívar. Caracas.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J., & PICARD, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Caracas: Ediciones Foninves.
- GONZÁLEZ, W. (2009). *Interpretación del basamento precretácico de las cuencas Barinas - Apure y Orienta de Venezuela*. Tesis de Pregrado. Universidad Simón Bolívar. Caracas.
- GONZÁLEZ, W. (2009). *Interpretación del basamento pre-cretácico de las cuencas Barinas-Apure y Oriental de Venezuela*. Tesis de Maestría. Universidad Simón Bolívar. Caracas.
- GREENHALGH, E., & KUSZNIR, N. (2007). Evidence for thin oceanic crust on the extinct Aegir Ridge, Norwegian Basin, NE Atlantic derived from satellite gravity inversion. *Geophysical Research Letters*, 1-5.
- HACKLEY, P., URBANI, F., KARLSEN, A., & GARRITY, C. (2006). *Mapa Geológico de Venezuela a Escala 1:750.000*. Washington D.C.: U.S. Geological Survey.
- HUNG, E. (1997). *Foredeep and Thrust Belt Interpretation of the Maturin Sub-basin, Eastern Venezuelan Basin*. PhD. Rice University. Houston.
- INTROCASO, A., GHIDELLA, M., RUIZ, F., CROVETTO, C., INTRODASO, B., & PATERLINI, C. (2008). Métodos gravi-magnetométricos modernos para analizar características estrculturales de la plataforma continental Argentina. *Geoacta*, 1-20.
- JACOMÉ, M., AUDEMARD, F., KUSZNIR, N., & FLINT, S. (2002). Modelado geodinámico de la Serranía del Interior Oriental y la Cuenca de Maturín. *XI Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas: SOVG.

- JACOMÉ, M. (2003). Tectono-stratigraphic Evolution of the Maturin Foreland Basin: Eastern Venezuela. *AAPG Memoir*, 735-749.
- JACOMÉ, M., RONDÓN, K., SCHMITZ, M., IZARRA, C., & VIEIRA, E. (2008). Integrated seismic, flexural and gravimetric modelling of the Coastal Cordillera Thrust Belt and the Guárico Basin, North Central Region, Venezuela. *Tectonophysics*, 27-37.
- JAMES, K. (2006). Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding from an inter-American origin. *Geologica Acta*, 279-302.
- LI, X. (2003). On the use of different methods for estimating magnetic depth. *The Leading Edge*, 1090-1099.
- LILLIU, A. (1990). *Geophysical interpretation of Maturin foreland, Northeastern Venezuela*. MSc Thesis. University of Houston.
- LOWRIE, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- MARTÍN, A., ANQUELA, A., PADÍN, J., & BERNÉ, J. (2005). *Análisis y perspectivas sobre la determinación del campo gravitatorio terrestre a partir de las misiones por satélite CHAMP, GRACE y GOCE*. Valencia, España.: Universidad Politécnica de Valencia.
- MASCLE, A., & LETOUZEY, P. (1990). *Mapa geológico del Caribe*. Paris, Francia: Institut Français du Pétrolé.
- MAUS, S., & DIMRI, V. (1995). Potential field power spectrum inversion for scaling geology. *Journal of Geophysical Research*, 605-616.
- MAUS, S., & DIMRI, V. (1996). Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields. *Geophysical Journal International*, 113-120.

- MAUS, S., BARCKHAUSEN, U., BERKENBOSCH, H., BOURNAS, N., BROZENA, J., CHILDERS, V., Y OTROS. (2009). EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine measurements. *Journal of Geophysical Research*.
- MESCHEDE , M., & FRISCH, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 269-291.
- MILSOM, J. (2003). *Field Geophysics The Geological Field Guide Series*. Chichester, England: Wiley.
- MIRABELLA, C. (2008). *Estudio integrado de datos sísmicos de refracción profunda y gravimetría a lo largo de dos transectos N-S que atraviesan la cuenca Oriental de Venezuela*. Tesis de Pregrado. Universidad Simón Bolívar. Caracas.
- MUÑOZ-MARTÍN, A., DE VICENTE, G., FERNÁNDEZ-LOZANO, J., CLOETINGH, S., WILLINGSHOFER, E., SOKOUTIS, D., Y OTROS. (2010). Spectral analysis of the gravity and elevation along the western Africa-Eurasia plate tectonic limit: Continental versus oceanic lithospheric folding signals. *Tectonophysics*, 298-314.
- NIU, F., BRAVO, T., PAVLIS, G., VERNON, F., RENDON, H., BEZADA, M., Y OTROS. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 1-15.
- NWANKWO, L., OLASEHINDE, P., & AKOSHILE, C. (2008). Spectral Analysis of Areomagnetic anomalies of the northern Nupe Basin, West Central Nigeria. *Global Journal of Pure and Applied Sciences*, 247-252.

- PARRA, M. (2006). *Modelado Estructural y Restauración de la región noroccidental de la Subcuenca de Maturín*. Tesis de Maestría. Universidad Simón Bolívar. Caracas.
- PAVLIS, N. K., HOLMES, S. A., KENYON, S. C., & FACTOR, J. K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. *General Assembly of the European Geosciences Union*. Vienna, Austria.
- PEREZ DE ARMAS, J. G. (2005). *Tectonic and Thermal History of the Western Serranía del Interior Foreland Fold and Thrust Belt and Guárico Basin North Central Venezuela: Implications of the new Apatite Fission Track Analysis and Seismic Interpretation*. PhD Thesis. Rice University. Houston.
- PINDELL, J., & KENNAN, L. (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *SEPM 21st Annual Research Conference Petroleum system of deep-water basins: Global and Gulf of Mexico experience* (págs. 193-220). Houston, Texas: Society for Sedimentary Geology.
- ROD, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bulletin*, V.40, 457-476.
- SALAZAR TOMEY, M. B. (2007). *Evolución Estructural e Implicaciones Tectónicas del Graben de Espino*. Caracas: Universidad Simón Bolívar.
- SALAZAR, M. (2007). *Evolución Estructural e Implicaciones Tectónicas del Graben de Espino*. Tesis de Maestría. Universidad Simón Bolívar. Caracas.
- SÁNCHEZ, G. J., BAPTISTA, N., PARRA, M., MONTILLA, L., GUZMÁN O. Y FINNO, A. (2010). The Monagas Fold–Thrust belt of Eastern Venezuela. Part II: Structural and paleo-geographic controls on the turbidites reservoir potential of the middle Miocene foreland subsequence . *Marine and Petroleum Geology*, 1-11.

- SCHMITZ, M., BEZADA, M., ÁVILA, J., VIEIRA, E., YÁNEZ, M., LEVANDER, A., Y OTROS. (2005). Crustal thickness variations in northern Venezuela from deep seismic observations. *6th International Symposium on andean Geodynamics*, (págs. 655-658). Barcelona.
- SCHNEIDER, F. (2003). Basin Modeling in Complex Area: Examples from Eastern Venezuelan and Canadian Foothills. *Oil & Gas Science and Technology*, 313-324.
- SCHUBERT, C. (1982). Origin of Cariaco Basin, Southern Caribbean Sea. *Marine Geology*, 345-360.
- SHERIFF, R. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Tulsa. Oklahoma.
- SMITH, F. D. (1980). *El Basamento y las rocas paleozoicas en la parte norte de Venezuela*. Caracas: Corpoven: Gerencia de Estudios Especiales e Investigación.
- SPECTOR, A., & GRANT, F. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 293-302.
- SRIVASTAVA, R. (2004). Determination of Magnetic Basement using Werner Deconvolution. *5th Conference & Exposition on Petroleum Geophysics*, (págs. 953-956). Hyderabad.
- SUDHAKAR, K., RAMA RAO, P., & RADHAKRISHNA, I. (2004). Modified Werner deconvolution technique for inversion of magnetic anomalies of horizontal circular cylinders. *Journal Indian Geophysical Union*, 179-183.
- SURINACH, E., FLORES-MARQUEZ, E., & CHÁVEZ, R. (2006). Inversión numérica 3D de datos gravimétricos procedentes de campañas marinas y de satellite. Aplicación a un área antártica. *Física de la Tierra*, 205-227.

- TALWANI, M., & HEIRTZLER, J. (1964). Computation of magnetic anomalies caused for two-dimensional bodies of arbitrary shape. *Computers in the mineral industries, part 1* (Ed. G. A. Parks) Stanford Univ. Publ. Geological Sciences, 464-480.
- TALWANI, M., WORZEL, J., & LANDISMAN, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal Geophysical Research*, 49-59.
- TELFORD, W., GELDART, L., & SHERIFF, R. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University.
- YORIS, F., & OSTOS, M. (1997). *Geología de Venezuela: Geología general y cuencas petrolíferas*. En: Singer, J., ed., WEC 1997: Evaluación de pozos: Schlumberger-Sureco C.A. 1ra ed., Jolley Printing, Texas.
- YSSACIS, R. (1997). *Tertiary of the Northeastern Venezuela Offshore*. PhD Thesis. Rice University. Houston.

Referencias Electrónicas

- BACHMANN, R. (2001). The Caribbean Plate And The Question Of Its Formation. [Documento en Línea] Disponible: [Http://www.geo.tu-freiberg.de/hydro/oberseminar/pdf/Raik%20Bachmann.pdf](http://www.geo.tu-freiberg.de/hydro/oberseminar/pdf/Raik%20Bachmann.pdf) [Consulta: 2012, Junio]

MAPAS GEOLÓGICOS



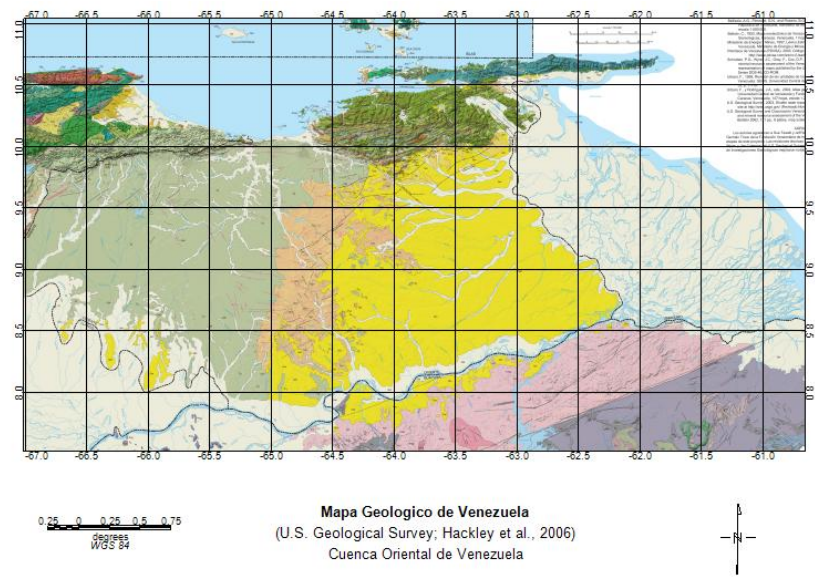


Figura A.3. Mapa geológico de Venezuela (selección de área de cuenca Oriental de Venezuela).

APENDICE B

MAPA DE GRAVEDAD ABSOLUTA

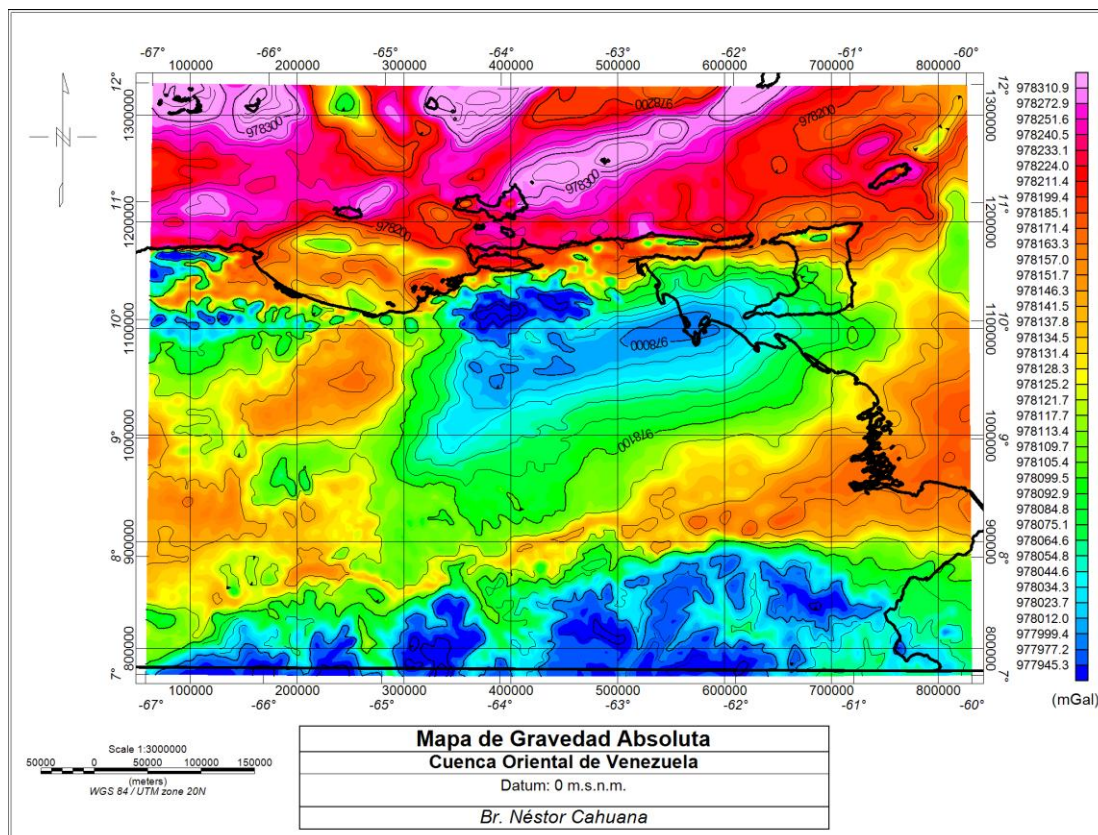


Figura B.1. Mapa de gravedad absoluta de la cuenca Oriental de Venezuela.

APENDICE C

Modulo MAGMAP de Oasis montaj

El comando MAGMAP de Oasis montaj de la GEOSOFT es un algoritmo matemático basado en la aplicación de una serie de filtros en el dominio de Fourier, con el fin de transformar una malla (grid) de datos en el dominio espacial al dominio de número de ondas. Este programa es usualmente utilizado para resaltar información de interés a un reducido grupo de datos 2D; para ello, el algoritmo usa la transformada de Fourier en el dominio espacial $f(x,y)$ que está definida por:

$$f(u, v) = \iint_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cdot e^{-i(ux+vy)} d_x d_y \left[\frac{\text{ciclos}}{\text{metro}} \right]$$

Y la inversa está dada por:

$$f(x, y) = \iint_{-\infty}^{\infty} f(u, v) \cdot e^{i(ux+vy)} d_u d_v \left[\frac{\text{rad}}{\text{metro}} \right]$$

Donde u y v son los números de ondas en las direcciones “X” y “Y” (respectivamente, medidos en radianes por metro; y estos están relacionados con “frecuencias” espaciales f_x y f_y expresadas en ciclos por metro.

Para el caso de métodos potenciales, donde los datos son ubicados en un “grid” de datos en el dominio espacial, se utiliza la Transformada Rápida de Fourier (FFT) para llevarlos al dominio de número de ondas. Esta transformada está compuesta por

números de ondas, expresadas en ciclos por metro, y tiene una componente real y una imaginaria.

Si consideramos que el “grid” de datos fue realizado manteniendo el criterio de incremento espacial uniforme, la transformada tomará una muestra de los datos con un incremento regular de $1/\text{tamaño de la malla}$, entre 0 y Nyquist (mayor frecuencia muestreada sin ruido) en número de ondas. Además, al utilizar la Transformada Rápida de Fourier se garantiza que la función en el dominio espacial (x,y) tenga una única respuesta en el dominio de las frecuencias (números de ondas), y viceversa (Tutorial and User Guide – montaj MAGMAP Filtering, 2005).

La serie de Filtros que se pueden aplicar a un mallado de datos presentes en el comando MAGMAP, son los siguientes: filtro pasobanda, paso alto, paso bajo; reducción al polo y al ecuador magnéticos; derivadas en las direcciones “X”, “Y” y “Z”; continuación analítica del campo hacia arriba y abajo; filtro Butterworth, entre otros.

Debido a que la transformada de Fourier de un campo potencial causado por un cuerpo prismático presenta una amplitud de espectro de potencia, se puede aplicar al método de Spector y Grant (1970) que se basa en el Espectro de Potencia Promediado Radialmente versus el número de ondas. Es importante destacar que el espectro de potencia promediado radialmente es una función del número de ondas y se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un mismo número de ondas.

APENDICE D

PROFUNDIDADES DE MAPA ESPECTRAL GRAVIMÉTRICO

Tabla D.1. Profundidades de mapa espectral gravimétrico.

VENTANA	LONGITUD	LATITUD	PROFUNDIDAD
A_1	-66,5	11,5	-7,54
A_2	-66	11,5	-6,71
A_3	-65,5	11,5	-6,2
A_4	-65	11,5	-6,14
A_5	-64,5	11,5	-6,59
A_6	-64	11,5	-6,29
A_7	-63,5	11,5	-5,34
A_8	-63	11,5	-7,4
A_9	-62,5	11,5	-6,34
A_10	-62	11,5	-5,67
A_11	-61,5	11,5	-6,59
A_12	-61	11,5	-6,06
A_13	-60,5	11,5	-6,67
B_1	-66,5	11	-6,42
B_2	-66	11	-6,27
B_3	-65,5	11	-6,44
B_4	-65	11	-6,77
B_5	-64,5	11	-6,62
B_6	-64	11	-5,44
B_7	-63,5	11	-5,05
B_8	-63	11	-5,41
B_9	-62,5	11	-6,26
B_10	-62	11	-6,24
B_11	-61,5	11	-5,79
B_12	-61	11	-7,81
B_13	-60,5	11	-7,13
C_1	-66,5	10,5	-7,31
C_2	-66	10,5	-6,82
C_3	-65,5	10,5	-6,99
C_4	-65	10,5	-7,54
C_5	-64,5	10,5	-4,94

C_6	-64	10,5	-4,51
C_7	-63,5	10,5	-5,5
C_8	-63	10,5	-6,09
C_9	-62,5	10,5	-6,08
C_10	-62	10,5	-6,63
C_11	-61,5	10,5	-7,07
C_12	-61	10,5	-7,01
C_13	-60,5	10,5	-8,17
D_1	-66,5	10	-5,63
D_2	-66	10	-4,86
D_3	-65,5	10	-5,17
D_4	-65	10	-5
D_5	-64,5	10	-5,08
D_6	-64	10	-5
D_7	-63,5	10	-4,91
D_8	-63	10	-5,9
D_9	-62,5	10	-6,69
D_10	-62	10	-8,82
D_11	-61,5	10	-7,22
D_12	-61	10	-6,79
D_13	-60,5	10	-8,05
E_1	-66,5	9,5	-4,71
E_2	-66	9,5	-4,65
E_3	-65,5	9,5	-5,92
E_4	-65	9,5	-4,31
E_5	-64,5	9,5	-5,86
E_6	-64	9,5	-6,41
E_7	-63,5	9,5	-8,19
E_8	-63	9,5	-10,11
E_9	-62,5	9,5	-11,9
E_10	-62	9,5	-13,18
E_11	-61,5	9,5	-9,27
E_12	-61	9,5	-8,51
E_13	-60,5	9,5	-8,14
F_1	-66,5	9	-6,2
F_2	-66	9	-6,42
F_3	-65,5	9	-7,17
F_4	-65	9	-7,71

F_5	-64,5	9	-6,8
F_6	-64	9	-6,88
F_7	-63,5	9	-6,82
F_8	-63	9	-5,61
F_9	-62,5	9	-6,17
F_10	-62	9	-6
F_11	-61,5	9	-6,68
F_12	-61	9	-7,02
F_13	-60,5	9	-8,15
G_1	-66,5	8,5	-7,22
G_2	-66	8,5	-6,8
G_3	-65,5	8,5	-5
G_4	-65	8,5	-3,46
G_5	-64,5	8,5	-2,49
G_6	-64	8,5	-3,11
G_7	-63,5	8,5	-3,24
G_8	-63	8,5	-3,84
G_9	-62,5	8,5	-3,63
G_10	-62	8,5	-3,1
G_11	-61,5	8,5	-3,07
G_12	-61	8,5	-3,21
G_13	-60,5	8,5	-2,76
H_1	-66,5	8	-2,66
H_2	-66	8	-2,37
H_3	-65,5	8	-3,04
H_4	-65	8	-3,06
H_5	-64,5	8	-2,79
H_6	-64	8	-3,45
H_7	-63,5	8	-1,43
H_8	-63	8	-2,74
H_9	-62,5	8	-3,22
H_10	-62	8	-2,44
H_11	-61,5	8	-2,66
H_12	-61	8	-2,81
H_13	-60,5	8	-3,12
I_1	-66,5	7,5	-2,29
I_2	-66	7,5	-2,37
I_3	-65,5	7,5	-2,88

I_4	-65	7,5	-3,03
I_5	-64,5	7,5	-2,97
I_6	-64	7,5	-2,65
I_7	-63,5	7,5	-2,2
I_8	-63	7,5	-2,52
I_9	-62,5	7,5	-2,82
I_10	-62	7,5	-2,76
I_11	-61,5	7,5	-3,12
I_12	-61	7,5	-2,52
I_13	-60,5	7,5	-2,87

APÉNDICE E

PROFUNDIDADES DE MAPA ESPECTRAL MAGNÉTICO

Tabla E.1. Profundidades de mapa espectral magnético.

VENTANA	LONGITUD	LATITUD	PROFUNDIDAD
A_1	-66,5	11,5	-6,63
A_2	-66	11,5	-6,49
A_3	-65,5	11,5	-6,54
A_4	-65	11,5	-7,23
A_5	-64,5	11,5	-6,58
A_6	-64	11,5	-6,94
A_7	-63,5	11,5	-8,13
A_8	-63	11,5	-6,72
A_9	-62,5	11,5	-6,91
A_10	-62	11,5	-6,54
A_11	-61,5	11,5	-6,48
A_12	-61	11,5	-5,83
A_13	-60,5	11,5	-5,92
B_1	-66,5	11	-7,6
B_2	-66	11	-7,25
B_3	-65,5	11	-6,35
B_4	-65	11	-5,98
B_5	-64,5	11	-6,22
B_6	-64	11	-6
B_7	-63,5	11	-7,67
B_8	-63	11	-6,56
B_9	-62,5	11	-7
B_10	-62	11	-5,19
B_11	-61,5	11	-6,15
B_12	-61	11	-6,09
B_13	-60,5	11	-5,5
C_1	-66,5	10,5	-4,24
C_2	-66	10,5	-4,98
C_3	-65,5	10,5	-4,73
C_4	-65	10,5	-6,71
C_5	-64,5	10,5	-6,08

C_6	-64	10,5	-4,64
C_7	-63,5	10,5	-3,17
C_8	-63	10,5	-2,78
C_9	-62,5	10,5	-3,76
C_10	-62	10,5	-3,9
C_11	-61,5	10,5	-7,56
C_12	-61	10,5	-6,82
C_13	-60,5	10,5	-7
D_1	-66,5	10	-3,84
D_2	-66	10	-2,55
D_3	-65,5	10	-2,52
D_4	-65	10	-5,23
D_5	-64,5	10	-5,83
D_6	-64	10	-5,34
D_7	-63,5	10	-5,12
D_8	-63	10	-5,55
D_9	-62,5	10	-9,5
D_10	-62	10	-7,69
D_11	-61,5	10	-6,36
D_12	-61	10	-5,47
D_13	-60,5	10	-4,88
E_1	-66,5	9,5	-2,23
E_2	-66	9,5	-1,67
E_3	-65,5	9,5	-2,03
E_4	-65	9,5	-4,45
E_5	-64,5	9,5	-6,72
E_6	-64	9,5	-8,81
E_7	-63,5	9,5	-12,82
E_8	-63	9,5	-15,11
E_9	-62,5	9,5	-12,35
E_10	-62	9,5	-5,26
E_11	-61,5	9,5	-5,24
E_12	-61	9,5	-6,06
E_13	-60,5	9,5	-6,36
F_1	-66,5	9	-5,61
F_2	-66	9	-6
F_3	-65,5	9	-7,24
F_4	-65	9	-8,57

F_5	-64,5	9	-4,97
F_6	-64	9	-5,69
F_7	-63,5	9	-3,29
F_8	-63	9	-3,18
F_9	-62,5	9	-3,17
F_10	-62	9	-2,18
F_11	-61,5	9	-1,61
F_12	-61	9	-1,99
F_13	-60,5	9	-2,42
G_1	-66,5	8,5	-4,24
G_2	-66	8,5	-4,01
G_3	-65,5	8,5	-4,86
G_4	-65	8,5	-2,7
G_5	-64,5	8,5	-3,04
G_6	-64	8,5	-2,55
G_7	-63,5	8,5	-2,57
G_8	-63	8,5	-3,16
G_9	-62,5	8,5	-2,03
G_10	-62	8,5	-2,01
G_11	-61,5	8,5	-2,31
G_12	-61	8,5	-2,35
G_13	-60,5	8,5	-2,08
H_1	-66,5	8	-2,17
H_2	-66	8	-3,12
H_3	-65,5	8	-2,63
H_4	-65	8	-2,52
H_5	-64,5	8	-1,92
H_6	-64	8	-2,81
H_7	-63,5	8	-3,24
H_8	-63	8	-2,82
H_9	-62,5	8	-1,5
H_10	-62	8	-2,16
H_11	-61,5	8	-3,26
H_12	-61	8	-3
H_13	-60,5	8	-2,34

APENDICE F

RESULTADOS DE MÉTODO SEMI-AUTOMÁTICO DE LA DECONVOLUCIÓN DE EULER EN LOS PERFILES

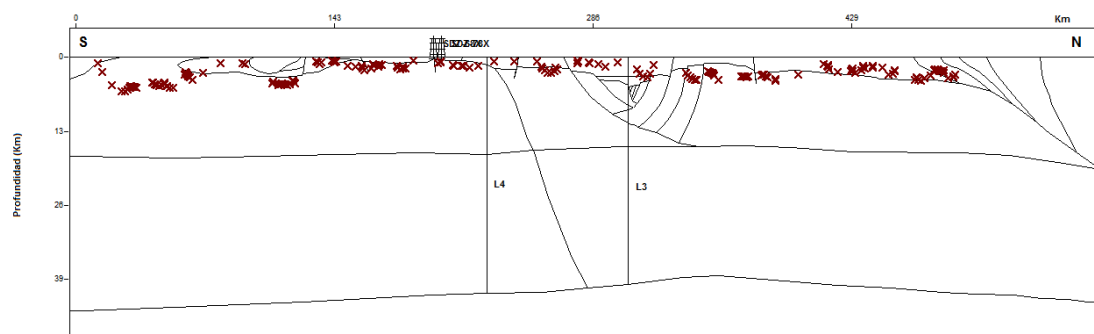


Figura F.1. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX1.

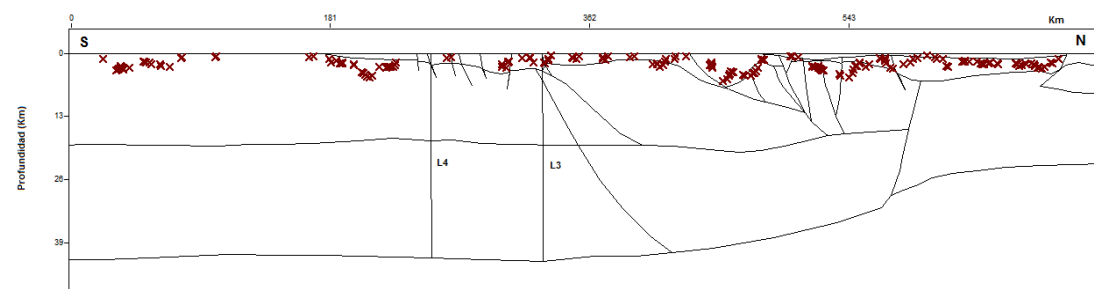


Figura F.2. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX2.

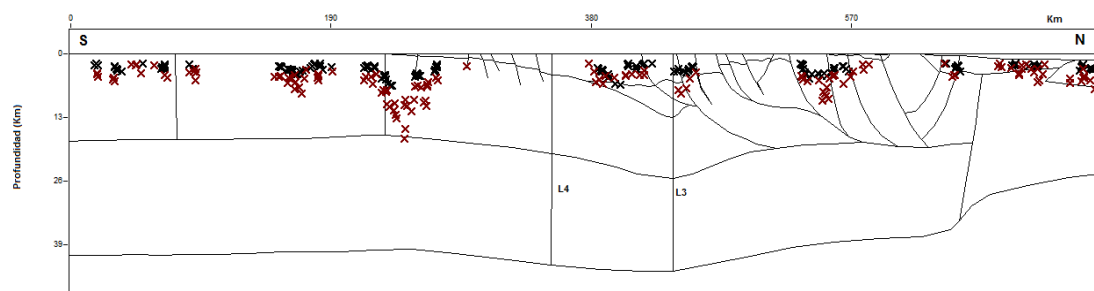


Figura F.3. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX3.

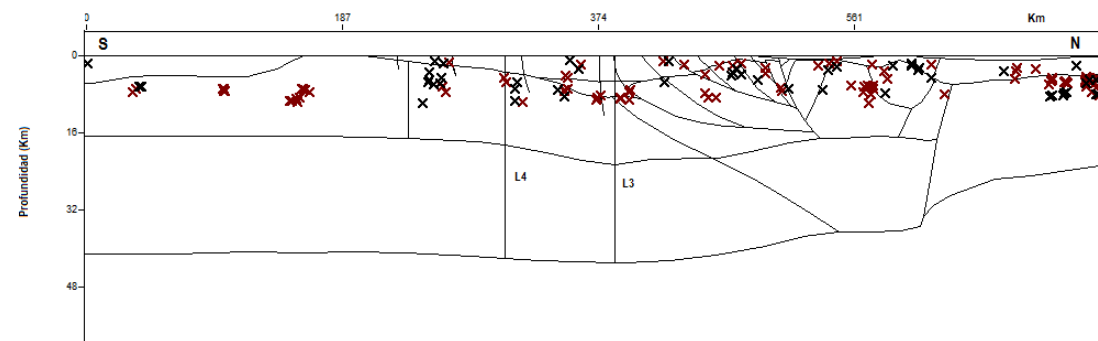


Figura F.4. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX4.

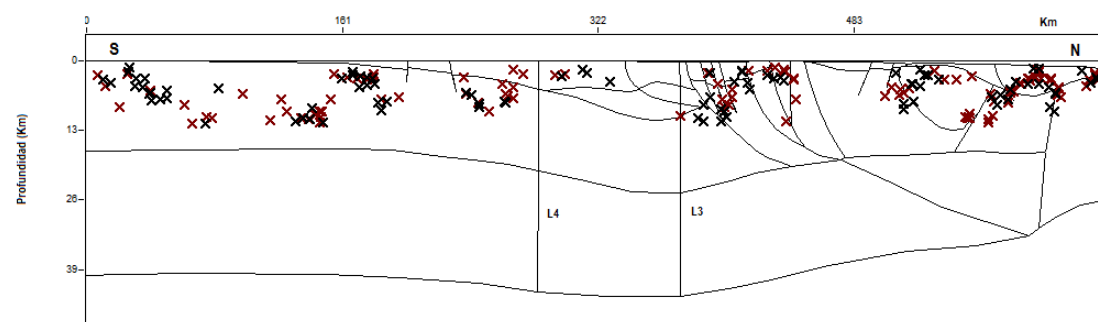


Figura F.5. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX5.

APENDICE G

RESULTADOS DE MÉTODO SEMI-AUTOMÁTICO DE LA DECONVOLUCIÓN DE WERNER EN LOS PERFILES

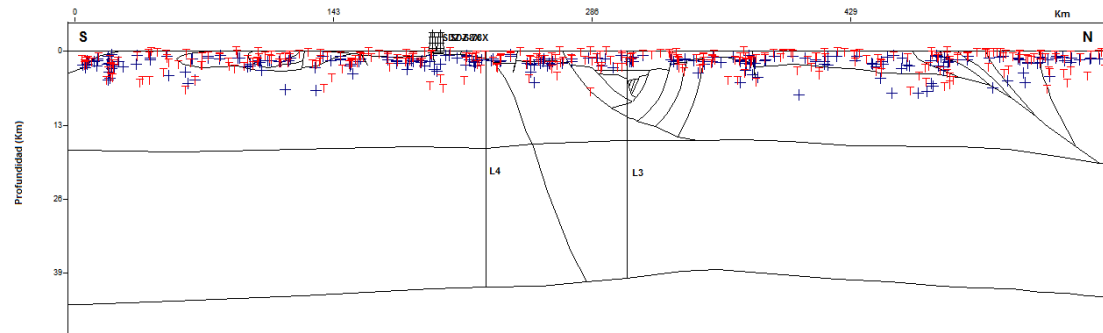


Figura G.1. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX1.

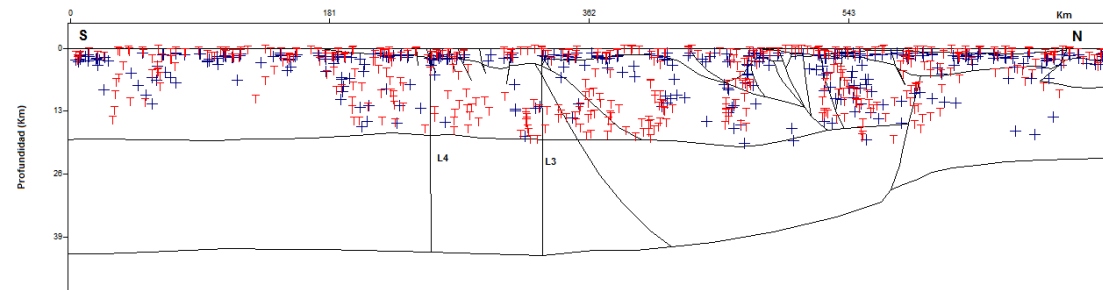


Figura G.2. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX2.

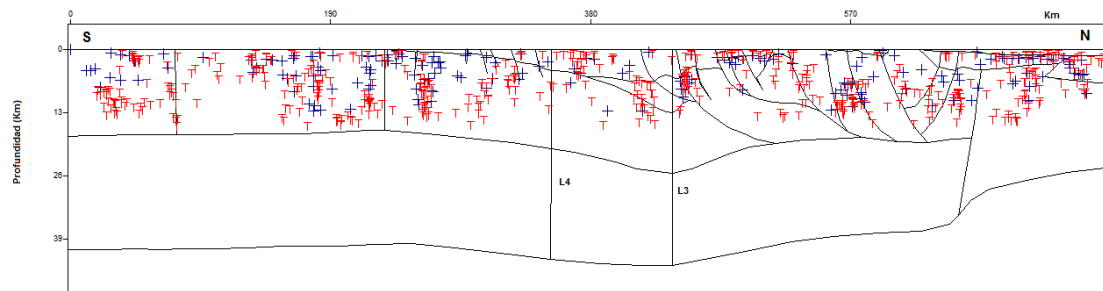


Figura G.3. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX3.

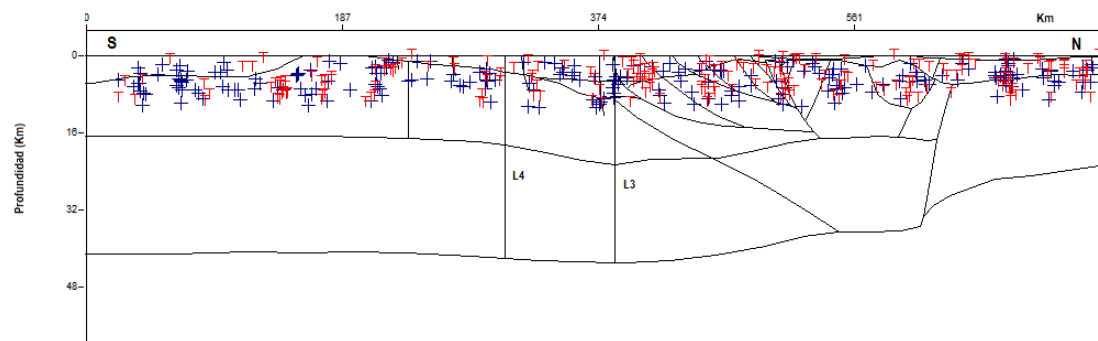


Figura G.4. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX4.

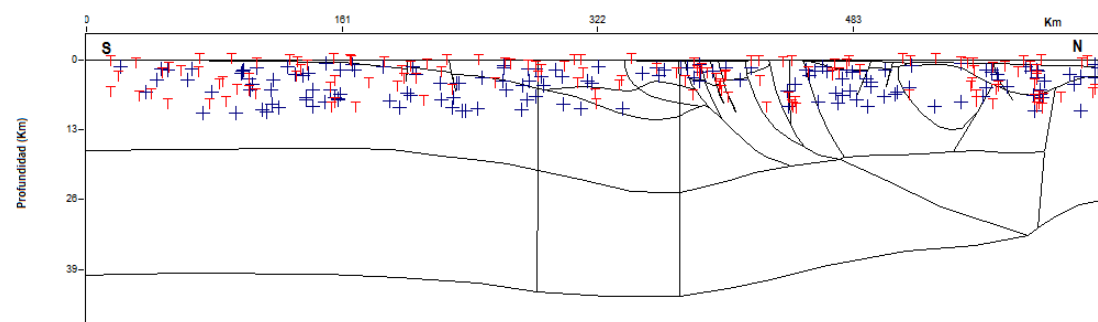


Figura G.5. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX5.

APENDICE H

RESULTADOS DE MÉTODO SEMI-AUTOMÁTICO DE LA DE SEÑAL ANALÍTICA EN LOS PERFILES

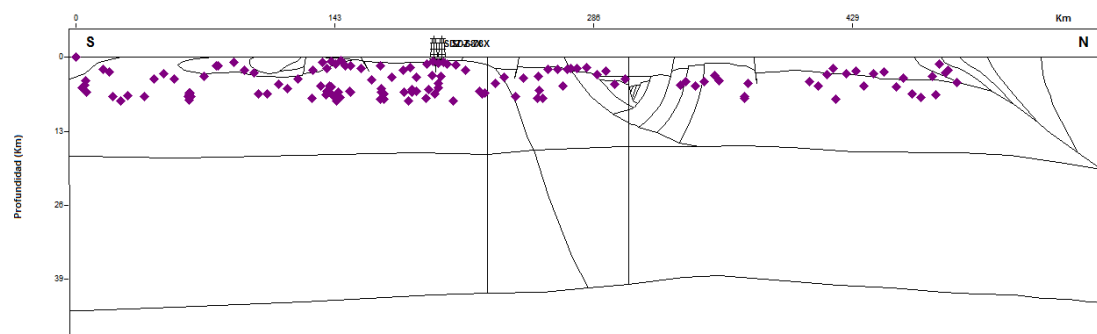


Figura H.1. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX1.

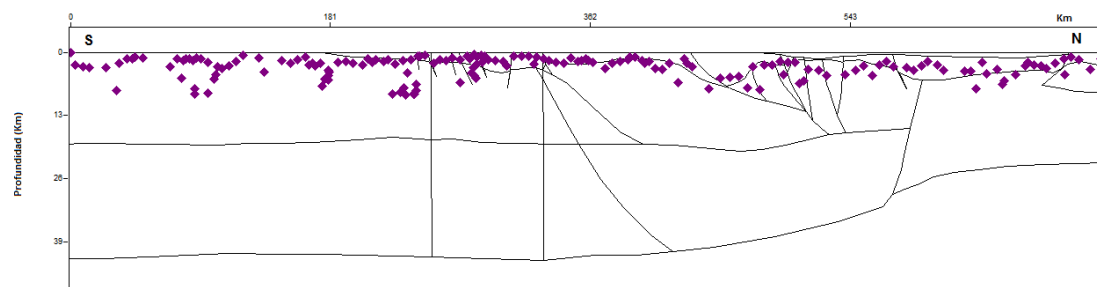


Figura H.2. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX2.

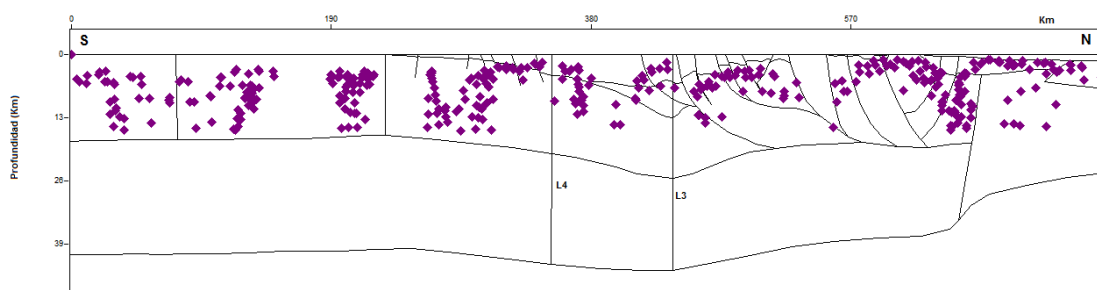


Figura H.3. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX3.

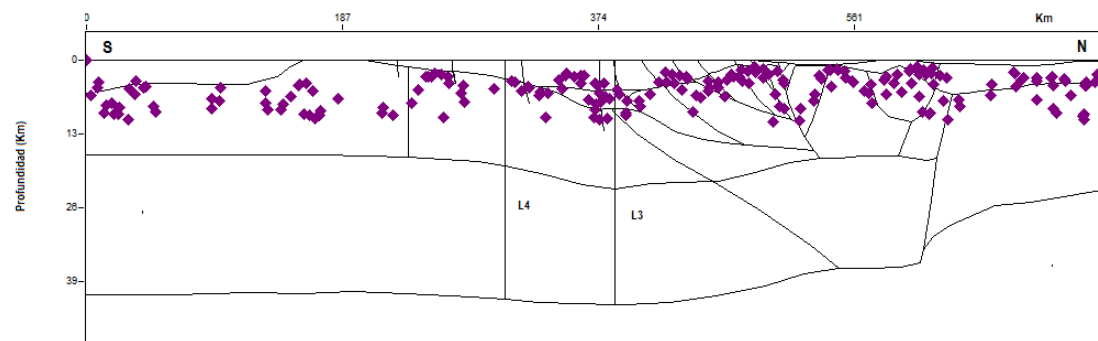


Figura H.4. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX4.

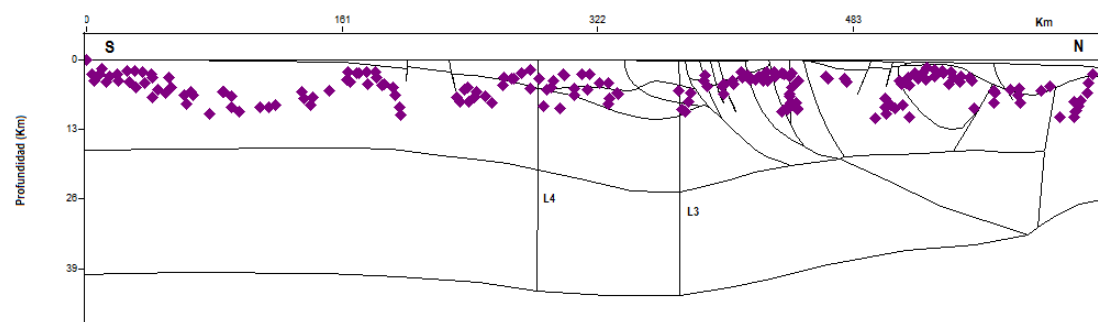


Figura H.5. Resultados de la deconvolución de Euler en perfil LX5.