



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**MODELAJE GEOFÍSICO DE LA REGIÓN FARRIAR-MORÓN  
ESTADOS YARACUY Y CARABOBO.**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
por el Br. Mederos V. Ignacio J.  
para optar al título de  
Ingeniero Geofísico.

Caracas, Mayo de 2009



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**MODELAJE GEOFÍSICO DE LA REGIÓN FARRIAR-MORÓN  
ESTADOS YARACUY Y CARABOBO.**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Inírida Rodríguez M.

COTUTOR ACADÉMICO: Prof. Franco Urbani.

AUTOR: Ignacio J. Mederos V.

Caracas, Mayo de 2009

Caracas, Mayo 2009

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Mederos V. Ignacio J. titulado:

**“MODELAJE GEOFÍSICO DE LA REGIÓN FARRIAR-MORÓN ESTADOS  
YARACUY Y CARABOBO”**

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

---

Prof. Nuris Orihuela

Jurado

---

Prof. Sebastian Grande

Jurado

---

Prof. Inírida Rodríguez M.

Tutor Académico

---

Prof. Franco Urbani

Cotutor Académico

## DEDICATORIA

A mi papá...

A mi mamá

A mi hermano...

A mi sobrina-ahijada...

A mi tío Alfredo...

## AGRADECIMIENTOS

Primeramente debo dar gracias al Señor por ayudarme en los momentos más difíciles de este largo trayecto y de mi vida, siendo el mejor consejero que se puede tener en la vida.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por haber sido, más que un recinto en el que nos formamos académicamente, un segundo hogar donde vivimos años maravillosos dentro y fuera de sus aulas y conocimos a personas excepcionales.

A mí tutora, Profesora Inírida Rodríguez, quien me guió y brindó apoyo en todo momento de mi carrera, y mucho más en estos momentos culminantes de mis estudios, en donde apoyó y corrigió en todo momento a lo largo de la realización del proyecto que llevamos a cabo, brindándome su mano más que de tutor como el de un familiar muy cercano, muchas gracias Profe.

A mí cotutor Profesor Franco Urbani, por su apoyo, puntualidad y buena disposición que tuvo hacia mí en todo momento, a lo largo de la realización del trabajo especial de grado. Muchas gracias profesor.

A los profesores del departamento de Geofísica quienes, a lo largo de nuestra carrera, nos dieron sus conocimientos y nos formaron de la mejor manera para ser unos verdaderos profesionales: Prof. Antonio Ughi, Prof. José Cavada, Prof. Juan Infante, Prof. Ricardo Ambrosio, Prof. Jesús González, Prof. Yaneth Garzón.... Gracias a todos.

A los profesora Nuris Orihuela, por su calidad humana tan especial, y le agradezco por los consejos tan oportunos dados al final de mi trabajo especial de grado.

A mis padres adoptivos en la UCV (Jesús González y Karla Bonilla), por brindarme un cariño y apoyo tan especial, que significó y significa mucho para mí, el aprecio que tengo hacia ustedes es enorme, no se imaginan, la luz que le dieron a mi vida en esta faceta de la misma. De todo corazón muchísimas gracias.

A mis padres Alba y José, por darme la vida, por haberme criado con tanto amor y dándome, todo lo que tengo para formarme tanto personal como académicamente. Gracias porque ustedes son el mayor ejemplo para mí y han sido, son y serán siempre una parte importante de mis triunfos.

A mi hermano Joseito, porque más que mi hermano es mi segundo padre, es un ejemplo a seguir. También le agradezco por darme a mi sobrina-ahijada tan linda, Sofía Daniela, que me da mucha alegría.

A mi gran amiga Yaneth Garzón, porque después de tantos años de conocernos, te has convertido en mi brazo derecho, no sabes todo lo que te agradezco el que hayas estado a mi lado todo este tiempo, dándome consejos y ayudándome en varios aspectos de mi vida.

A mis compañeros: Javier González, Fátima Gómez, Rosalyn Rengifo, gracias por la ayuda brindada a lo largo de la realización de mi trabajo especial de grado, y por ser tan buenos amigos durante el tiempo que nos hemos conocido.

## **MODELAJE GEOFÍSICO DE LA REGIÓN FARRIAR-MORÓN ESTADOS YARACUY Y CARABOBO.**

**Autor: Mederos V., Ignacio J. Tutor Académico: Prof. Inírida Rodríguez. Cotutor  
Académico: Prof. Franco Urbani. Tesis.**

### **RESUMEN**

El objetivo fundamental de este trabajo es la interpretación de un modelo geológico-estructural de los cuerpos ofiolíticos presentes al oeste de Puerto Cabello, comprendida entre los paralelos 10° N -10°40`N y los meridianos 69° O – 68° O; dicho modelo debe satisfacer las condiciones geológico-tectónicas propias de la zona, por lo que se constituye un estudio integrado geológico-geofísico. Para ello se efectuó una recopilación de todo tipo de información geológica-geofísica existente del área de interés, seguido por una etapa de adquisición gravimétrica-magnética, llevando acabo una posterior unificación de los datos recopilados y adquiridos, y la secuencia de una base de datos depurada.

En cuanto al procesamiento de los datos, se utilizará el programa *Oasis montaj v.7.1 (Geosoft Inc.)*, en el que se efectuaron las correcciones necesarias para la generación de los mapas de Anomalía de Bouguer (AB) y de Anomalía Magnética (AM), y separación de las componentes regionales y residuales. Así mismo se aplicaron diferentes filtros como coseno direccional y reducción al polo y al ecuador, para resaltar las respuestas gravimétricas y aeromagnéticas de los cuerpos ofiolíticos de interés en los mapas mencionados; de igual manera, se estimaron profundidades por medio del análisis espectral y la deconvolución de Euler.

Concluyéndose con la elaboración de 3 perfiles, que se delinearon, pasando sobre los cuerpos de interés en el estudio. A partir de los cuales se determinaron profundidades de Moho de 27 a 35 km de norte a sur respectivamente y profundidad de basamento de 15 km aproximadamente. Con una marcada presencia hacia el sur de peridotitas aflorantes como en el subsuelo, al centro nos encontramos con intrusiones de Peña de Mora en las formaciones Nirgua y San Julián, y los Esquistos de Las Mercedes y por último al norte la presencia de rocas ultramáficas emplazadas en el sistema de fallas Morón-Boconó.

**Palabras Clave:** cuerpos ofiolíticos, falla de Boconó, falla de Morón, graben de Yaracuy, gravimetría, magnetometría, análisis espectral, deconvolución de Euler, filtros.

## INDICE DE CONTENIDO

Contenido	Pág.
<b>Resumen</b>	ii
<b>Índice de contenido</b>	iii
<b>Índice de tablas</b>	vi
<b>Índice de Figuras</b>	vii
<b>Introducción</b>	1
<b>Capítulo I:</b> Planteamiento del Problema	2
1.1 Contexto	2
1.2 Objetivos	5
1.3 Justificación	5
<b>Capítulo II:</b> Marco Geológico	6
2.1 Generalidades de la Placa Caribe	6
2.2 Modelos geodinámicos del origen de la Placa Caribe	8
2.3 Estudios geofísicos del Caribe y margen norte de la Placa Suramericana	11
2.4 Geología regional	13
2.5 Geología Estructural	21
2.6 Rocas Ultramáficas	24
<b>Capítulo III:</b> Marco Teórico	26
3.1 Métodos Gravimétricos	26
3.1.1 Introducción	26
3.1.2 Campo gravitacional terrestre	26
3.1.3 Medidas de gravedad	27
3.1.4 Correcciones de los datos gravimétricos	27
Corrección por latitud	27
Corrección por Marea	28
Corrección por deriva	28
Corrección por aire libre	29
Corrección de Bouguer	29
Corrección Topográfica	30
3.1.5 Anomalía gravimétrica	30
3.2 Métodos magnéticos	31
3.2.1 Introducción	31
3.2.2 Campo magnético	31
3.2.3 Susceptibilidad magnética	32
3.2.4 Variaciones temporales del campo magnético terrestre	33
3.2.5 Prospección magnética aérea	33
3.3 Filtros aplicados a los mapas gravimétricos y magnéticos	33
3.3.1 Cosenos direccionales	33
3.3.2 Derivadas direccionales	34



3.3.3 Continuación analítica	35
3.3.4 Filtros pasabanda	36
3.4 Análisis espectral	36
3.5 Deconvolución de Euler	37
3.5.1 Resumen	37
3.5.2 Aspectos teóricos de la Deconvolución de Euler	37
3.6 Reducción al polo y al ecuador	40
3.6.1 Resumen	40
3.6.2 Aspectos teóricos de la reducción al polo y al ecuador	41
3.6.3 Relación de la reducción al polo y al ecuador	42
<b>Capítulo IV: Recopilación y Adquisición de datos</b>	43
4.1 Recopilación de información	44
4.2 Adquisición de datos gravimétricos	44
4.2.1 Levantamiento de estaciones base	45
4.3 Levantamiento de estaciones ordinarias	47
<b>Capítulo V: Procesamiento de datos</b>	49
5.1 Procesamiento de datos gravimétricos	49
5.1.1 Análisis estadísticos de los datos gravimétricos	51
5.2 Procesamiento de datos aeromagnéticos	55
5.2.1 Análisis estadísticos de los datos aeromagnéticos	55
5.3 Interpretación estadística de los datos gravimétricos-magnéticos	58
<b>Capítulo VI: Análisis e Interpretación de Resultados</b>	59
6.1 Interpretación gravimétrica	59
6.1.1 Mapa de anomalía de Bouguer	59
6.1.2 Mapa de superficie polinómica, criterio analítico de bondad de ajuste y mapa de continuación analítica del campo	62
6.1.3 Realce de anomalías	71
Mapa de cosenos direccionales	71
6.1.4 Determinación de profundidades	72
Análisis espectral	72
Deconvolución de Euler	74
6.2 Interpretación magnética	75
6.2.1 Mapa de anomalía magnética	75
6.2.2 Mapa de superficie polinómica, criterio analítico de bondad de ajuste y mapa de continuación analítica del campo	77
6.2.3 Realce de anomalías	85
Mapa de cosenos direccionales	85
Mapa de reducción al polo y al ecuador	86
6.2.4 Determinación de profundidades	88
Análisis espectral	88
Deconvolución de Euler	90
6.3 Perfiles y modelaje 2D gravimétricos-magnéticos	92
6.4 Interpretación gravimétrica-magnética de los modelos geológicos	95
Conclusión y recomendación	102
Bibliografía y referencias citadas	105
Apéndices	112

## INDICE DE TABLAS

<b>N° de Tabla</b>	<b>Pág.</b>
2.1 síntesis de las unidades que conforman el área de estudio	14
3.1 valores del índice estructural N, para valores de cuerpos anómalos en gravimetría y magnetometria	39
4.1 Datos de las estaciones bases gravimétricas usadas en el levantamiento gravimétrico	47
5.1 Parámetros estadísticos de los datos de anomalía de Bouguer	53
5.2 Parámetros estadísticos de los datos de anomalía magnética.	56
6.1 Profundidades obtenidas mediante el método de análisis espectral para los datos gravimétricos	74
6.2 Profundidades obtenidas mediante el método de análisis espectral para datos magnéticos	90
6.3 Parámetros utilizados para el modelo gravimétrico-magnético de los perfiles A-A',B-B' y C-C'	96

## INDICE DE FÍGURAS

N° de Figuras	Pág.
1.1 Mapa de Venezuela	3
1.2 Mapa de ubicación del área de estudio	3
1.3 Mapa Geológico de ubicación del área de estudio	4
2.1 Esquema de la geodinámico de la placa Caribe	6
2.2 Mapa Paleográfico del Caribe	9
2.3 Modelo esquemático del subsuelo del Caribe	11
2.4 Profundidades de Mohorovic	12
2.5 Ubicación de estaciones sismológicas	12
2.6 Modelo de Tectonica de placas	19
2.7 Modelo de Tectonica de placas de la Peridotita de Tinaquillo	20
2.8 Mapa Neotectónico del Noroeste de Venezuela	23
2.9 Mapa simplificado de afloramiento de rocas máficas y ultramáficas	24
3.1 Intensidad del campo magnético terrestre	32
3.2 Filtro de coseno direccional	33
3.3 Continuación analítica hacia arriba y hacia abajo	35
4.1 Curva de deriva del gravímetro Lacoste and Romberg	45
4.2 Ubicación de la estación base levantada en la iglesia Sagrado Corazón de Jesús en Morón	46
4.3 Ubicación de la estación base levantada en la torre de control del aeropuerto Néstor Áreas de San Felipe estado Yaracuy	46
4.4 Ubicación de las estaciones gravimétricas	48
5.7 Mapa Topográfico generado por Regional Terrain correction grid	51
5.8 Histograma de frecuencia de los datos de la Anomalía de Bouguer	52
5.9 Gráfico Normal Q-Q y P-P de datos de Anomalías de Bouguer	54
5.10 Diagrama de caja y bigotes de datos de Anomalías de Bouguer	54
5.11 Histograma de frecuencia de los datos de Anomalías Magnéticas	56
5.12 Gráfico Normal Q-Q y P-P de datos de Anomalías Magnéticas	57
5.13 Diagrama de caja y bigotes de datos de Anomalías Magnética	58
6.1 Mapa de Anomalía de Bouguer	60
6.2 Mapa regional de Anomalía de Bouguer de 1° a 3° grado	63
6.3 Mapa residual de Anomalía de Bouguer de 1° a 3° grado	64
6.4 Gráficas de bondad de ajuste para Anomalía de Bouguer	65
6.5 Mapa regional de 2° de Anomalía de Bouguer	66
6.6 Mapa residual de 2° de Anomalía de Bouguer	67
6.7 Mapas regionales de Anomalía de Bouguer para continuaciones analíticas hacia arriba	68
6.8 Mapa regional de Anomalía de Bouguer para continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba	69
6.9 Mapas residuales de Anomalía de Bouguer para continuación analítica hacia arriba	70
6.10 Mapa residual de Anomalía de Bouguer para continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba	71
6.11 Mapa del coseno direccional de Anomalía de Bouguer	72
6.12 Espectros de energía promediados radialmente de Anomalía de Bouguer	73

6.13 Mapa de Deconvolución de Euler de Anomalía de Bouguer para SI (0)	75
6.14 Mapa de Anomalía Magnética	76
6.15 Mapa regional de Anomalía Magnética de 1° a 3° grado	77
6.16 Mapa residual de Anomalía Magnética de 1° a 3° grado	78
6.17 Gráficas de bondad de ajuste para Anomalía Magnética	79
6.18 Mapa regional de 2° de Anomalía Magnética	80
6.19 Mapa residual de 2° de Anomalía Magnética	81
6.20 Mapas regionales de Anomalía Magnética para continuaciones analíticas hacia arriba	82
6.21 Mapa regional de Anomalía Magnética para continuación analítica del campo 35000 m hacia arriba	83
6.22 Mapas residuales de Anomalía Magnética para continuación analítica hacia arriba	84
6.23 Mapa residual de Anomalía Magnética para continuación analítica del campo 35000 m hacia arriba	85
6.24 Mapa del coseno direccional de Anomalía Magnética	86
6.25 Mapa de reducción al polo de Anomalía Magnética	87
6.26 Mapa de reducción al ecuador de Anomalía Magnética	88
6.27 Espectros de energía promediados radialmente de Anomalía Magnética	89
6.28 Mapa de Deconvolución de Euler de Anomalía Magnética para SI (0)	91
6.29 Mapa de Deconvolución de Euler de Anomalía Magnética para SI (2)	92
6.30 Perfiles A-A', B-B' y C-C' sobre el mapa de Anomalía de Bouguer.	93
6.31 Perfiles A-A', B-B' y C-C' sobre el mapa de Anomalía Magnética.	94
6.32 Perfiles A-A', B-B' y C-C' sobre el mapa geológico de la zona de estudio	95
6.33 Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético A-A'. (1) Corrimiento Manrique, (2) Falla de Morón, (3) Falla de Boconó	99
6.34. Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético B-B'. (1) Corrimiento Manrique, (2) Falla de Morón, (3) Falla de Boconó	100
6.35 Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético C-C'. (1) Corrimiento Manrique, (2) Falla de Morón, (3) Falla de Boconó	101

## INTRODUCCIÓN

En la zona de estudio se observa la interacción existente entre las placas del Caribe y Suramericana al norte de Venezuela, es un cinturón de deformación activo con orientación este-oeste (Giunta *et al.*, 2002), debido al desplazamiento transcurrente dextral y a la colisión oblicua existente entre ambas placas (Talukdar y Loureiro, 1982).

La zona estudiada, ubicada en los estados Yaracuy y Carabobo, está influenciada por la colisión entre las placas mencionadas, en donde se observan cuerpos ígneo-metamórficos que afloran en el área con orientación predominante este-oeste. Debido a lo anterior es necesario tener un mejor entendimiento de los procesos tectónicos que fueron ocurriendo durante la conformación del occidente de Venezuela.

Por lo expuesto, se programó la adquisición de datos geofísicos, para octubre de 2008, con una posterior integración de estudios geológicos-geofísicos para obtener más información del subsuelo y tener un mayor conocimiento sobre las estructuras geológicas presentes.

## CAPÍTULO I

### PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

#### 1.1. CONTEXTO

La presente investigación se enmarca en el proyecto de “Geodinámica reciente del límite norte de la placa Suramericana” (GEODINOS), financiado por el Fondo Nacional de Ciencia y Tecnología (FONACIT) y ejecutado por personal de la UCV y FUNVISIS, durante los meses de octubre 2008 hasta abril 2009, mediante el cual se integrará información geofísica y geológica con el fin de estudiar las estructuras de la litosfera continental del norte de Venezuela, así como ayudar al mejor entendimiento de la zona de interacción entre la placa Caribe y el norte de Suramérica.

El margen norte continental suramericano manifiesta una gran complejidad tectónica debido a la coexistencia en la zona de deformación de desplazamientos en cizalla simple y un acortamiento horizontal a lo largo de la interacción entre las placas Caribe y Suramérica. En la actualidad, el desplazamiento hacia el este de la placa Caribe es a razón de 2 cm/año (Pindell y Dewey, 1982; Weber *et al.*, 2001).

Venezuela se encuentra en el límite entre las placas Suramericana y Caribe, por lo tanto representa una zona de deformación activa, debido a colisión oblicua entre esas placas (Audemard, 1993). El noroeste de Venezuela no es ajeno a la interacción entre las placas Suramericana y Caribe, lo cuál se corrobora por la presencia de cuerpos de rocas ígneas ultrabásicas. A través de estudios anteriores hechos a partir de tomografía sísmica se ha interpretado que la placa Caribe subduce por debajo de la placa Suramericana en el

occidente de Venezuela y extendiéndose hasta aproximadamente 200 km por debajo de los Andes de Venezuela (Van der Hilst y Mann, 1994).

El estudio se realiza en el estado Yaracuy al sur del graben de Yaracuy durante el mes de octubre de 2008, comprendido entre los meridianos  $69^{\circ}$  O y  $68^{\circ}$  O y los paralelos  $10^{\circ}$  N y  $10^{\circ}40'$  N. A continuación se muestran los mapas de ubicación del área de estudio (Fig. 1.1 y 1.2).

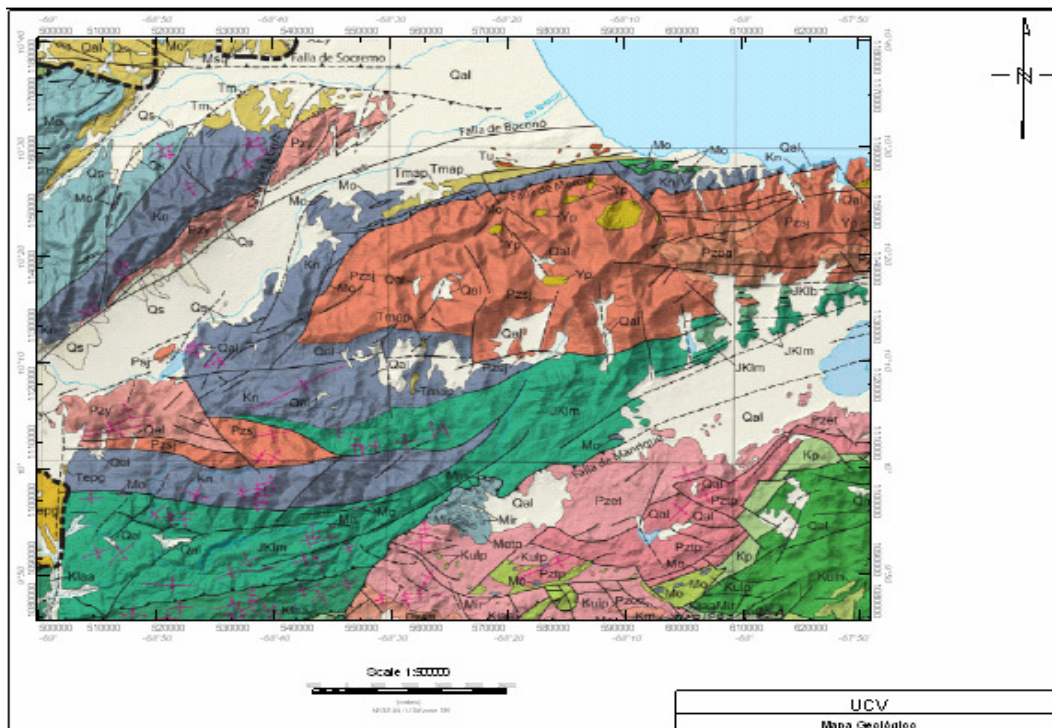


**Figura 1.1** Mapa de Venezuela (Tomado de [http://www.carval.org/venezuela\\_rel93.jpg](http://www.carval.org/venezuela_rel93.jpg)), (2008)



**Figura 1.2.** Mapa de Ubicación del área de estudio (estados Yaracuy y Carabobo) (Tomada el 15/05/08 de <http://maps.google.com/>)

Las rocas en el área de estudio pertenecen a las formaciones Urama, Maporita y a la Asociación Metamórfica Ávila (Augengneis de Peña de Mora, y Complejo San Juan). Al estudiar estas unidades se corroboró la presencia de sedimentos marinos de una cuenca pre-orogénica, situada en el flanco norte de la actual Cordillera de la Costa. (González, 1968) y la presencia de la falla de Boconó que delimita la zona de transcurrencia entre las placas Caribe y Suramericana. A continuación se presenta el mapa geológico del área de estudio (Fig. 1.3).



**Figura 1.3.** Mapa Geológico de ubicación del área de estudio (estados Yaracuy y Carabobo)  
(Tomada de Hackley et al) (2008)

En cuanto a trabajos previos se determinó la existencia de diversas investigaciones de la zona nor-occidental de Venezuela que abarcan el área de interés en este estudio; sin embargo, se han encontrado pocas investigaciones que integren datos geológicos-geofísicos en el análisis de las ofiolitas como principal objetivo. En consecuencia, actualmente no se tiene conocimiento detallado de dichos cuerpos ígneos oceánicos, sus contactos, extensiones y relaciones estructurales en el subsuelo, así como tampoco se tiene clara su correspondencia con la tectónica entre la placa Caribe y el norte de Suramérica. Por lo antes expuesto, los objetivos que rigieron el presente trabajo son:



## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 OBJETIVO GENERAL

- Caracterizar, mediante modelaje 2D del subsuelo, los cuerpos ofiolíticos al oeste de Puerto Cabello, que satisfagan las condiciones geológicas-estructurales presentes en la zona.

### 1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Depurar base de datos gravimétricos y magnéticos.
- Analizar desde el punto de vista geoestadístico los datos gravimétricos y magnéticos.
- Interpretar los mapas de anomalía de Bouguer (AB) y Anomalía Magnética (AM), y los respectivos efectos regionales y residuales.
- Estimar profundidades mediante análisis espectral y deconvolución de Euler.
- Aplicar técnicas para el realce de efectos residuales reflejo de los cuerpos ofiolíticos.
- Visualizar a través del modelaje 2D los cuerpos ofiolíticos presentes en el área de estudio.

## 1.3 JUSTIFICACIÓN

El aporte de este trabajo viene a ser geológico-tectónico, ya que aspira caracterizar de manera más precisa la profundidad y extensión de los cuerpos ultramáficos presentes en el área de estudio, y abre la posibilidad de nuevas investigaciones bajo revisión geológica para ayudar a explicar el mecanismo de emplazamiento de dichos cuerpos en la zona de interacción Caribe-Suramérica. También permite aportar datos que puedan ser utilizados como pauta en estudios de riesgo sísmico, visto que en el área se encuentra la falla de Boconó.



Se han generado distintos modelos geotectónicos relacionados con la placa Caribe, los cuales se encuentran condicionados a las corrientes de pensamiento relacionadas al significado de la corteza caribeña de tipo oceánico (Stephan *et al.*, 1990). Los fundamentos principales de los modelos de la tectónica del Caribe son los siguientes:

**Modelos del Caribe Autóctonos:** Éstos son una variedad de intentos de reconciliar algunos datos de paleomagnetismo que sugieren que la placa del Caribe se ha desplazado muy poco de su lugar de origen. Como los arcos volcánicos se desarrollaron, según estos modelos, cerca de las plataformas que rodean al Caribe, tienen como problema principal la falta de evidencias de material volcánico mezclado con las secuencias de dichas plataformas. Tampoco se ha localizado material volcánico en los márgenes continentales. Otra cuestión importante es la falta de disponibilidad de corteza suficiente para que se consuma en las zonas de subducción y generen el magmatismo de los arcos. También presentan problemas geométricos que se pueden evaluar al analizar los distintos modelos en detalle. Sin embargo, los científicos que proponen esta alternativa tratan de buscar solución a estos problemas, algunos de los cuales también están presentes en los modelos alóctonos. (Iturralde-Vinent, 2004).

**Modelos del Caribe Alóctonos:** Son los más aceptados actualmente y se basan en que el Caribe se formó en dos etapas. Durante la primera etapa tiene lugar la apertura y formación del espacio caribeño a partir de la separación de Laurasia (Norteamérica) y Gondwana (Sudamérica). Primero se forma una corteza "in situ" que se considera "protocaribeña". Durante la segunda etapa la corteza protocaribeña es desplazada, tanto consumida en zonas de subducción, como acresionada y dando lugar a los cinturones plegados que rodean el Caribe. Entonces en el espacio caribeño se emplaza una corteza externa (alóctona), proveniente del Pacífico. Los modelos presentan polémica entre si debido a tres problemas:

1. La falta de conocimientos que aún tenemos sobre la geología del Caribe y sus márgenes.
2. Las limitaciones teóricas de la Tectónica de Placas.
3. La falta de una comunicación eficiente entre los especialistas. (Iturralde-Vinent, 2004).

## 2.2 Modelos geodinámicos del origen de la Placa Caribe.

La apertura del Proto-Caribe se inició como consecuencia de un proceso divergente del Atlántico Central durante el Jurásico Tardío. A partir del Cretácico Temprano, la apertura del Atlántico Sur y el consecuente desplazamiento hacia el Noroeste de Suramérica con respecto a Norteamérica indujo una tectónica convergente en la región del Caribe (Giunta *et al.*, 2003). (Figura 2.2 (a)).

Según Meschede y Frisch (1998), en el Cretácico Medio se inicia la generación de arcos de islas en el Norte y Sur de la región de las Antillas Mayores, La misma es seguida por una subducción durante el Aptiense y Albiense en los límites norte y sur del Caribe (figura 2.2 (b)), generando así una nueva placa.

Según Pindell y Kennan (2002) en el Cretácico Tardío (Santoniense-Campaniense) ocurre una mayor compresión entre la placa Caribe y la Suramericana, debido a que la placa Proto Caribe reduce su velocidad de expansión (figura 2.2 (c)). Se inicia así un sobrecorrimiento durante el Maastrichtiense (figura 2.2 (d)) en el margen oeste-noroeste de la placa Suramericana, generándose debido a su oblicuidad un movimiento transpresional de la placa Caribe hacia el sur-este, lo que hizo que colisionara con la placa Suramericana compactando el material cortical, originando un cinturón de deformación en el norte de la placa Suramericana. (Jordán, 1975).

Para el Eoceno Medio-Oligoceno (figura 2.2 (e) y 2.2 (f)), debido al desplazamiento hacia el este de la placa Caribe se genera la Fosa Caimán, produciendo un desplazamiento diacrónico de las napas de Venezuela. Al noroeste de Venezuela la placa Caribe subduce de forma plana al bloque de Maracaibo, debido a la convergencia de las placas y la acreción del terreno (Meschede y Frisch, 1998). Finalmente, durante el Neógeno y como consecuencia de la convergencia entre Norte y Suramérica, se forma el prisma de Acreción de Curazao (Giunta *et al.*, 2003). Esto trae como consecuencia el sobrecorrimiento de todo el cinturón de deformación de Venezuela sobre la meseta oceánica de las cuencas de Colombia y Venezuela (Giunta *et al.*, 2003) (figura 2.2 (g)).

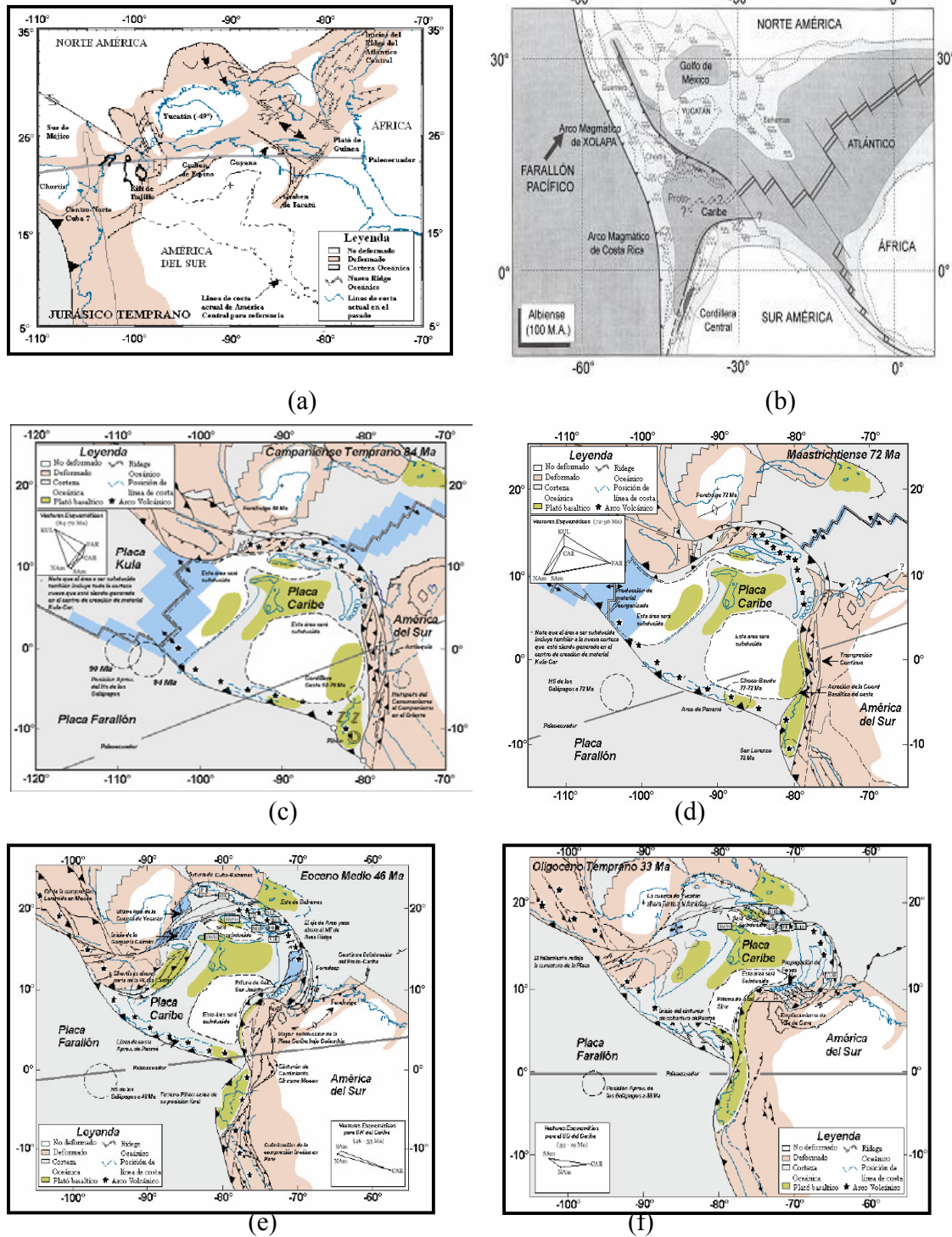
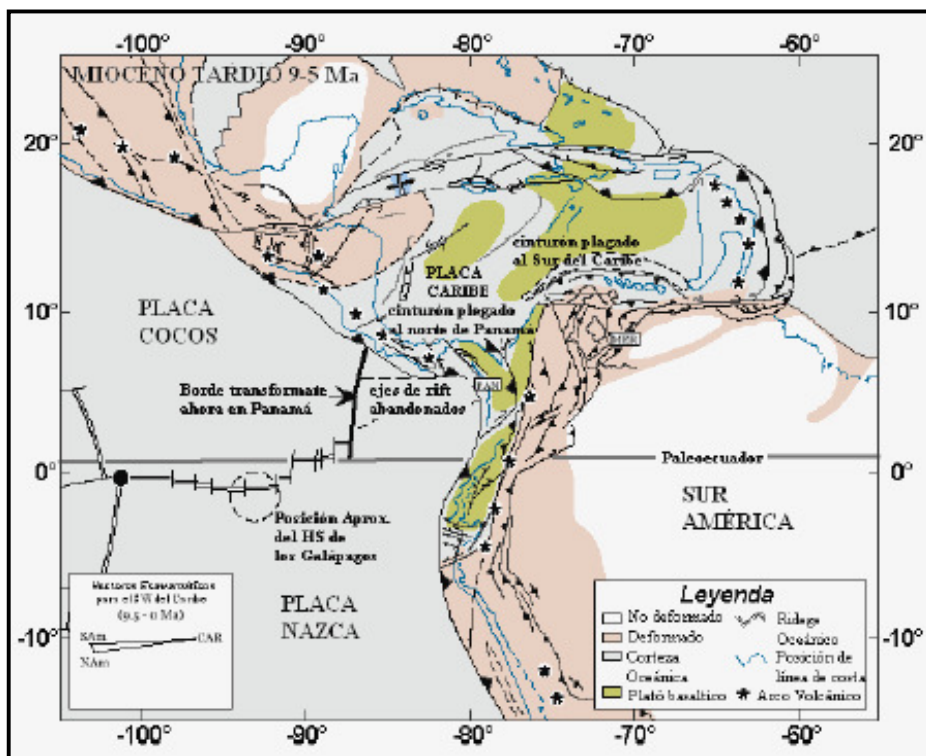


Figura 2.2 Mapa Paleográfico del Caribe ((a) Jurásico Temprano; (b) Cretácico (Albiense) (según teoría “*in situ*” de Meschede y Frisch (1998)) ; (c) Cretácico (Campaniense); (d) Cretácico (Maastrichtiense); (e) Paleógeno medio (Eoceno); (f) Paleógeno tardío (Oligoceno); (g) Neógeno (Mioceno temprano-medio) según la teoría de origen en el Pacífico de Pindell y Kennan (2001).



(g)

Figura 2.2 Mapa Paleográfico del Caribe ((a) Jurásico Temprano; (b) Cretácico (Albiense) (según teoría “*in situ*” de Meschede y Frisch (1998)) ; (c) Cretácico (Campaniense); (d) Cretácico (Maastrichtiense); (e) Paleógeno medio (Eoceno); (f) Paleógeno tardío (Oligoceno); (g) Neógeno (Mioceno temprano-medio)) según la teoría de origen en el Pacífico de Pindell y Kennan (2001).

### 2.3 Estudios geofísicos del Caribe y margen norte de la placa suramericana.

Mediante la exploración con sismica de refracción, Edgar (1971) estimó el espesor de la corteza del Caribe descubriendo que, es mucho más espesa que la corteza oceánica normal. La misma alcanzó profundidades de Moho mayores a 10 km, llegando hasta 20 km de profundidad. A partir de estudios de reflexión sísmica en el Caribe se logró identificar dos horizontes (Ewing, 1971); Uno de los reflectores se identificó como fanita (chert estratificado) del Eoceno Medio y el segundo de los horizontes como el tope de una secuencia basáltica de edad Cretácico medio (Donnelly, 1994) (figura 2.3).

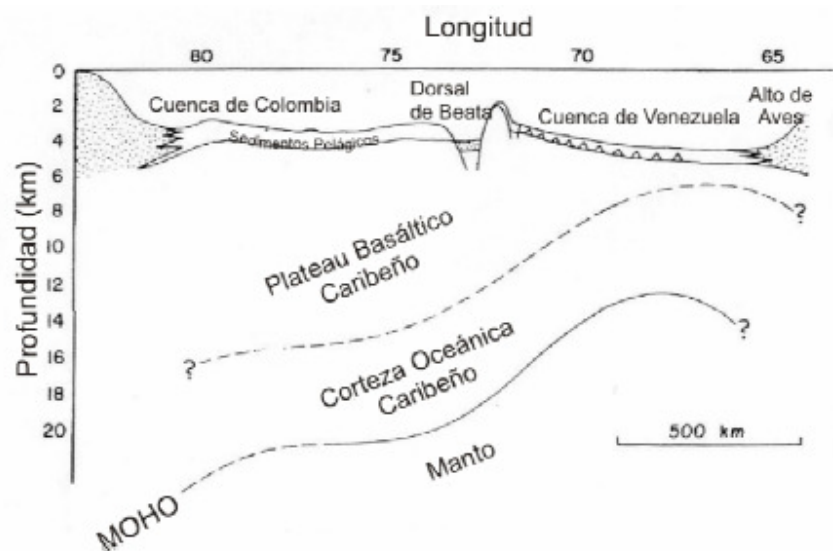


Figura 2.3. Modelo esquemático del subsuelo del Caribe. (Donelli, 1994)

Quinteros (2007), en su estudio mediante análisis de funciones receptoras del espesor de la corteza y caracterización de sus posibles discontinuidades en la región noroccidental de Venezuela, obtuvo valores promedios de profundidades estimadas en cada una de las estaciones sismológicas, y construyó un mapa (figura 2.4) que representa la topografía de Moho.

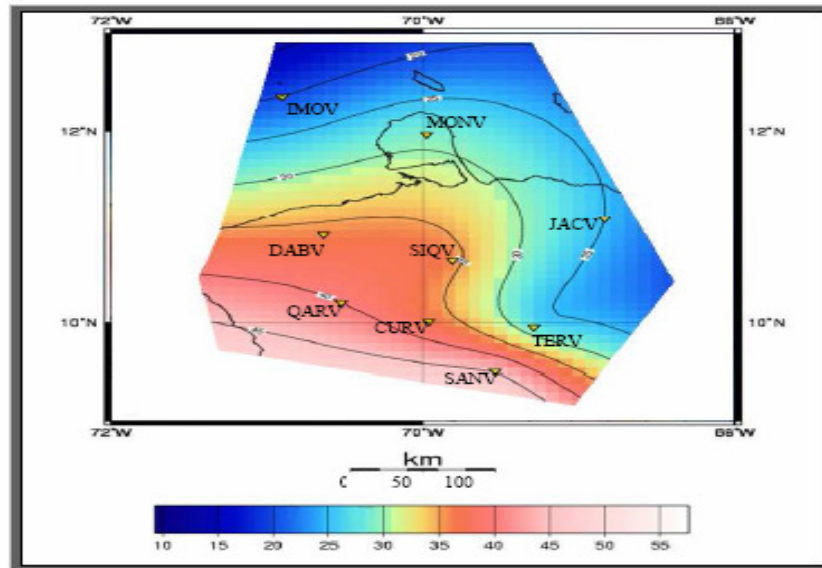


Figura 2.4. Profundidad de Mohorovic. La escala de colores indica los valores de profundidad (Quinteros, 2007).

Quinteros (2007) obtuvo en la estación TERV (Terepaima) (figura 2.5) valores de profundidad de 25 km a 30 km para los grupos de apilamiento, lo cual fue confirmado por los cálculos de  $V_p/V_s$  y de la profundidad, en donde obtuvo relaciones  $V_p/V_s = 1.74$  y una profundidad de 27 km, confirmando así los valores de profundidad obtenidos con el apilamiento. La relación de Poisson obtenida fue de 0.25. Corresponden a rocas de composición félsica (Zandt y Ammon, 1995).

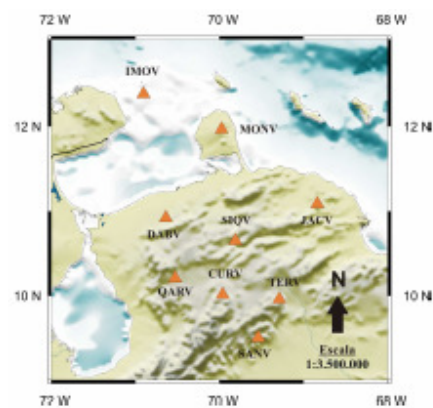


Figura 2.5. Ubicación de estaciones sismológicas (Quinteros, 2007).



## 2.4 Geología Regional



Menéndez (1966) dividió la Cordillera de la Costa en cuatro cinturones tectónicos los cuales presentan características estructurales particulares. Fallas de carácter regional orientadas aproximadamente este-oeste separan estos cinturones (Ostos, 1985). Urbani y Rodríguez (2004) subdividen la región en un gran número de unidades descritas según diversas napas, las mismas se dividen en dos grandes bloques las Napas de la Serranía del Litoral y las Napas de la Serranía del interior.



1. La Napa de la Serranía del Litoral, esta formada por la Napa Costera, Napa Avila y Napa Caracas; La Napa Costera esta limitada al norte por el Mar Caribe y hacia el sur por la zona de fallas de La Victoria. Este cinturón está compuesto por rocas de edad Jurásico-Cretácico, que consisten de gneises graníticos del Complejo de Sebastopol, el cual se interpreto como el antiguo basamento. Por arriba del mismo se encuentran las rocas metasedimentarias de La Napa Caracas (Esquistos de Las Brisas, Mármol de Antímamo, Augengneis de Peña de Mora, Esquistos de Las Mercedes y Esquistos de Tacagua), dentro de la cual existen diversos cuerpos de rocas máficas y ultramáficas. (tomado de Ostos, 1985).
2. La Napa de la Serranía del Interior, se compone de las napas Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro y Villa de Cura. La Napa Caucagua-El Tinaco, limita al sur con la falla normal de Santa Rosa. Este cinturón consiste de un basamento paleozoico de composición granítica, el cual infrayace a una secuencia volcánica sedimentaria. La parte superior del Grupo Caracas (Esquistos de Las Mercedes) está localmente corrida sobre este cinturón. Menéndez (1966) reconoce en este cinturón una asociación litológica formada por gneises horbléndicos y algunas rocas trodhjemíticas, las cuales son descritas como el basamento de este cinturón y son denominadas Complejo El Tinaco (tomado de Ostos, 1985).
  - Cinturones de las Napas de Loma de Hierro (rocas máficas y ultramáficas en la cordillera de la Costa).


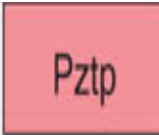
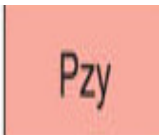
Bellizia (1967) sugirió que las rocas máficas y ultramáficas de este sistema ocurren en dos no bien definidas napas. El cinturón norte coincide con la napa costera. El cinturón sur, en

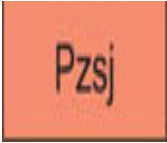

el cual la Peridotita de Tinaquillo está incluida, ocurre dentro de la Napa Cauca-gua-El Tinaco. Esto complejos ultramáficos ocurren como lentes concordantes con la estructura de la roca caja (roca que se aloja en el magma) (Ostos, 1985). Las formaciones que se encuentran en la zona de estudio se aprecian a continuación en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1. Síntesis de las Unidades que conforman el área de estudio

Grupo/ Formación (edad)		Ref. Original	Litología	Extensión	Contacto y espesores
	Formación Maporita (Mioceno-Pleistoceno)	Bellizzia y González S., (1968: p. 564)	Conglomerados, areniscas, limolitas, lutitas, arcillas y margas. La estratificación cruzada, la lenticularidad y el acuñamiento son característicos de la unidad. <i>CIEN (1997)</i>	Se extiende desde los alrededores de la población de Morón, estado Carabobo, hasta las cercanías del río Taria en el estado Yaracuy. <i>CIEN (1997)</i>	Contacto inferior discordante sobre las rocas metamórficas expuestas de la Formación Nirgua y se encuentra cubierta por sedimentos del Pleistoceno y Holoceno. Se estima un espesor de 300 m. <i>CIEN (1997)</i>
	Formación Urama (Eoceno Tardío)	Liddle (1928: p. 234-235).	Lutitas de colores gris oscuro a negro, piritas, con fractura en lápices; calizas macizas, con tonalidades de gris; capas de arenisca cuarzosa con pirita, intercaladas con lutitas, y conglomerado de cuarzo. Representa sedimentos marinos de una cuenca pre-orogénica. <i>CIEN (1997)</i>	Carretera Morón-San Felipe y quebrada Canoabita, Estado Carabobo. <i>CIEN (1997)</i>	En contacto de falla con el Grupo Caracas infrayacente e infrayace en contacto discordante a la Formación Maporita. Espesor de 500 m. <i>CIEN (1997)</i>

Grupo/ Formación (edad)		Ref. Original	Litología	Extensión	Contacto y espesores
	Complejo Nirgua (super asociación La Costa) (Mesozoico-Cretácico)	A. Bellizzia y D. Rodríguez, 1967, p. 262.	compuesta litológicamente de acuerdo a los autores originales como esquistos cuarzo - micáceo, micáceo - grafitoso, mármol masivo, anfibolita eclogítica, anfibolita epidótica y granatífera, cuarcita, esquistos y gneis cuarzo - micáceo - feldespático. <u>CIEN (1997)</u>	Aflora como una extensa franja desde la zona de <u>Chivacoa</u> en el estado Yaracuy, continuando hacia la zona de Morón - Puerto Cabello, estado Carabobo, y se prolonga como una estrecha franja casi paralela a la costa, por el estado Aragua; y culmina cerca del poblado de La Sabana en el Distrito Federal. <u>CIEN (1997)</u>	Contacto de falla de corrimiento con el Augengneis de Peña de Mora al sur de Chichiriviche, Distrito Federal, Ostos (1990). Debido a su alto grado de deformación el espesor medido es aparente por lo tanto no ha sido determinado. <u>CIEN (1997)</u>
	Esquistos Las Mercedes (asociación meta-sedimentaria Caracas)(Jurásico-Cretácico)	S. E. Aguerrevere y G. Zuloaga, 1937-a, p. 15.	Esquistos principalmente calcáreos, con zonas grafitosas y localmente zonas micáceas, de un tinte rosado ..., gris, con zonas blancas cuando frescas. Según Wehrmann (1972) y la revisión de González de Juana <i>et al.</i> (1980, p. 317) predominan esquistos cuarzo - muscovítico - calcítico - grafitoso con intercalaciones de mármol grafitoso en forma de lentes <u>CIEN (1997)</u>	En toda la extensión y en los flancos del macizo central de la Cordillera de la Costa, desde Carenero, estado Miranda, hasta el estado Cojedes. <u>CIEN (1997)</u>	Contacto concordante con la Formación las Brisas. Ostos (1990, p. 55) señala que entra en contacto mediante una falla normal de bajo ángulo con el Augengneis de Peña de Mora. En el estado Cojedes el mismo autor, indica que entra en contacto mediante un corrimiento de falla Manrique con la Peridotita de Tinaquillo <u>CIEN (1997)</u>

Grupo/ Formación (edad)		Ref. Original	Litología	Extensión	Contacto y espesores
	Complejo El Tinaco (Paleozoico)	O. Renz y K. C. Short, 1960, p. 278.	Alternancia de capas máficas y félsicas de 5 a 30 centímetros de espesor promedio. Las capas félsicas (rocas cuarzo-plagioclásicas) suelen ser más delgadas que las máficas. (gneis hornabléndico-cuarzo-oligoclásico y anfíbolitas). <u>CIEN (1997)</u>	Se reconoce desde Caucagua, Estado Miranda, hasta El Tinaco, Estado Cojedes. <u>CIEN (1997)</u>	Se desconoce la base del complejo; su tope está cubierto discordantemente hacia el norte por la Formación Las Placitas; hacia el sur está sobrecorrido por unidades no metamorizadas del Cretácico (formaciones Cojedes, Pilancones y Querecual). Estas rocas de basamento son posibles equivalentes de los gneises de Peña de Mora y (Menéndez, 1966). <u>CIEN (1997)</u>
	Filita de Tucutunemo (Paleozoico Tardío)	R. Shagam, 1960, p. 582.	Principalmente filitas carbonáceas arenosas que varían a meta areniscas y limolitas cuarzo feldespáticas, encontrándose también cantidades menores de areniscas de grano grueso (asperones) y conglomerados cuarzo-calcáreos. <u>CIEN (1997)</u>	Se extiende de este a oeste, desde la región de Los Teques-Cúa en el estado Miranda, hasta la región de Tinaquillo en el estado Cojedes, atravesando parte de los estados Aragua y Guárico. <u>CIEN (1997)</u>	Según Beck (1985, 1986) se encuentra en contacto de falla (de ángulo alto y de corrimiento) tanto suprayacente como infrayacente. Contacto superior con la Formación Paracotos. Debido al repliegamiento y naturaleza de los contactos, se desconoce el espesor. <u>CIEN (1997)</u>
	Geiss de Yaritagua (super Asociación Ávila) (Paleozoico)	J. R. Bushman, 1959, p. 75	Se conforma por gneis, gneis porfiroblástico, augengneis, cuarcita esquistosa y esquisto no calcáreo. Bellizzia y Rodríguez (1968) incluyen esquisto cuarzo - micáceo, anfíbolita granatífera y escasos afloramientos de esquisto glaucofánico y mármol. <u>CIEN (1997)</u>	Aflora en las montañas del sur de Yaritagua, e igualmente en la Serranía de María Lionza al sureste de Chivacoa, estado Yaracuy. <u>CIEN (1997)</u>	Según Bellizzia y Rodríguez (1976) todos los contactos de este Complejo con las unidades adyacentes (sus formaciones Las Brisas y Nirgua), son de fallas de ángulo alto. Señalan un espesor (aparente) mínimo de 1.500 m. <u>CIEN (1997)</u>

Grupo/ Formación (edad)	Ref. Original	Litología	Extensión	Contacto y espesores
 <p>Complejo San Julián (super asociación Ávila) (Paleozoico)</p>	<p>F. Urbani y M. Ostos, 1989, p. 210</p>	<p>Conformado por esquistos y gneis cuarzo - plagioclásico – micáceo (Urbani y Ostos, 1989). Las litologías minoritarias (menos del 5%) son mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas mayoritariamente máficas (como anfibolita, gabro, diorita, tonalita y granodiorita). <u>CIEN (1997)</u></p>	<p>Se extiende desde el noroeste de Caracas, hacia el oeste, hasta la zona de El Cambur en el estado Carabobo, y hacia el este hasta Cabo Codera en el estado Miranda. <u>CIEN (1997)</u></p>	<p>Contacto adyacente con el Augengneis de Peña de Mora, cuando es visible se muestra abrupto y en concordancia estructural. Los contactos con las rocas del Complejo La Costa al norte (fase Nirgua) son de fallas de corrimiento y de ángulo alto (Urbani y Ostos, 1989). Espesor no estimado al momento actual. <u>CIEN (1997)</u></p>
 <p>Augengneis Peña de Mora (super asociación Ávila) (Precámbrico: Proterozoico medio)</p>	<p>S. E. Aguerrevere y G. Zuloaga, 1937, p. 8.</p>	<p>Se conforma por estructura augen, capas de cuarcita y diques de aplita, igualmente incluye en su unidad a lentes de mármoles en la parte superior del augengneis. Wehrmann (1972) a su vez amplió la acepción de la Formación Peña de Mora definiéndola como un complejo ígneo - metamórfico equivalente lateral, por lo menos en parte, de la Formación Las Brisas. <u>CIEN (1997)</u></p>	<p>Desde la localidad tipo el noroeste de Caracas, se ha extendido hacia el oeste hasta la zona de El Cambur en el estado Carabobo, y hacia el este hasta cerca de Chirimena en el estado Miranda. <u>CIEN (1997)</u></p>	<p>Contacto adyacente con el Augengneis de Peña de Mora. Contactos con el Complejo La Costa al norte (Fase Nirgua) son de fallas de corrimiento y de ángulo alto (Urbani y Ostos, 1989). <u>CIEN (1997)</u></p>

### **Peridotita de Tinaquillo**

Esta unidad consiste principalmente de dos litologías, las rocas ultramáficas (peridotita no serpentizada y serpentizada, las cuales constituyen el 95% de la zona de afloramientos) y los gabros, en los cuales las evidencias texturales son indicativas de una historia polimetamórfica, siendo considerados por Mackenzie (1960) como la aureola de contacto (tomado de Ostos, 1985). La serpentinita consiste en su casi totalidad en antigorita y aflora principalmente en una faja ancha en la zona septentrional a lo largo del corrimiento de Manrique.

- Entre los numerosos estudios realizados sobre esta unidad, hay dos temas que han provocado especial interés:

(1) Uno se refiere al origen de los cuerpos de gabro que ocurren dentro de la Peridotita, interpretándose alternativamente como de origen metamórfico o magmático; hoy día esta polémica está superada y se acepta un origen magmático. Con los trabajos más recientes y coincidentes de Ostos (1985) y Mattson (1985) se reconoce que este tipo de rocas forman parte integrante del complejo ultramáfico y no son enclaves de la roca caja como se habían interpretado previamente. Como evidencia de esta última interpretación, Ostos (1985) encuentra que la afinidad tectónica aportada por las muestras de rocas máficas de la llamada "aureola de contacto" de Mackenzie (1960) es diferente al aportado por las máficas dentro de la Peridotita (tomado de Léxico Estratigráfico PDVSA, 2007).

(2) Otro tema se refiere a la presunta y ya mencionada "aureola de contacto" que señala Mackenzie (1960) y autores posteriores, así como el mecanismo de emplazamiento del cuerpo, sobre lo cual esto igualmente coinciden Mattson (1985) y Ostos (1985) quienes presentan evidencias de tipo estructural que demuestran que tal aureola de contacto no existe. Ostos (op. Cit) señala que las rocas ultramáficas de la unidad son tectónicas metamórficas y reflejan en su textura el segundo evento metamórfico que afectó estas

rocas, por consiguiente representan un punto decisivo contra la interpretación previa de una intrusión como una masa caliente de cristales (tomado de Léxico Estratigráfico PDVSA, 2007).

La Peridotita de Tinaquillo es una masa ultramáfica de forma tabular de unos 3 km de espesor (Mackenzie, 1966) y está constituida por un sólo cuerpo con dimensiones de 13 por 7 km, expuesta al noroeste de Tinaquillo, sector nor-central del estado Cojedes (tomado de Léxico Estratigráfico PDVSA, 2007). Entra en contacto tectónico concordante con el Gneis de La Aguadita del Complejo de El Tinaco hacia el sur, desarrollando una zona de rocas cataclásticas y de intensa deformación; mientras que hacia el norte y noroeste, cabalga sobre las rocas de los Esquistos de Las Mercedes a través del Corrimiento de Manrique (Mattson, 1985; Ostos, 1985) (tomado de Léxico Estratigráfico PDVSA, 2007). Ahora se muestran los modelos del emplazamiento de la Peridotita de Tinaquillo (figuras 2.6 y 2.7).

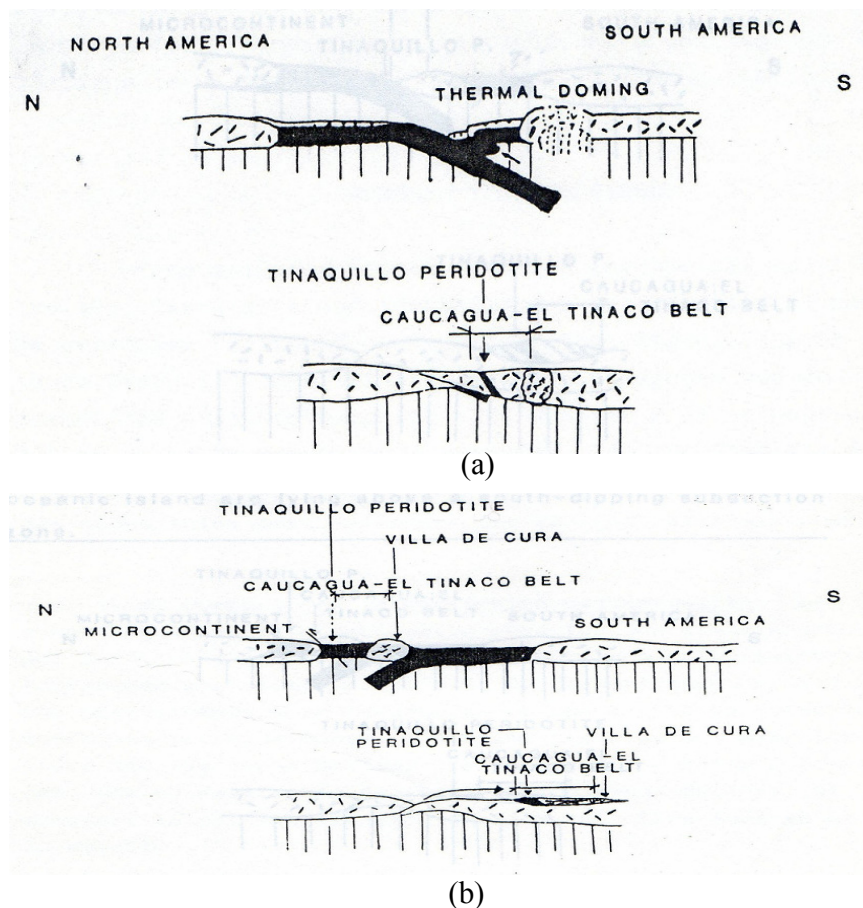
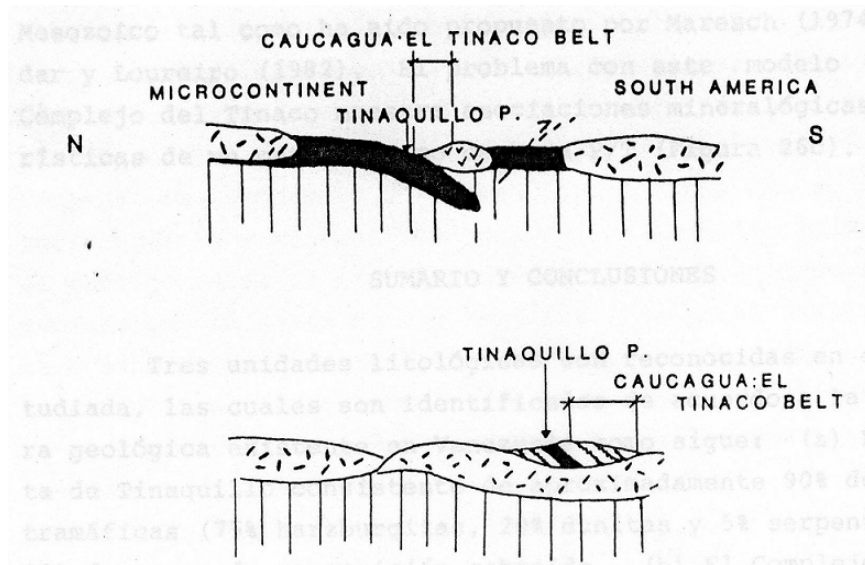
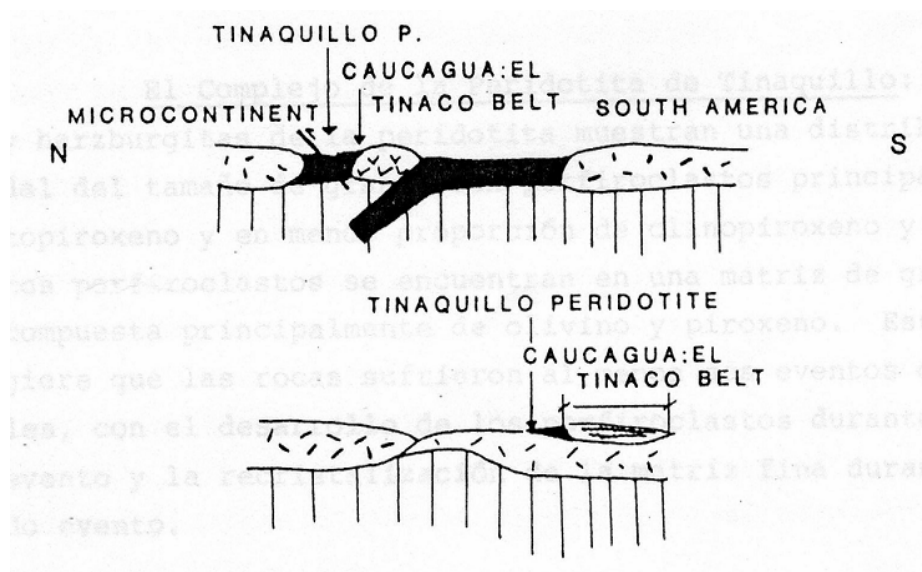


Figura 2.6 Modelos tectónicos de placas: (a) relación entre el empuje de placas y el cinturón de plegamiento.

(b) modelo de Talukdar et al. (1981).



(a)



(b)

Figura 2.7 Modelos tectónicos de placas: (a) modelo en que la Peridotita de Tinaquillo forma parte de un arco de isla oceánica situada al sur por encima de una inmersión de subducción. (b) modelo de preferencial según Ostos (1985).



## 2.5 Geología Estructural

La estructura de la Cordillera de la Costa presenta una gran complejidad y a su vez hay poca información geofísica, paleontológica (Ostos, 1985). Entre las estructuras presentes en el área de estudio, las más representativas se mencionan a continuación.

### - Graben de Yaracuy

La Cuenca del río Yaracuy, tectónicamente remodelada por este río, tiene una edad Terciario Temprano-Cuaternario y se ha desarrollado entre las Fallas de Boconó y Morón. La fosa se encuentra enmarcada entre la Serranía de Aroa al norte y la Serranía de Santa María al sur. Esta fosa pudo haber funcionado como graben durante el Mioceno-Plioceno y posteriormente reactivarse como cuenca de tracción durante el Plioceno-Cuaternario (Schubert, 1980). El graben tiene una longitud de 42 km aproximadamente. El desplazamiento lateral dextral durante la generación de la cuenca podría estar comprendido entre los 6 y 16 km.

La parte norte de la cuenca se encuentra limitada por fallas verticales o de alto buzamiento en dirección del valle, cuyas trazas se encuentran cubiertas por sedimentos aluvionales y piemontinos. En un estudio gravimétrico realizado por Navarro (1971) se determinan espesores de sedimentos no mayores a 600 m, y una asimetría del valle, con la parte más profunda hacia el este. (Bellizzia y Rodríguez, 1976)

### - Fallamiento.

Debido a la compleja interacción entre la Placa del Caribe, que se desplaza al este con respecto a la Placa Sur Americana que se mueve hacia el oeste, a una tasa estimada de 20 a 30 mm/año., se ha generado así en el borde entre las Placas Caribe y Suramericana un conjunto de fallas a lo largo de las cuales se libera la mayor energía de deformación originando los movimientos sísmicos del área (Pérez y Mendoza, 1998).

✓ Falla de Morón

Constituye el extremo más occidental del sistema de fallas E-W que discurre por el norte de Venezuela. Schubert y Krause (1981) y Schubert (1983) consideran que este segmento de la falla es activo y empalma directamente con la zona de fallas que constituye el límite de placa. La falla de Morón viene marcada por un resalte topográfico bastante espectacular desde Puerto Cabello hacia el oeste y se mete al interior del continente a la altura de Morón. Según Casas (1991) presenta un carácter inverso que se confirma en los afloramientos situados entre Morón y Urama, donde la Formación Maporita aparece basculada al sur.

✓ Falla de Boconó

Es una falla tectónica que se extiende a lo largo de 600 km, Cubriendo una extensión de 100 km de los Andes Venezolanos. Esta conformada por una serie de fallas subparalelas rumbodeslizantes dextrales de orientación Noreste (Pérez y Mendoza, 1998). Esta ramificación se prolonga al este de Morón y a lo largo de la costa del Mar Caribe con las fallas de Morón y El Pilar, mostradas en la figura 2.8. Hacia el suroeste termina en una serie de corrimientos y fallamientos inversos en la depresión del Táchira en el extremo norte de la Cordillera Oriental de Colombia. (Molnar y Sykes, 1969).

Tomando en cuenta que el extremo sur del Mar Caribe conforma la frontera entre las placas del Caribe y la Sudamericana (Molnar y Sykes, 1969), el sistema de fallas Boconó-Morón-El Pilar y otras sumergidas y expuestas, son la zona de choque en el norte de Venezuela desde hace aproximadamente 5 millones de años (Dewey, 1972).

Este sistema de fallas corta y desplaza las montañas del extremo occidental del Mar Caribe, y los científicos sugieren que su desplazamiento rumbo-deslizante comenzó en tiempos geológicos recientes, posiblemente a partir del Terciario tardío.



El propone que el emplazamiento fue del noroeste al sureste cubriendo una extensión regional; Una particularidad de este contacto es que el cuerpo ultramáfico se encuentra fuertemente serpentinizado a lo largo de la falla (Ostos, 1985).

Mackenzie (1966) interpretó que todas las estructuras presentes en este cinturón se formaron durante el mismo evento orogénico. Además sugiere que el metamorfismo regional que afectó a la Peridotita de Tinaquillo, ocurriendo esto durante un evento orogénico en el Cretácico tardío y que las estructuras mas jóvenes son consecuencia del mismo esfuerzo (Ostos, 1985).

## 2.6 Rocas ultramáficas.

En la Cordillera de la Costa se encuentran cuerpos de rocas ultramáficas dispersos de diferentes tamaños. Bellizzia (1967: p. 160) divide la ocurrencia de estos tipos de rocas a grandes rasgos en dos franjas: una septentrional, que se extiende desde la isla de Margarita hacia el oeste llegando a Puerto Cabello y otra meridional que se desarrolla desde la península de Araya-Paria con dirección oeste hacia Tinaquillo (Figura. 2.9).

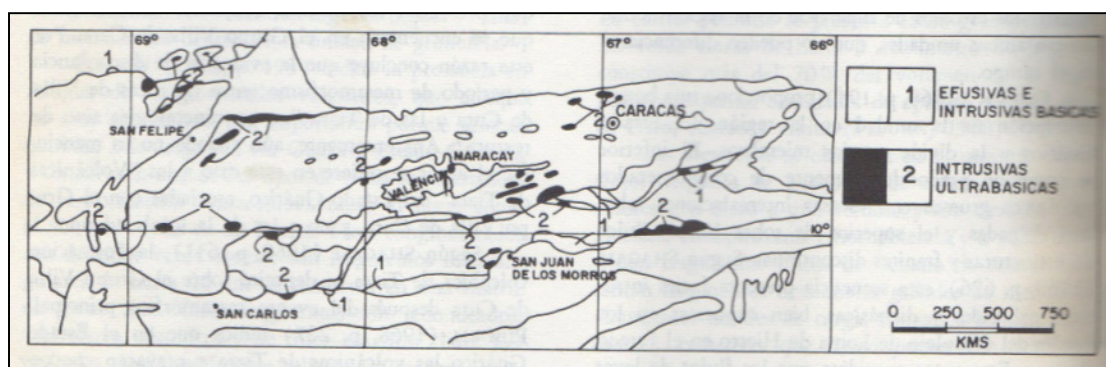


Figura 2.9. Mapa simplificado de afloramientos de rocas máficas y ultramáficas aflorantes de la parte central de la Cordillera del Caribe, (tomado de González de Juana et al., modificado de Bellizzia (1967))

Estos cuerpos de rocas se encuentran representados por serpentinita, peridotita, dunita y piroxenita, muchas veces asociadas a diversos tipos de rocas básicas tales como gabro, anfibolita y volcánicas básicas, todas ellas metamorfizadas.

Los cuerpos de rocas ultramáficas y las rocas que los rodean se describen como de naturaleza intrusiva. Sin embargo, la mayoría de los cuerpos se encuentran en forma de cuerpos concordantes con las rocas circundantes y en muchos casos presentan el mismo patrón de deformación que ellas; otras veces ocurren en zonas de fallas y como olistolitos (masa de sedimentos consolidados que se desplazan por gravedad en una cuenca sedimentaria) dentro del “flysch”. En ninguno de los anteriores se observaron contactos intrusivos, por lo cual los cuerpos ultramáficos corresponden a cuerpos alóctonos, por lo tanto los mismos se relacionan con asociaciones de ofiolita (Penrose, 1972).

Las ofiolitas son trozos de antigua corteza oceánica que han sido empujados hacia la corteza continental. La corteza oceánica es delgada (6-7 km). La parte inferior de una secuencia ofiolítica está compuesta de rocas ígneas plutónicas de grano grueso (peridotitas) que una vez estuvieron situadas en el manto, bajo el Moho. Por debajo de los cuerpos ofiolíticos se encuentran rocas plutónicas de composición gabroide (Francis, 2000).

## **CAPÍTULO III**

### **MARCO TEÓRICO**

#### **3.1 Métodos Gravimétricos**

##### **3.1.1 Introducción**

El método gravimétrico tiene como finalidad descubrir y medir las variaciones laterales de la atracción gravitatoria del suelo, las cuales se encuentran relacionados a cambios de densidades próximos a la superficie (Dobrin, 1980). Es por esa razón que este método permite estudiar estructuras geológicas en el subsuelo y su composición, además de la estructura interna de la corteza terrestre, debido a la diferencia de densidades.

##### **3.1.2 Campo Gravitacional Terrestre**

Como la Tierra no es perfectamente homogénea y esférica, la atracción gravitacional terrestre no es la misma en toda la superficie terrestre, por lo que los valores de gravedad observados dependen de la latitud, de la altura, de la topografía, de los efectos de mareas y de la distribución de masas en el subsuelo. El campo gravitacional de la Tierra está referido a un elipsoide de rotación, el cual es un modelo de referencia estandarizado de la Tierra y no es más que el valor de gravedad que habría de esperarse en algún punto de ella (Dobrin y Savit, 1988). La misma se puede calcular por medio de variadas fórmulas, en nuestro caso se trabajó con la fórmula de 1980 tomada de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica.

### FÓRMULA DE GRAVEDAD 1980

$$g_0 = 978032,7[1 + 0,0053024\text{sen}^2(b) - 0,0000058\text{sen}^2(2b)] \text{ [mgal]} \quad (3.1)$$

Donde  $b$  es latitud geográfica.

#### 3.1.3 Medidas de Gravedad

La gravedad se mide de dos formas, relativa o absoluta. Las medidas absolutas son aquellas que se realizan estudiando la caída libre de los cuerpos y las medidas relativas se pueden obtener a partir gravímetros. Como las medidas absolutas son complicadas de medir, se acostumbra en la prospección geofísica determinar la gravedad relativa, que da la diferencia de gravedad ( $\Delta g$ ) entre el punto de observación y la estación tomada como base. (Parasnis, 1970)

#### 3.1.4 Correcciones de los Datos Gravimétricos

Las lecturas gravimétricas se encuentran generalmente afectadas por la influencia de los factores como latitud, altitud, topografía, mareas terrestres, deriva instrumental, entonces se deben realizar correcciones para así llevar a los datos de gravedad a una superficie equipotencial de referencia como el geoide (Telford et al., 1981).

##### **Corrección por Latitud:**

La rotación de la Tierra y el achatamiento de los polos producen un cambio en la gravedad con la latitud. En el ecuador la aceleración centrífuga es máxima y disminuye a medida que nos acercamos a los polos, por tanto la gravedad es mínima en el ecuador y aumenta hacia los polos, todo esto debido a que la aceleración es inversamente proporcional a la gravedad. (Parasnis, 1971). Por ello se debe corregir la gravedad por latitud, por lo tanto los datos de gravedad adquiridos se referencian a partir de coordenadas geográficas.

### **Corrección por Mareas:**

Los instrumentos que permiten medir la gravedad experimentan variaciones periódicas que son causadas por los movimientos de la Tierra con respecto al sol y a la luna. Las fuerzas gravitatorias hacen que las aguas presenten un movimiento oscilatorio de arriba y abajo y, a su vez, están afectadas por la atracción lunar. Estas fuerzas actúan en la superficie terrestre deformándola; los cambios están sujetos a las variaciones causadas por las fuerzas atractivas de los cuerpos del sistema Tierra - Sol - Luna. (Cantos, 1974), y varían con la latitud, el día y el mes. El ciclo presenta variaciones que se encuentran en un intervalo de 0,3 miligales (Dobrin, 1980).

### **Corrección por Deriva:**

La corrección por deriva es la variación de los valores de gravedad en función del tiempo, la misma se corrige mediante la realización de curvas de gravedad en función del tiempo antes de comenzar cualquier adquisición gravimétrica, para determinar los intervalos de tiempo en donde se puede llevar a cabo la adquisición. Luego se efectúa la corrección por deriva a cada uno de los datos para así tener un mayor control sobre la incertidumbre del instrumento de medición en cada estación. Mediante la siguiente ecuación se halla la corrección por deriva:

$$Deriva = \frac{Lect_{\cdot inicial(Base)} - Lect_{\cdot final(Base)}}{t} \quad (3.2)$$

donde  $t$  es el tiempo transcurrido de la adquisición, en minutos.

De allí se obtiene la lectura corregida por deriva de cada estación a través de la siguiente ecuación:

$$Lect_{\cdot Estación(corregida)} = Lect_{\cdot Estación} + Deriva \cdot t \quad (3.3)$$



Donde  $t$  es el tiempo transcurrido entre la lectura inicial (Estación Base) y la lectura tomada en cada una de las estaciones. Luego de realizar esta corrección se observa como las medidas tomadas en una misma estación a diferentes horas son iguales.

### **Corrección por Aire Libre:**

Indica que una estación ubicada a una altura  $h$  sobre el nivel del mar se encuentra a una distancia  $h$  más alejada del centro de la Tierra que otra estación que se encuentre en el nivel del mar. Debido a la ley del inverso de los cuadrados la intensidad de la gravedad disminuye con la altura de la estación que se encuentra sobre la superficie terrestre (Dobrin, 1980). Se tiene que la ley del inverso de los cuadrados dice que la atracción de la Tierra a una altura  $h$  viene dada por:

$$C_{AL} = 0,3086 \cdot h \text{ [mgal]} \quad (3.4)$$

donde  $h$  es la altura de la estación en metros.

### **Corrección de Bouguer:**

La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción del material rocoso que se encuentra situado por debajo de la estación, es decir, entre el nivel de referencia y estación. Esta corrección consiste en sustraer el efecto causado por el material que se encuentra entre el nivel de referencia y el nivel de la estación. Considerando sólo la atracción gravitatoria de las rocas que se encuentran en el modelo de lámina horizontal postulada de dimensiones infinitas y de densidad uniforme (Dobrin, 1961); de allí se genera la ecuación siguiente para eliminar este efecto:

$$C_{g_B} = -0,04191 \cdot \rho \cdot h \text{ [mgal]} \quad (3.5)$$

donde:

$\rho$  = Densidad de Bouguer de las masas de rocas ubicadas entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación en  $\text{g/cm}^3$ ,

$h$  = Diferencia de altura entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación en metros.

### Corrección Topográfica:

La corrección topográfica toma en cuenta la atracción de las masas situadas por encima de la estación y corrige las depresiones situadas por debajo del nivel de la estación, que hacían incorrecta la hipótesis de Bouguer (Dobrin, 1961). Esta corrección siempre se suma a la gravedad observada ya que las masas que se encuentran por encima de la estación ejercen una atracción que se opone a la gravedad (Dobrin, 1961).

#### 3.1.5 Anomalías Gravimétricas

Las Anomalías Gravimétricas son la diferencia entre el valor de gravedad corregida y el valor de gravedad teórica en el esferoide para la latitud y la longitud de la estación. Los tipos de anomalías dependen de las correcciones que se hayan realizado al valor observado (Dobrin, 1961). Si aplicamos la corrección de aire libre solamente obtenemos la anomalía de aire libre, dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta g_{AL} = g_m + Cg_{AL} - g_t \quad (3.6)$$

En el caso en que apliquemos a la gravedad observada aparte de la corrección de aire libre, también le aplicamos la corrección topográfica y la corrección de Bouguer obtenemos la anomalía de Bouguer que viene dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta g_{AL} = g_m + (Cg_{AL} - Cg_B + Cg_T) - g_t \quad (3.7)$$

donde:

$g_m$  = gravedad medida, corregida por mareas y deriva.

$g_t$  = gravedad teórica.

$Cg_{AL}$  = corrección por Aire Libre.

$Cg_B$  = corrección de Bourguer.

$Cg_T$  = corrección topográfica.

## **3.2 Método Magnético**

### **3.2.1 Introducción**

El método magnético es uno de los más antiguos en la exploración geofísica, el cual se utiliza para la localización de yacimientos minerales. Aparte de esta aplicación directa, los métodos magnéticos se emplean también para detectar formaciones mineralizadas y accidentes geológicos tales como fallas, contactos e intrusiones (Parasnis, 1971).

### **3.2.2 Campo Magnético**

La intensidad del campo magnético terrestre tiene una componente vectorial que se proyecta horizontalmente señalando aproximadamente al norte geográfico. La componente horizontal "H" de la intensidad del campo magnético señala al norte magnético y tiene una desviación "D" denominada declinación magnética, en relación al norte geográfico. En cuanto al ángulo formado por la componente de la intensidad del campo magnético y la horizontal, se llama inclinación magnética y se representa con la letra "I". El campo magnético total se define como un vector de intensidad "F" que se descompone en una componente vertical "Z" y una componente horizontal "H". (Parasnis, 1971). En el plano del meridiano magnético se encuentran tres componentes "F", "Z" y "H"; donde "H" puede descomponerse en una componente horizontal "X" dirigida hacia el norte geográfico y una componente horizontal "Y" en sentido del este geográfico (Fig. 3.1).

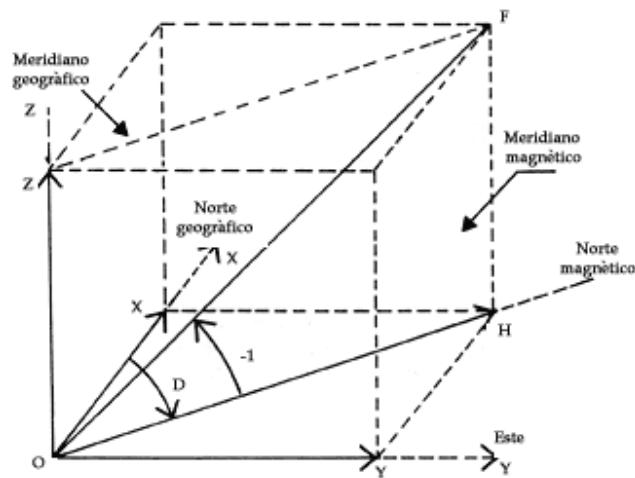


Figura 3.1. Intensidad del campo magnético terrestre (Tomado de <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen2/ciencia3/066/imgs/f40p101.gif> (2009)).

Para el campo magnético terrestre se utiliza usualmente como unidad el Oersted que se encuentra en el sistema cgs; es habitual que en la prospección geofísica se utilice el Gamma ( $\delta$ ) una unidad en el orden de  $10^{-5}$  Oersted. En el sistema m.k.s la unidad de campo magnético es el Tesla ( $1 [T] = 1 [N][m^{-1}][A^{-1}]$ ,  $1 [\text{gamma}] = 1 [nT]$ ). (Dobrin, 1961).

### 3.2.3 Susceptibilidad Magnética

La prospección magnética tiene como objetivo principal modelar la distribución de las rocas en profundidad. La roca al ser polarizada mediante un campo magnético externo  $H$ , adquiere una intensidad de imantación  $J$  que es proporcional al campo aplicado, y se representa:

$$J = k \cdot H \quad (3.8)$$

Donde  $k$  es la constante de proporcionalidad, conocida como susceptibilidad magnética (Castro-Leyva *et al.*, 2001).

### 3.2.4 Variaciones Temporales del Campo Magnético Terrestre

Los cambios de Intensidad Magnética Terrestre son lentos e irregulares, siendo las causas de naturaleza secular, diurna y tormentas magnéticas. (Dobrin, 1961).

### 3.2.5 Prospección Magnética Aérea.

La prospección magnética aérea presenta grandes ventajas, como son la rapidez en la adquisición de los datos, la posibilidad de eliminar los efectos magnéticos perturbadores debido a las irregularidades en el terreno debido a anomalías de bajo gradiente, que son originadas por estructuras geológicas profundas; otra más es la posibilidad de obtener datos sobre regiones pantanosas, junglas y otros terrenos inaccesibles a los equipos de prospección terrestre.

## 3.3 Filtros Aplicados a los mapas Gravimétricos y magnéticos.

### 3.3.1 Cosenos direccionales.

El filtro de coseno direccional es muy útil para la eliminación de las características direccionales de un mapeado. La función coseno se encarga de aplicar un filtro que permite el paso de señales en la dirección deseada, rechaza los efectos que puedan generar la demás gama de ángulos y viceversa, de manera tal que la característica direccional deseada puede ser aislada. La fórmula con la cual se efectúan los filtros de cosenos direccionales son las siguientes: (tomado de manual montaje MAGMAP Filtering de Geosoft).

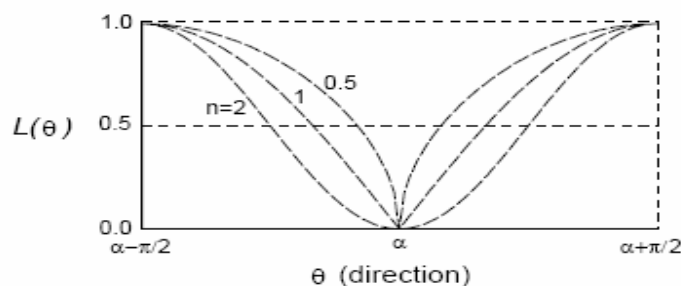


Figura3.2. Filtro de coseno direccional. (Tomado de Geosoft, 2007).

$$L(\theta) = \left| \cos^n \left( \alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right|, \quad \text{rechaza la dirección} \quad (3.9)$$

$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n \left( \alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad \text{aplica la dirección}$$

Los parámetros de las formulas son los siguientes:

- $\alpha$  Dirección del filtro en grados.
- $n$  Los grados de la función coseno
- 0/1 El filtro rechaza o aplica la dirección específica

### 3.3.2 Derivadas direccionales.

Las derivadas direccionales son de gran importancia para interpretar las anomalías de gravedad, ya que pueden simplificar el problema de determinación de los parámetros del cuerpo. El cálculo de derivadas de orden mayor se utiliza para separar anomalías locales y regionales. La separación consiste en aumentar la dimensión del cuerpo perturbador y al aumentar en grado las derivadas, la atracción del cuerpo es  $n$  veces mayor que la de la primera derivada.

La relación se aplica para derivadas verticales, horizontales y mixtas. De esta manera mientras mayor sea el orden de la derivada, con mayor intensidad está reflejará la influencia de las masas no muy grandes, que yacen a poca profundidad; mientras que la influencia de grandes objetos a gran profundidad, se reflejarán poco en las derivadas de mayor orden (Mironov, 1977).

### 3.3.3 Continuación analítica del campo.

La continuación analítica de las anomalías de la gravedad o magnéticas se utiliza ampliamente en la práctica de la interpretación y no sólo para separar las anomalías de gravedad o magnética de distintos ordenes, sino también para la apreciación cuantitativa de los parámetros de los objetos perturbadores. La esencia del filtro consiste en que a mayor altura de la fuente, las anomalías disminuyen de distinta manera, según la profundidad y dimensiones de la fuente origen: Las anomalías de los objetos pequeños y que yacen a poca profundidad, decrecen con mayor rapidez que las anomalías de objetos más grandes y de mayor profundidad (Mironov, 1977). La ecuaciones (3.10, 3.11) utilizadas para realizar la continuación analítica (hacia arriba y abajo) son las siguientes respectivamente:

$$L(r) = e^{-hr} \quad (3.10)$$

$$L(r) = e^{hr}$$

(3.11)

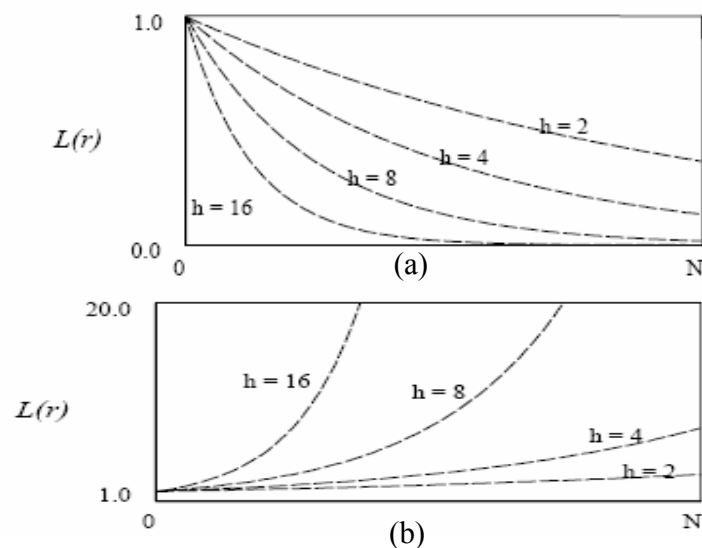


Figura 3.3. (a) Continuación analítica hacia arriba y (b) continuación analítica hacia abajo

Los parámetros de las formulas son los siguientes:

$h$  Distancia en unidad de tierra, relativo al plano de observación.

$r$  Longitud de onda.

### 3.3.4 Filtro Pasabanda

Los filtros pasabanda realzan los efectos de las diferentes fuentes que intervienen en la señal (provenientes del gráfico de análisis espectral), creando de este modo los mapas representativos de las fuentes profundas, intermedias y someras (Geosoft, 2007).

### 3.4. Análisis espectral

La operación de filtrado de datos consiste en la eliminación de ruido o de separación de diferentes componentes de señal realizados en el dominio de la frecuencia. La ventaja de utilizar este dominio sobre el espacio-temporal es la posibilidad de descomponer señales complejas en distintas partes armónicas, permitiendo de esta manera seleccionar frecuencias baja en el caso que se desee estudiar tendencias regionales o longitudes de onda más cortas si se quiere observar variaciones locales.

Las técnicas de filtrado mediante análisis espectral se pueden realizar en una o dos dimensiones mediante la aplicación de análisis de Fourier. Este análisis permite descomponer una función compleja en sus componentes seno y coseno simples, de manera que la suma de todas las componentes, definida por su amplitud, su fase y su longitud de onda, da como resultado la función original (Telford et al., 1976; Davis, 1986; Gasquet y Witmoski, 1990).

El análisis espectral brinda la posibilidad de determinar las profundidades de un cuerpo aplicando filtros al mallado de datos en el dominio del espacio, y lo lleva al dominio de la frecuencia, permitiendo así transformar el espectro de energía en función de la frecuencia (Colmenares, 2007). Para determinar la profundidad estadística de las fuentes se interpreta el logaritmo del espectro de los datos mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Log } E_{(r)} = 4 * \pi * h * r \quad (3.12)$$



Luego de obtenidos los gráficos del espectro de energía, la profundidad de la fuente se determina calculando la pendiente de la tangente de cada transepto, es decir, a profundidades elevadas, media y somera, aplicando la siguiente sustitución de la ecuación:

$$h = S/4\pi \quad (3.13)$$

$h$ : es la profundidad estimada del cuerpo.

$S$ : es la pendiente del espectro de frecuencia.

### 3.5 Deconvolución de Euler

#### 3.5.1 Resumen

La deconvolución de Euler es una herramienta de interpretación que emplea gradientes para localizar límites de cuerpos y estimar sus profundidades. El método de Euler se aplica sólo en funciones homogéneas, las cuales relacionan el campo gravimétrico o magnético del cuerpo y las componentes de sus gradientes con la localización de la fuente. El grado de homogeneidad se expresa por el índice estructural (SI), el cual es una medida de la tasa de atenuación del campo con la distancia a la fuente y brinda un medio de discriminar entre geometrías de fuentes (Thompson, 1982; Reid, 1990).

#### 3.5.2 Aspectos teóricos de la deconvolución de Euler.

La deconvolución de Euler fue desarrollada originalmente en la exploración geofísica para estimaciones rápidas de ubicación y profundidad de la fuente magnética o fuentes de gravedad. Se basa en el hecho de que el potencial de campo producido por algunas fuentes, obedece a la homogeneidad de la ecuación de Euler. Un determinado componente del campo de anomalía magnética o de gravedad  $B_a(x, y, z)$  satisface (Davis et al., 2004):

$$B_a(tx, ty, tz) = t^n B_a(x, y, z), \quad (3.14)$$

donde  $n$  es el grado de homogeneidad. La diferenciación simple se demuestra en la ecuación (1), que genera la ecuación (2)

$$x \frac{\partial B_a}{\partial x} + y \frac{\partial B_a}{\partial y} + z \frac{\partial B_a}{\partial z} = n B_a, \quad (3.15)$$

donde  $x$ ,  $y$  y  $z$  son las coordenadas sobre el terreno y la fuente se encuentra en el origen de coordenadas. La ecuación (2) es conocida como la ecuación de Euler o simplemente ecuación de homogeneidad de Euler. El grado de homogeneidad se caracteriza a través de la rapidez con que el campo disminuye en función de la distancia a la fuente y depende de los tipos de fuentes. La misma puede ser usada para estimar la profundidad de fuente magnética o gravimétrica de datos en 3D, lo que da lugar al método de deconvolución de Euler (Reid et al., 1990). Ya que el potencial de campo disminuye inversamente proporcional con la distancia elevada a alguna potencia, el grado de homogeneidad no es positivo. El negativo del grado de homogeneidad se define como la  $N$  del índice estructural (SI), suponiendo que las coordenadas están situadas en la fuente ( $x_0$ ,  $y_0$ ,  $z_0$ ) y los datos se observan en ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ), lo que nos permite describir la ecuación (2) como (Davis et al., 2004)

$$(x - x_0) \frac{\partial B_a}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial B_a}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial B_a}{\partial z} = -N B_a, \quad (3.16)$$

La ecuación (3) contiene cuatro incógnitas  $x$ ,  $y$  y  $z$  que son las coordenadas de los puntos, la función  $f$  está definida;  $x_0$ ,  $y_0$  y  $z_0$  son las coordenadas del origen,  $N$  es el índice estructural y  $B$  es la constante que contribuye al campo regional. El valor  $N$  es muy importante ya que describe el tipo de origen, contribuyendo a reconocer los datos interpretados (Thompson, 1982) y define el significado de la diferencia con la distancia de la función potencial. Los valores del índice estructural  $N$  para cuerpos gravimétricos y magnéticos se muestran en la tabla 1. (Tomado de Pasteka, 2001).

Tabla 3.1. Valores de el índice estructural N para valores de cuerpos anómalos en gravimetría y magnetometría (Tomado de Pasteka, 2001).

Modelos de cuerpos elementales (tipo de origen)	Número de dimensiones infinitas	N usado en Magnetometría	N usado en Gravimetría
Esfera	0	3	2
Cilindro vertical	1 (Z)	2	1
Cilindro horizontal	1 (X-Y)	2	1
Diques	2 (Z y (X-Y))	1	0
Sill	2 (X y Y)	1	0
Contactos	3 (X, Y, y Z)	0	-1

Los trabajos recientes de Nabighian y Hansen (2001) han mostrado que la misma ecuación de Euler es válida también para los dos componentes de Hilbert transformando el campo en 3D:

$$\begin{aligned}
 (x-x_0)\frac{\partial H_x(B_a)}{\partial x} + (y-y_0)\frac{\partial H_x(B_a)}{\partial y} + (z-z_0)\frac{\partial H_x(B_a)}{\partial z} &= -NH_x(B_a), \\
 (x-x_0)\frac{\partial H_y(B_a)}{\partial x} + (y-y_0)\frac{\partial H_y(B_a)}{\partial y} + (z-z_0)\frac{\partial H_y(B_a)}{\partial z} &= -NH_y(B_a),
 \end{aligned}
 \tag{3.17}$$

Donde  $x$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ , respectivamente, denotan la  $x$ -y y la componente 3D de la transformación de Hilbert (Nabighian, 1984). La ecuación (3.17), en contraste con la ecuación (3.16) no requiere un valor de fondo ya que la transformada de Hilbert de una constante es igual a cero. Las ecuaciones (3.16) y (3.17) en conjunto proporcionan tres ecuaciones de Euler determinando un conjunto de datos magnéticos y gravimétricos. Como resultado de ello, podemos realizarle deconvolución de Euler utilizando cualquiera de ellas, o una combinación de las tres ecuaciones. Esto lleva a un método de estimación de profundidades más estable y versátil. En particular, debido a la ausencia de un plano de fondo en las ecuaciones (3.17), uno puede usar sólo estas dos ecuaciones y resolver también para el N índice estructural. Por lo tanto tenemos un medio eficaz para estimar no sólo la localización de la fuente y la profundidad, sino también su índice estructural.

Las ecuaciones (3.17) se aplican en todo el conjunto de datos dentro de una ventana deslizante. Cada ventana produce una solución válida si hay una importante anomalía magnética dentro de esa ventana; La fiabilidad de una solución es a menudo afectada por la elección de tamaño de la ventana, desde una pequeña ventana no se puede captar el modelo de anomalía necesario para el cálculo y una gran ventana puede introducir interferencias adyacentes de anomalías. (Davis, 2004)

En conclusión, el método de Euler estándar emplea los componentes de señal analítica (3 derivadas ortogonales) en el dominio del espacio, determinada mediante la transformada de Fourier (FFT), mientras que la componente estructural es suministrada por el operador. En el caso del método de Euler ampliado se emplea la transformada de Hilbert para plantear 2 o 3 ecuaciones que se resuelven para posición, índice estructural y error, asumiendo un fondo magnético o gravimétrico constante. (Manual de usuario de INTREPID, 2007).

### **3.6 Reducción al Polo y al Ecuador**

#### **3.6.1 Resumen**

La reducción al polo (RTP) es una operación que calcula el campo magnético medido en su componente vertical, que se observaría en la magnetización también vertical. Esta operación se presentó por primera vez por Baranov (1957), en un esfuerzo para librar de las anomalías magnéticas los patrones de ángulos oblicuos de magnetización y proyección de anomalía. A raíz de los trabajos de Bhattacharyya (1965) y el surgimiento de la transformada rápida de Fourier (FFT), fue posible tratar el problema como una operación simple de filtrado en el dominio del número de ondas, multiplicando la transformada de Fourier con el campo magnético; esta técnica se llamó “reducción al ecuador”.

#### **3.6.2 Aspectos Teóricos de la Reducción al Polo y al Ecuador.**

##### **- Reducción al Polo**

Numerosos autores han tratado el problema de la reducción al polo. El método consiste en modificar las amplitudes, corrigiéndolas en la dirección N-S magnético usando técnicas de frecuencias dominantes (Hansen y Pawlowski, 1989; Mendoza y Silva, 1993), o calculando un origen equivalente en el dominio del espacio (Silva, 1986), en todo caso, la magnetización inducida es asumida. Se busca simplificar mediante una técnica efectiva el problema de la amplitud, para ello desarrollaron Grant y Dodds (1972) un método en el que develaron el sistema de procesamiento de MAGMAP FFT en 1972. En donde el operador para la reducción al polo puede expresar mediante la formula siguiente: (3.18)

$$L(\theta) = \frac{1}{[\sin(I) + i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2} \quad (3.18)$$

Donde  $\theta$  es la dirección del número de ondas, I es la inclinación magnética y D es la declinación magnética. De (3.18), se observa un acercamiento de la inclinación al ecuador magnético y  $(D - \theta)$  se acerca a  $\pi/2$ , acercando al operador hacia infinito (Mendoza y Silva, 1993). Grant y Dodds (1972) tratan de resolver este problema mediante la introducción de una segunda inclinación que es usada para controlar las amplitudes de los filtros cercanos al ecuador:

$$L(\theta) = \frac{1}{[\sin(I') + i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2} \quad (3.19)$$

En la práctica, la segunda inclinación es mayor que la inclinación del campo magnético real. Pero usando la inclinación real en el término  $i \cos(I)$ , la anomalía obtenida por la propiedad de reducción al polo (sólo magnetización inducida), pero considerando la segunda inclinación magnética mayor a la primera, evitando así las amplitudes largas no razonables. Controlando el operador de RTP en asunto de selección de inclinaciones secundarias pequeñas, para obtener un resultado aceptable. Todo lo anterior depende de la calidad de los datos y la suma de magnetización no inducida en el presente por debajo del área de estudio.

A través de la corrección de amplitudes RTP el operador puede facilitar el control de resultados inválidos remanentes de cuerpos magnetizados y donde se presente anisotropía. Aunque se dificultan en la interpretación cuando no se deforman por la reducción al polo. Preferiblemente para producir resultados simples se efectúa una suma de magnetización, sin mirar direcciones.

#### - **Reducción al Ecuador.**

La ecuación de la transformada de Fourier deriva de un prisma rectangular para alguna inclinación o declinación magnética del campo. La reducción del operador puede ser utilizada de 2 maneras: 1. Calculando la transformada de Fourier sobre el terreno o calculando una transformada inversa de Fourier; esto da una aproximación precisa para áreas relativamente pequeñas. 2. Calculando la inclinación y declinación del campo magnético mediante la transformada inversa de Fourier. Ambos pueden traer inexactitud en el resultado ya que el operador debe truncar las dimensiones, no obstante el operador puede aplicarlo a mapas de cualquier tamaño.

#### **3.6.3 Relación de la Reducción al Polo y al Ecuador.**

Cerca de los polos la anomalía magnética es unipolar, es decir no es solo el componente positivo centrado en el cuerpo. En el ecuador hay una componente negativa centrada en el cuerpo con lóbulos positivos en el norte y sur de los bordes del cuerpo. Baranov (1957) describió una técnica para reducir el mapa en cualquier lugar y estos mapas se llamaron “mapas de reducción al polo” (RTP). Aplicando en la técnica la transformada de Fourier, Bhattacharyya (1966) y Spector y Grant (1970) propusieron la reducción al ecuador (RTE) demostrando así que el RTE es más fiable a altas latitudes que el RTP, a las que se encuentran en latitudes bajas. En estas notas se demostró que la RTE es más precisa que la RTP en altas latitudes y que la transformada de Fourier proporciona una RTP más preciso en latitudes más bajas. De lo anterior se derivan las conclusiones siguientes:

- El RTP se usa adecuadamente para cuerpos en posición vertical.
- Las anomalías negativas introducidas alrededor de un cuerpo tipo RTP inclinado no tienen ningún inconveniente para ser estudiadas por cualquier tipo de operador.
- La RTE, aunque no es exacta, es la más precisa en términos de ubicación y forma de las anomalías.
- La RTE es precisa tanto para la pendiente de los lados del prisma, como los lados verticales del mismo.
- El campo magnético en el ecuador no es simple ya que esta en el polo. Sin embargo, los bordes de anomalía son mucho menos pronunciados en los mapas de RTE para latitudes medias, además es los mapas de RTE los cuerpos van directamente paralelos a la línea de anomalía.

## CAPÍTULO IV

### RECOPIACIÓN Y ADQUISICIÓN DE DATOS

#### 4.1 Recopilación de Información

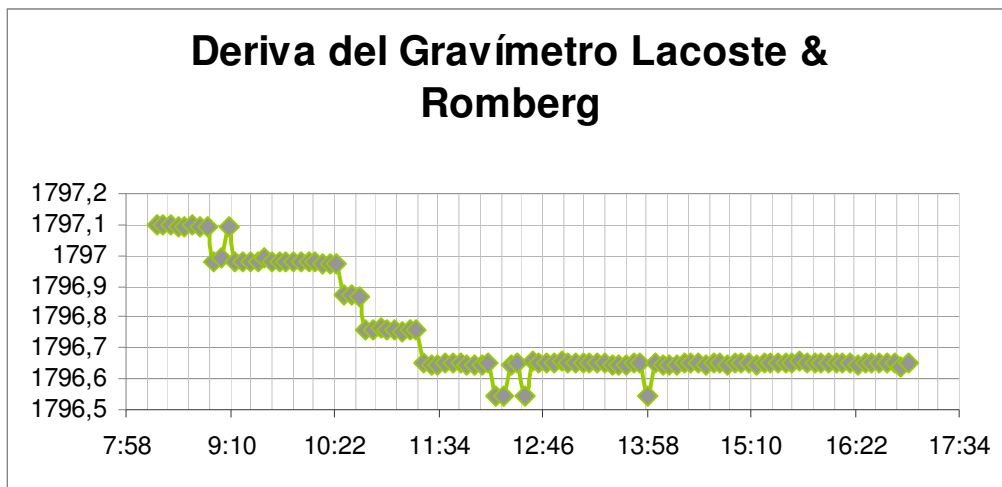
Se reunieron todos los datos disponibles de la zona de estudio, referentes a información cartográfica (mapas de Cartografía Nacional a escala 1:100.000) y geológica (mapa geológicos de la zona de la USGS). También se recolectó información bibliográfica de la zona, y los datos gravimétricos y magnéticos de la red gravimétrica nacional (RGN) que reposan en el departamento de geofísica de la UCV correspondientes a la región en estudio, para poder optimizar el trabajo en campo y elaborar así un plan que afianzara la adquisición de datos en las zonas donde ocurriera incongruencia de los datos de la RGN y en las zonas donde faltara o hubiera ausencia total de información. La información se digitalizó para su posterior depuración de datos a través del programa *ArcGIS Desktop v.9.1 (ESRI Inc., 2005)*, colocando el sistema de proyección UTM WGS84 (basado prácticamente en observaciones GPS).

#### 4.2 Adquisición de datos gravimétricos

Para el levantamiento de los datos en el campo de estudio se utilizó el gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G-452 propiedad del departamento de geofísica (Apéndice 1).

Antes de la adquisición se realizó un control instrumental mediante el estudio de la deriva del gravímetro, que consiste en hacer mediciones de gravedad con el instrumento en una misma ubicación a lo largo de un día, tomando medidas cada 5 minutos; luego se realizó un gráfico Gravedad vs. Tiempo (horas, minutos y segundos), para así corroborar la linealidad de la función deriva a lo largo del tiempo y así establecer los periodos de tiempo y los circuitos a realizar por día (Fig. 4.1).





**Figura 4.1.** Curva de deriva del gravímetro Lacoste & Romberg, realizada el 27 de Septiembre de 2008, en la estación ubicada en Summit Hotel CA, Puerto Cabello, estado Carabobo.

En el gráfico se determinó la posibilidad de hacer dos circuitos de acuerdo a la linealidad de la función en los intervalos de 8:00-11:30 y 13:00-17:30, por lo tanto se realizaron los circuitos diarios, el primero de 8 a 11:30 y un segundo de 13:30 a 18:00.

#### 4.2.1 Levantamiento de estaciones bases

Para este estudio se efectuó el levantamiento de una estación base a la cuál le fue asignado un valor de gravedad relativa a un BM (Bench Mark), el mismo posee cota y gravedad absoluta establecida por la Red Gravimétrica Nacional, y se le denomina “BMMO1” (Fig. 4.2), en correspondencia a la zona en donde se realizó el levantamiento. En este caso se amarró a un BM levantado por los Ingenieros Gomes y Sandoval (Fig. 4.3), durante la elaboración de su trabajo especial de grado, ubicado en las afueras del aeropuerto Néstor Arias de San Felipe, estado Yaracuy, cuyo BM se denominó “BMSF1”.



**Figura 4.2.** Ubicación de la estación base levantada en la iglesia Sagrado Corazón de Jesús en Morón, estado Carabobo.



**Figura 4.3.** Ubicación de la estación base levantada en la torre de control del Aeropuerto Néstor Arias de San Felipe, estado Yaracuy. (Tomada de Gomes y Sandoval , 2008)

El levantamiento de la estación base se realizó mediante circuitos cerrados de triple repeticiones, entre la estación base BMSF1 y la nueva estación base BMMO1. Cada circuito consistió en una secuencia de apertura y cierre de la siguiente manera BMSF1-BMMO1-BMSF1. En la tabla 4.1 se muestra los valores cota, y gravedad absoluta de la estación base existente y la estación base creada.

**Tabla 4.1** Datos de las estaciones base gravimétricas usadas en el levantamiento gravimétrico.

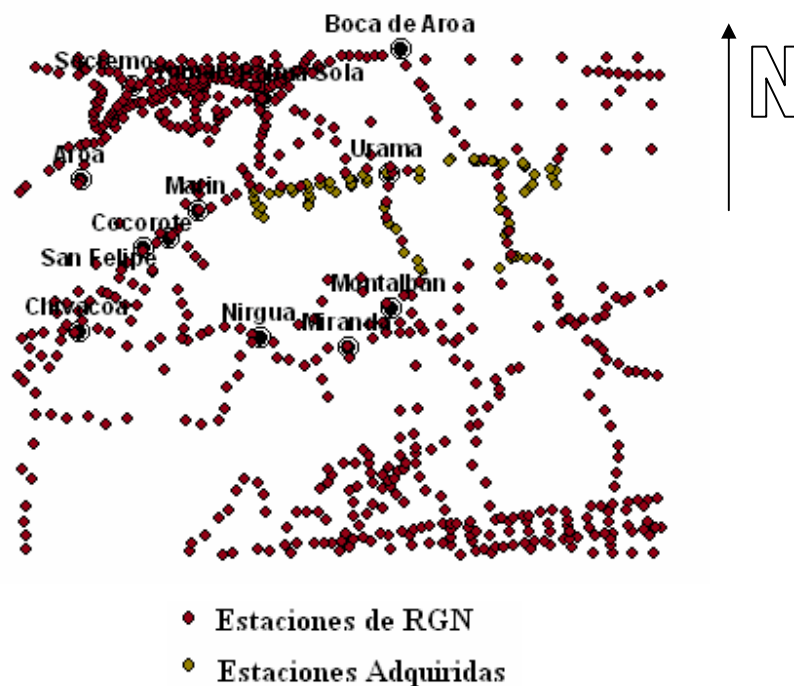
Estación Base	UTM Este (m)	UTM Norte (m)	Cota (m)	Gravedad absoluta (mgal)
<b>Torre de Control del Aeropuerto de San Felipe (BMSF1) Iglesia Sagrado Corazón de Jesús en Morón (BMMO1)</b>	<b>526706</b>	<b>1136405</b>	<b>238</b>	<b>978133,1335</b>
	<b>586640</b>	<b>1158490</b>	<b>20</b>	<b>978218,548</b>

#### 4.3 Levantamiento de estaciones ordinarias.

La base de datos del trabajo realizado en este estudio gravimétrico abarcó un total de 737 estaciones ordinarias, en donde 79 estaciones fueron adquiridas durante el trabajo de campo y 658 estaciones ordinarias provienen de la Red Gravimétrica Nacional depurada en el área de estudio (Fig. 4.4).

El levantamiento de estaciones ordinarias se realizó previa planificación en Caracas, en donde se tomó la decisión de como y donde se realizarían los levantamientos, de acuerdo a la ausencia o conflicto entre los valores provenientes de la base de datos de RGN.

Para el levantamiento de cada estación se tomaron tres lecturas con el gravímetro, anotándose en cada lectura la hora en que se obtuvo la lectura y, mediante la ayuda del GPS, se tomaron las coordenadas en UTM (debido a que es la medida propia de posicionamiento del GPS) y las cotas de cada una de las mismas. El levantamiento se estableció mediante redes de estaciones divididas en circuitos, realizándose un total de 12 circuitos, dos por día, en donde se abría y cerraba cada circuito en una estación base; realizando así circuitos cerrados. La distancia cubierta por cada circuito entre estaciones ordinarias aproximadamente fue de 3 a 8 km Dependiendo exclusivamente del espaciamiento de la zona a cubrir por cada día de trabajo.



**Figura 4.4.** Ubicación de las estaciones gravimétricas

## CAPÍTULO V

### PROCESAMIENTO DE DATOS

Una vez realizada la adquisición se procedió a aplicar a los datos obtenidos una serie de correcciones, las cuales permiten eliminar los efectos que provocan alteraciones en los valores de gravedad adquiridos. Al efectuar estas correcciones, se logra llevar los datos al nivel de referencia, permitiéndonos de esta manera obtener unos valores finales de Anomalía de Bouguer y de Anomalía Magnética, con los cuales se realiza otra depuración reuniendo los datos de la base de datos de la RGN y los adquiridos luego de aplicadas la correcciones, para obtener valores totales que reflejen las características del terreno por debajo del nivel de referencia.

#### 5.1 Procesamiento de datos Gravimétricos.

El procesamiento se llevó a cabo mediante el uso de hojas de cálculo del programa Excel (cálculo de correcciones y deriva del instrumento), también a través de los programas de MAREAS (corrige el efecto de las mareas) y *Oasis montaj v.7.1 (Geosoft Inc. 2007)*, el cual fue utilizado para el cálculo de la corrección topográfica y para el modelaje gravimétrico. En el trayecto de procesamiento se usaron un total 5 programas. El uso de los mismos se explica a continuación.

**MAREAS:** mediante este programa se calcula la corrección por efectos de mareas de los datos de gravedad. Para realizar este cálculo se le suministran al programa las coordenadas de las estaciones en grados y el tiempo de medición (día, mes y año). En el procesamiento se utilizaron dos ubicaciones para la corrección por mareas una en Morón y otra en San

Felipe de acuerdo al lugar donde se adquirieron los datos. En figuras 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 se muestra como se aplica la corrección por mareas mostradas en los Apéndices.

**EXCEL:** el programa Excel se utilizó para realizar las correcciones por deriva, aire libre, Bouguer y cálculo de la anomalía de Bouguer. Las mismas se realizaron a partir de la aplicación de algoritmos matemáticos, que fueron suministrados a la hoja de cálculo del programa Excel, los cuales se efectuaron en el orden siguiente. Deriva, Aire libre: 0.3086 por altura y Corrección de Bouguer: 0,04191 por la densidad por la altura. Las unidades de las correcciones son en milígales.

Cabe recalcar que la densidad usada para el cálculo de las correcciones en donde se requirió, fue  $2,67 \text{ g/cm}^3$ , cuya medida es el valor más representativo del tipo de roca presente en el área de estudio.

**OASIS MONTAJ (2007):** programa mediante el cual se realiza la corrección topográfica de cada una de la estaciones mediante algoritmos matemáticos que se describe en los apéndices. Para la realización de la corrección de topográfica de los datos se debe seguir una secuencia de pasos dentro del programa, que conllevan al cálculo final de la anomalía de Bouguer, siendo estos pasos los siguientes.

- Se extrae un modelo digital de elevación (*Digital Elevation Model, DEM*) (Fig. 5.7) de la zona de estudio, tomando como resolución optima del mapa del área de estudio 90 metros, para ello se suministraron los valores de longitud min.  $-69^{\circ}\text{O}$ , Longitud máx.  $-67^{\circ}\text{O}$ , latitud min.  $10^{\circ}\text{N}$  y latitud máx.  $10^{\circ}40'\text{N}$ . obteniéndose el modelo de elevación de la base de datos de *The CGIAR-CSI Consortium for Spatial Information*.
- Se importaron dos modelos de elevación, uno regional y otro local, a partir de los cuales se construyo el mallado tanto regional como local (*Regional DEM grid* y el *Local DEM grid*).
- Posteriormente el programa crea un mallado de topografía regional (*Regional Terrain Correction grid*) a partir del *Regional DEM grid* y un mallado de distancias para la corrección local (*Local Correction Distance*).

- Ahora el programa calcula la corrección topográfica intermedia y externa de cada estación, a través del *Regional Terrain Correction grid* y suma la corrección local dentro del *Local Correction Distance* usando el *Local DEM grid*.
- Por último, la corrección topográfica se calcula basándose en algoritmos diferentes por la combinación de los métodos de Nagy (1966) y Kane (1962), explicados en los manuales de Geosoft Inc. (2006).

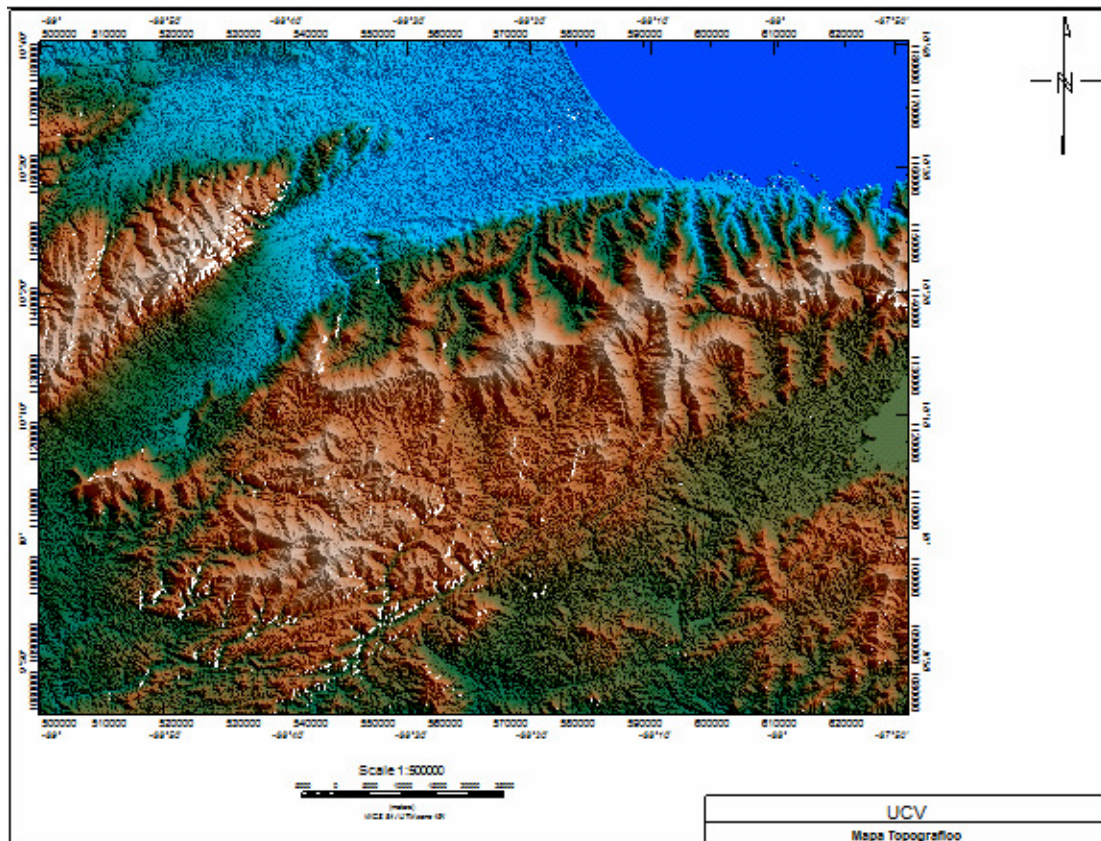


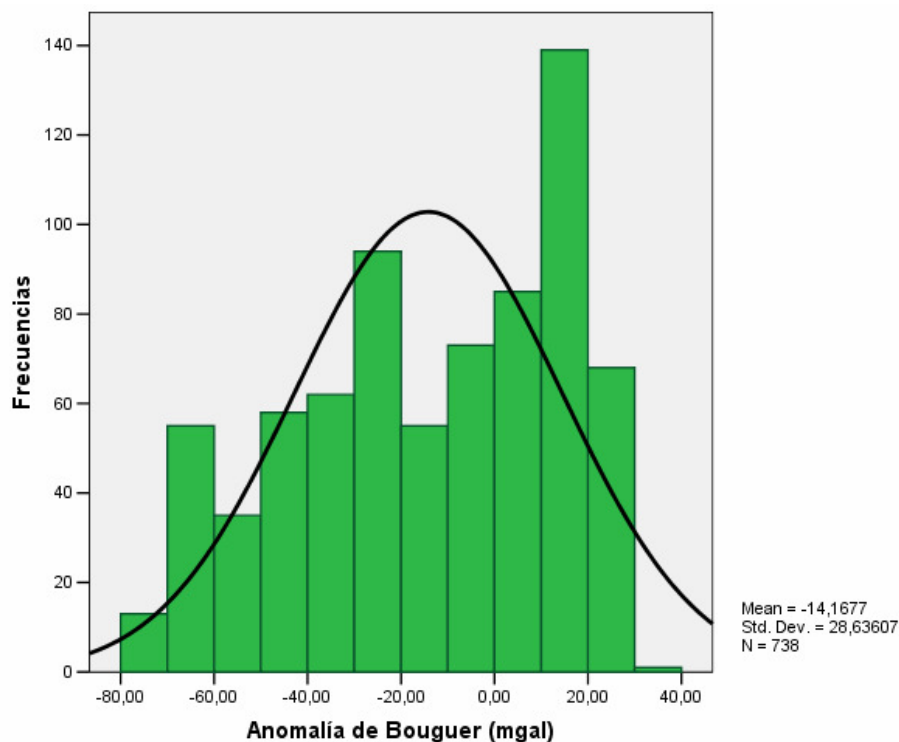
Figura 5.7. Mapa Topográfico generado por *Regional Terrain Correction grid* .

### 5.1.1 Análisis estadísticos de los datos gravimétricos

Previo a la realización del análisis estadístico de los datos, se efectuó una depuración entre los datos adquiridos y los de la base de datos del Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, mediante el uso del programa **EXCEL** en el cual se eliminaron las estaciones repetidas tomando como criterio los valores de las estaciones circundantes y el promedio de la repeticiones. Luego, utilizando el programa **ARCGIS** (*Sistema de Información Geográfica*), se extrajeron las estaciones que se encontraban fuera

de los valores de un radio establecido que permitiera eliminar la estación de la manera más precisa.

Los datos de gravimetría fueron sometidos a un análisis estadístico con la ayuda del paquete estadístico **SPSS** (*Statistical Package for Social Science version 13*) para comprobar su calidad. Este análisis consistió en la obtención de un histograma de frecuencia para la Anomalia de Bouguer, que contenía todos los valores correspondientes a la región en estudio. A partir de este histograma, se pudo evaluar de forma cualitativa el tipo de distribución que caracteriza al el conjunto de datos. El resultado preliminar obtenido se muestra en la figura 5.8, donde se observa un comportamiento unimodal, lo que permite catalogar los datos como normales.



**Figura 5.8.** Histograma de frecuencias de los datos de Anomalia de Bouguer.

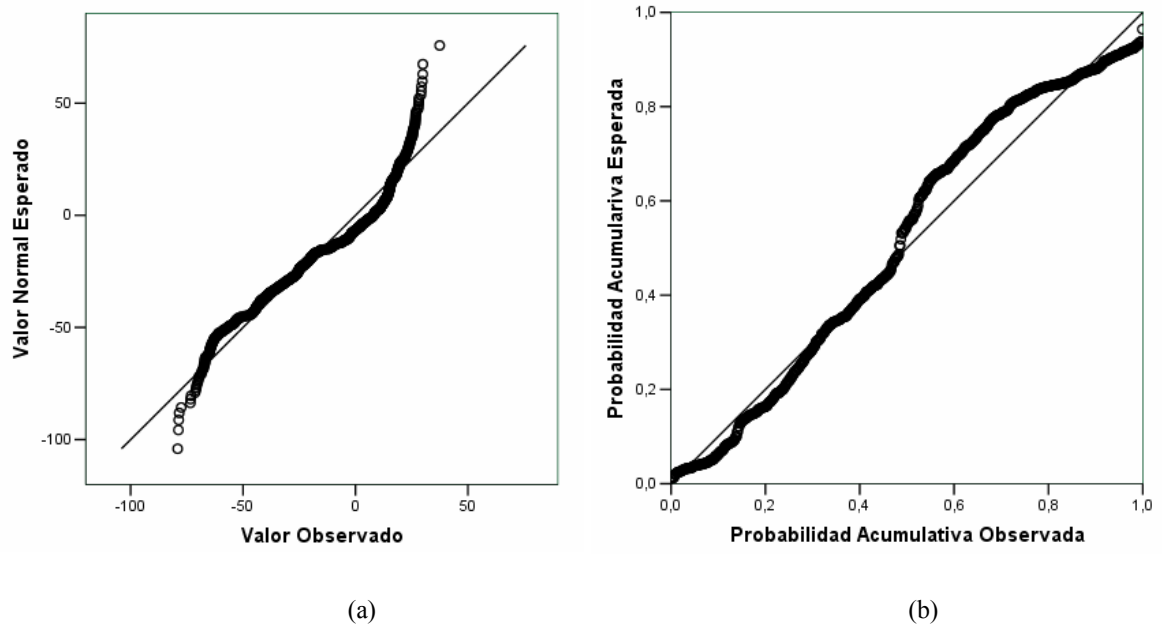


La Tabla 5.1 muestra los parámetros estadísticos obtenidos luego de la aplicación del análisis de conglomerados a los datos de Anomalía de Bouguer.

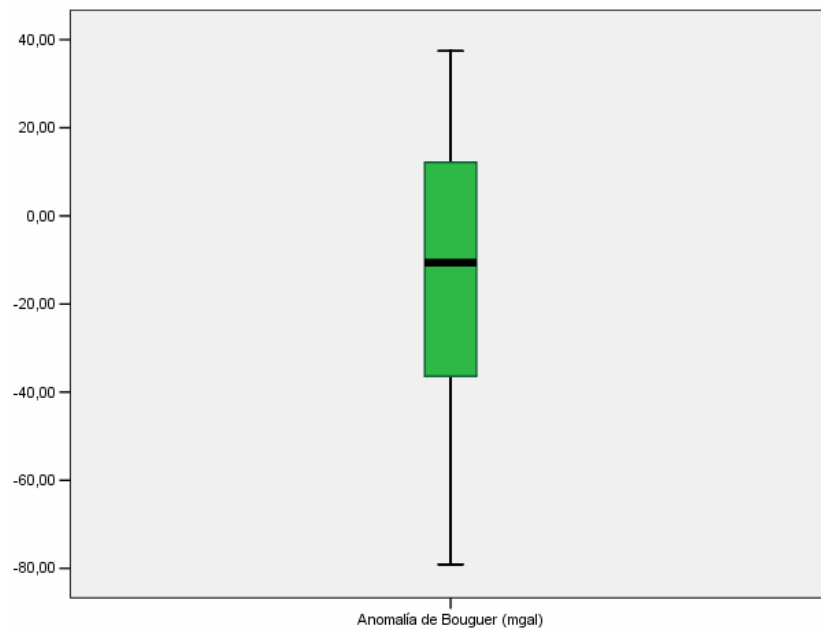
**Tabla 5.1.** Parámetros estadísticos de los datos de Anomalía de Bouguer.

<b>PARÁMETROS ESTADÍSTICOS</b>	<b>AB (MGAL)</b>
Número Total de datos	738
Máximo	37,43
Mínimo	-79,10
Media	-14,1677
Mediana	-10,6741
Moda	15
Desviación Estándar	28,6360
Varianza	820,024

Posteriormente se realizaron los gráficos Q-Q y P-P (Fig. 5.9 (a) y 5.9 (b)) con los cuales se comprueba también la normalidad de los datos gravimétricos, observando como se ajustan los mismos a la recta de 45° de cada uno de los gráficos, permitiendo corroborar el comportamiento normal de los datos. Para verificar la presencia de datos fuera de rango se construyó el diagrama de caja y bigote (Fig. 5.10), del mismo se observa la simetría de los datos de Anomalía de Bouguer, y la ausencia de valores fuera de rango.



**Figura 5.9.** (a) Gráfico normal Q-Q de los datos de Anomalía de Bouguer. (b) Gráfico normal P-P de los datos de Anomalía de Bouguer.



**Figura 5.10.** Diagrama de Caja y Bigote para los datos de Anomalía de Bouguer.

## **5.2 Procesamiento de los datos aeromagnéticos.**

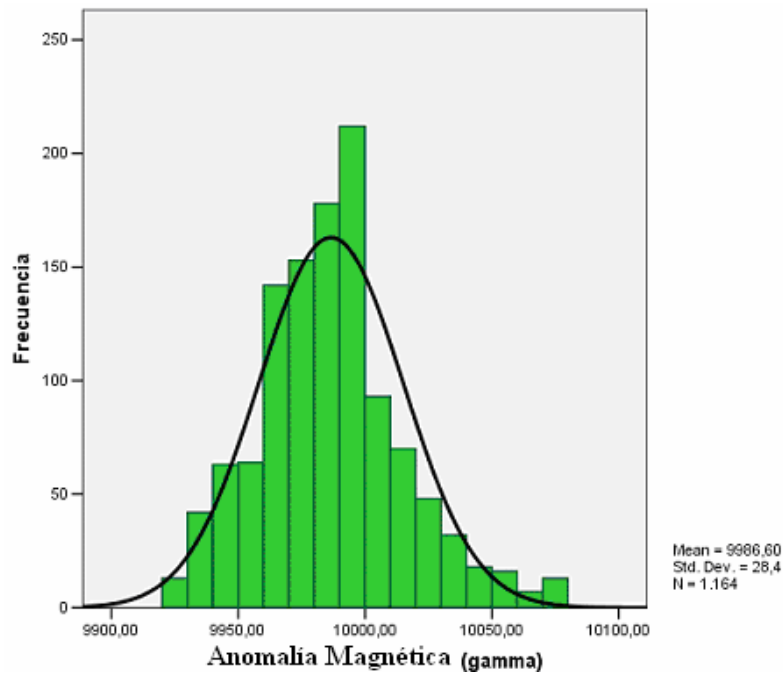
En el caso de los datos aeromagnéticos se comenzó por revisar la base de datos del Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, en donde se seleccionaron los datos aeromagnéticos correspondiente a la ventana del área de estudio, entre las coordenadas UTM 499729,9 a 629490 este y 1080170 a 1179910 norte. Los datos fueron adquiridos a una altura de vuelo de 2000 m sobre el nivel del mar (s.n.m), obteniéndose un total de 1164 datos dentro de la zona a estudiar, los cuales se digitalizaron con el programa **ARCGIS** (*ESRI Inc., 2005*)

### **5.2.1 Análisis Estadísticos de los datos Aeromagnéticos.**

El análisis estadístico se realizó a través del software **SPSS** (*Statistical Package for Social Science version 13*): el cual permite analizar e interpretar la normalidad de un conjunto de datos. Esto se logró mediante un histograma de frecuencia, los gráficos P-P y Q-Q, diagrama de caja y bigote, y calculando diferentes parámetros estadísticos.

Antes de la realización del análisis estadístico de los datos, se efectuó una depuración entre los datos de la base de datos del Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, mediante el uso del programa **EXCEL**, aplicando los mismos criterios usados con los datos gravimétricos.

Se construyó un histograma de frecuencias de los datos previamente depurados, en donde se determinaron los rangos de valores del histograma, para así poder comprobar el margen de error de los datos aeromagnéticos y corroborar la normalidad de los mismos. En el histograma (Figura 5.11) se pueden observar valores máximos de 10079,47 gammas, y valores mínimos de 9923,57 gammas, y se observa un comportamiento normal en la distribución de los datos, con base en los parámetros estadísticos representativos para la determinación de normalidad (tabla 5.2).

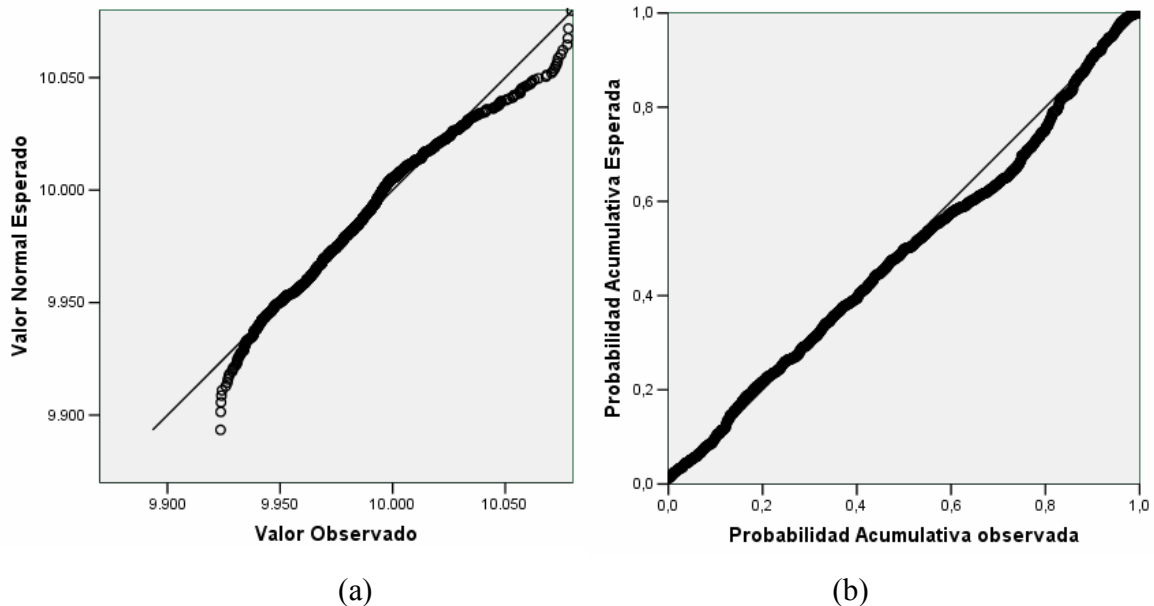


**Figura 5.11.** Histograma de frecuencias de los datos de Anomalía Magnética a una altura de 2000 m s.n.m.

**Tabla 5.2.** Parámetros estadísticos de los datos de Anomalía Magnética.

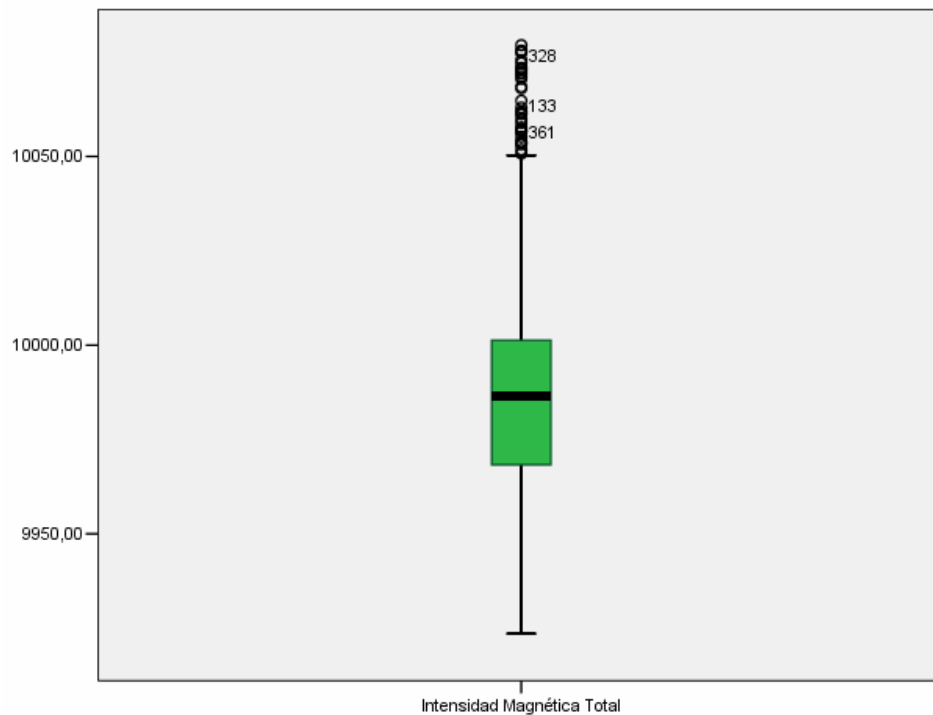
PARÁMETROS ESTADÍSTICOS	AM A 2000 M S.N.M (GAMMA)
Número Total de datos	1164
Máximo	10079,47
Mínimo	9923,57
Media	9986,6027
Mediana	9986,4253
Moda	9995
Desviación Estándar	28,48736
Varianza	811,529

Al detallar el histograma (figura 5.11) se observa un comportamiento normal de los datos a 2000 m de altura, corroborando la normalidad a partir de los gráficos Q-Q y P-P, y de esta manera se puede estimar la desviación en la distribución normal (figura 5.12 (a) y 5.12 (b))



**Figura 5.12.** (a) Gráfico normal Q-Q de los datos de Anomalía Magnética. (b) Gráfico normal P-P de los datos de Anomalía Magnética.

Para determinar valores fuera del rango de la distribución normal de los datos, se realiza un diagrama de caja y bigote (figura 5.13), en donde se observa que los se encuentran valores fuera del rango, los mismos no se excluyeron debido a la similitud de los valores dentro de la vecindad de los vecinos más cercanos.



**Figura 5.13.** Diagrama de Caja y Bigote para los datos de Anomalía Magnética.

### 5.3 Interpretación estadística de los datos gravimétricos-magnéticos

Se corroboró a partir de la estadística que aunque los datos de anomalía de Bouguer no fueron adquiridos en un mallado, sino que se obtuvieron de acuerdo a la posibilidad de acceso del área de estudio, presentan un comportamiento normal, con poca dispersión. En el caso del análisis de los datos magnéticos se obtuvo un comportamiento completamente normal, con poca dispersión, por lo que los datos gravimétricos como aeromagnéticos son confiables para la interpretación de los mapas generados a partir de los mismos.

## CAPÍTULO VI

### ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

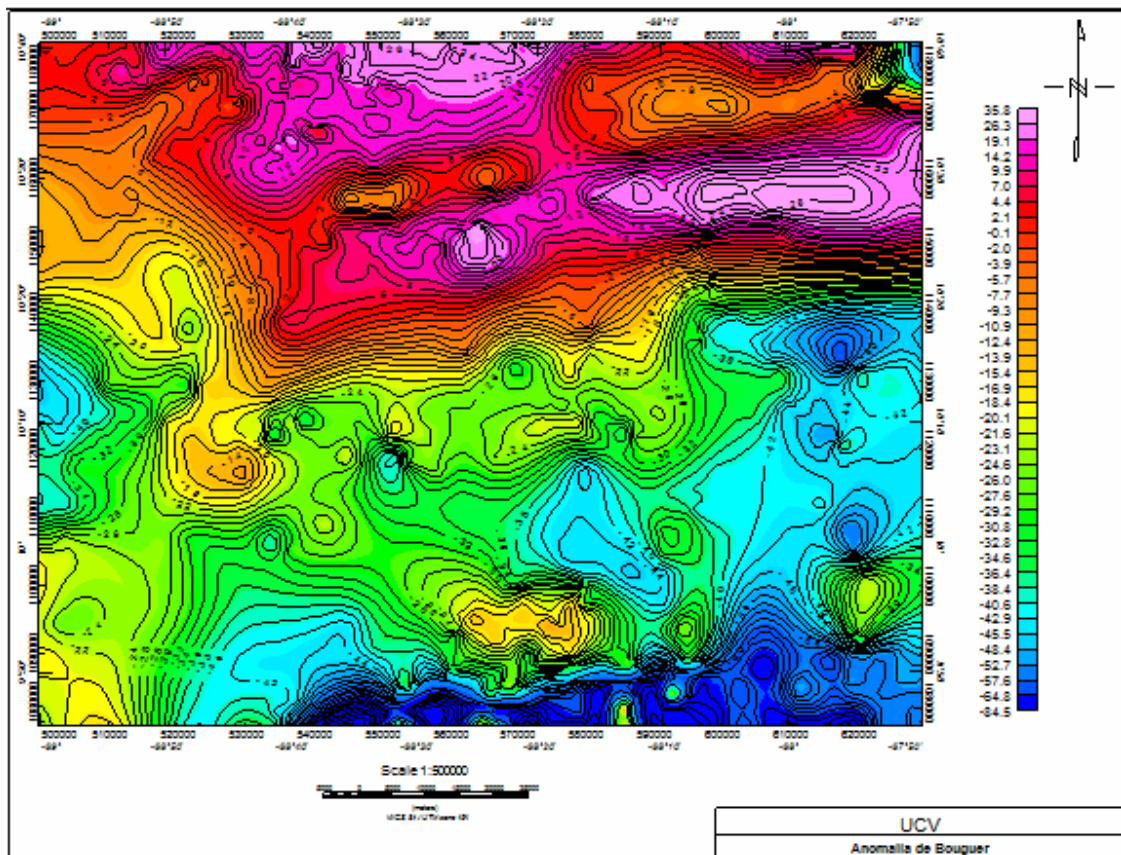
#### 6.1 Interpretación Gravimétrica

##### 6.1.1 Mapa de Anomalía de Bouguer

Para la construcción del mapa de Anomalía de Bouguer se utilizó el método de interpolación por mínimos cuadrados, el cual genera una superficie de interpolación, en donde se reproducen interacciones, mediante el promedio de la distancia inversa de los datos existentes que se encuentran en un radio específico; el mismo se elaboró mediante extensión del programa Oasis Montaj “*montaj Gravity and Terrain Correction de Oasis montaj*” (Geosoft Inc., 2007).

El mapa de Anomalía de Bouguer (Fig. 6.1) presenta una tendencia regional de N60°E a E-O, la cual puede asociarse a la zona de fallas principales del norte de Venezuela, producto de la interacción entre las Placas Caribe y Suramérica.

En el mapa se observa como las líneas isoanómalas van siendo más irregulares hacia el sector sur del mapa; esto pudiera guardar relación con el alto contraste de litologías en la zona, donde se presentan capas sedimentarias recientes que conforman la parte oeste del Lago de Valencia, y a su vez profundizando al sur se conoce la presencia de peridotitas tanto en afloramientos como en el subsuelo, trasladadas posiblemente por la napa de Loma de Hierro, la cual se remonta hacia el norte (presumiblemente con capas muy delgadas), permitiendo así que esos efectos locales tengan un mayor dominio en la respuesta.



**Figura 6.1.** Mapa de Anomalia de Bouguer con densidad  $2,67 \text{ g/cm}^3$ , obtenido por el método de interpolación de mínima curvatura.

En el mapa se observan valores de anomalías que varían entre -84 y 30 miligales incrementando hacia el norte, que pueden ser asociados con el adelgazamiento de la corteza continental al noroeste de Venezuela descrito por Rodríguez y Sousa (2003), además de la componente agregada de la presencia de las rocas ultramáficas al norte del área de estudio provoca los posibles valores máximos puntuales de la anomalía de Bouguer en ese sector.

En el Noroeste, entre las coordenadas UTM 1180000N a 1130000N y 500000E a 560000E, se observa un máximo de 30 mgal coincidente con la presencia en afloramiento del Gneis de Yaritagua y a ciertos cuerpos de serpentinitas. Asimismo, hacia el sureste de esta ventana es notable un mínimo de -24 mgal, el cuál según Gómez y Sandoval (2008) evidencia la parte más profunda del graben de Yaracuy. Otra característica peculiar que se observa es el alineamiento entre los cierres presentes dentro del graben con el trayecto



seguido por la falla de Boconó que se conoce a partir de la cartografía preexistente. En la zona se ven valores mínimos y gradientes de 1,92 mgal/km hacia el sur, relacionados según Gómez y Sandoval (2008) con depósitos de sedimentos, producto de la acción de las fallas de Morón, Boconó y una serie de fallas asociadas.

Al desplazarnos hacia el Noreste, entre las coordenadas UTM 1180000N a 1130000N y 560000E a 620000E, se observa un alto contraste entre los valores de anomalía en donde se percibe claramente el depósito sedimentario del Graben de Yaracuy y el transepto del mismo graben limitado por la falla de Boconó y Morón, en donde la falla de Boconó sigue los cierres de valores mínimos de anomalía dentro del graben y la falla de Morón corresponde al límite norte de los cuerpos ultramáficos alóctonos. En la zona se aprecian valores máximos de 30 mgal en una franja que sigue paralela a la Cordillera de La Costa, estos no se relacionan con la respuesta generada por las rocas que afloran ni las formaciones presentes, por lo que se plantea como hipótesis la presencia de rocas ultramáficas en el subsuelo. Lo planteado se basa en datos de una línea sísmica realizada en el perfil 67° W (Magnani et al, 2008). El valor mínimo es de -14 mgal, siendo éste evidencia del depósito sedimentario del graben de Yaracuy. En la zona se observa un gradiente de 3,3 mgal/km, que corresponde al gran dominio regional sobre las líneas isoanómalas característica de la zona.

Hacia el suroeste, entre las coordenadas UTM 1130000N a 1080000N y 500000E a 560000E, es notable la presencia de curvas isoanómalas muy irregulares con valores máximos de -10 mgal, causados posiblemente por la presencia en superficie de un bloque del Complejo San Julián dentro de la zona del graben de Yaracuy al lado oeste. Los sedimentos de graben quizás sean los causantes de la atenuación de la respuesta generada en el mapa de anomalía de Bouguer y de los valores mínimos de -84 mgal, lo cual evidencia un aumento de espesor sedimentario de manera puntual debido potencialmente a los esfuerzos extensivos generados por las fallas y corrimientos aflorantes al sureste de la zona. El gradiente hacia el sur es de 0,8 mgal/km aproximadamente, demostrando el predominio de los efectos locales en el sector.

En la zona sureste entre las coordenadas UTM 1130000N a 1080000N y 560000E a 620000E existe predominio de las anomalías locales sobre la anomalía regional, y se identifica un máximo de -14 mgal, asociado a la Peridotita de Tinaquillo, que suprayace a rocas sedimentarias. Así mismo se captan valores mínimos de -84 mgal que corresponden al depósito sedimentario del Lago de Valencia y sus adyacencias.

Al sur franco se encuentran valores mínimos de anomalía de Bouguer, relacionados con las napas de Loma de Hierro y reflejan el sobrecorrimiento de las formaciones Paracotos, Tinaco, Tucutunemo y la Peridotita de Tinaquillo sobre rocas sedimentarias. En el sector se observaron gradientes de 3,4 mgal/km, siendo el mayor gradiente presente en toda la generalidad del mapa, esto debido a la gran deformación por tectónica y a los contrastes abruptos de litología en el sector.

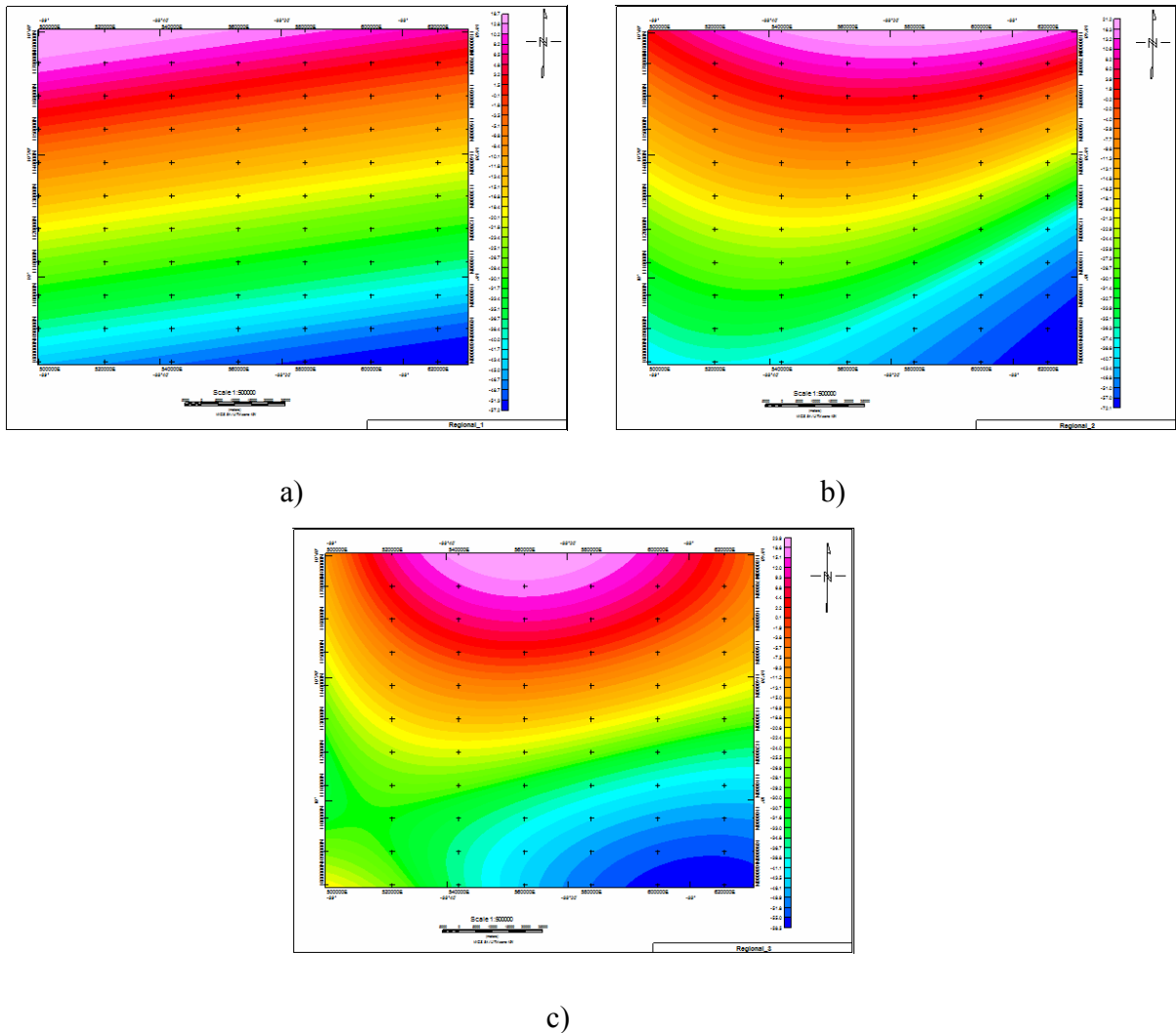
#### **6.1.2 Mapa de superficie polinómica, criterio analítico de Bondad de Ajuste y mapa de continuación analítica del campo.**

La anomalía de Bouguer es la suma de dos fuentes, una regional representada por anomalías de gran amplitud, siendo esta la característica de la estructura del basamento, y una residual representada por anomalías de poca amplitud relacionadas con cuerpos anómalos cercanos a la superficie.

Los métodos para aplicar esta separación son muy variados, en este caso se aplicó el método de ajustes polinómicos y el de continuación analítica del campo. Todos estos métodos ajustan los datos de anomalía de Bouguer a una superficie matemática.

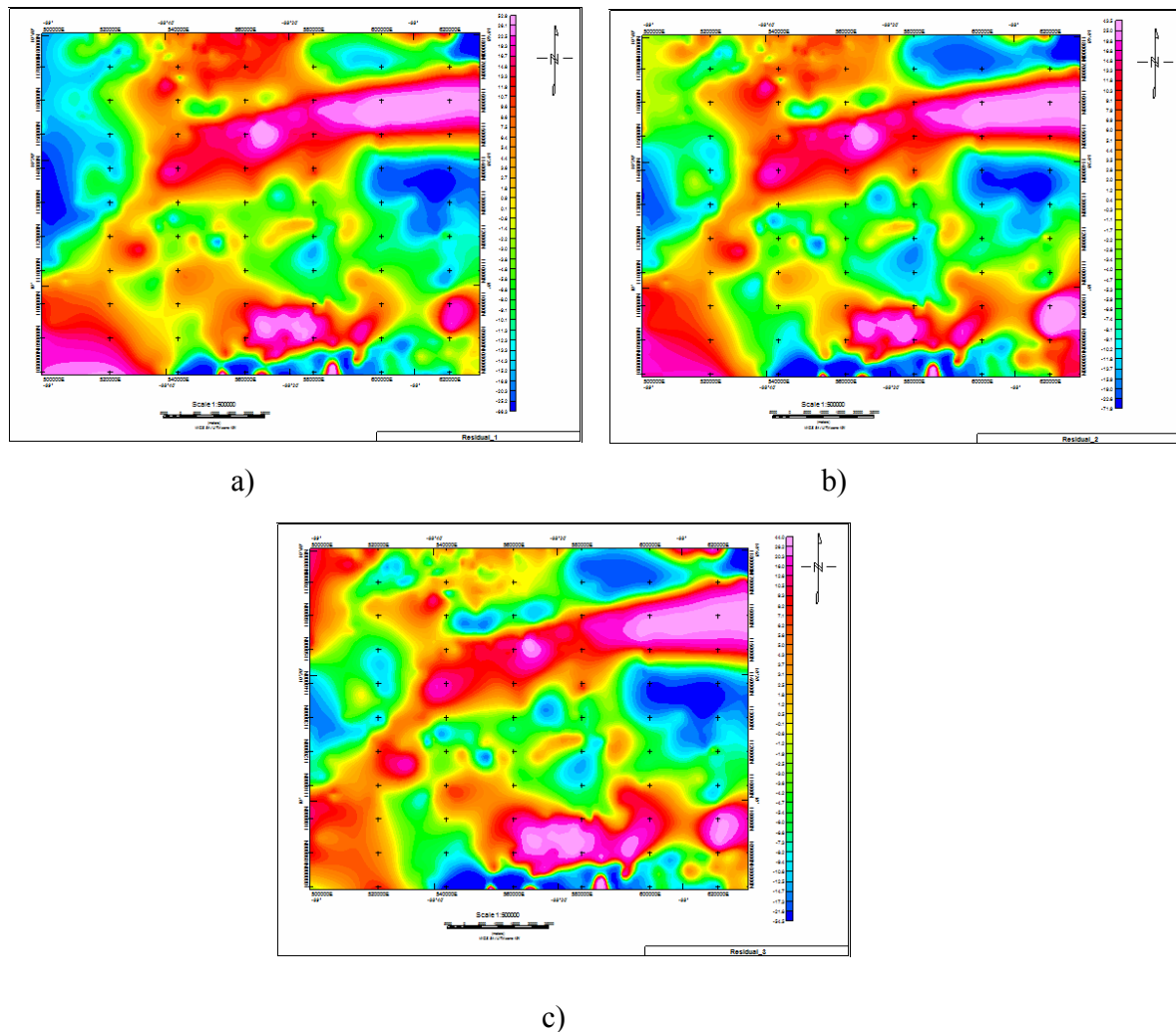
A través del método de superficie polinómica, se realiza la separación mediante el ajuste por mínimos cuadrados de la anomalía de Bouguer, de donde se infiere que la anomalía residual es la diferencia entre la superficie obtenida por el polinomio y la superficie dada por el mapa de anomalía de Bouguer. Mediante el uso de la extensión del programa Oasis Montaj “*montaj MAGMAP Filtering, del Oasis montaj*” (Geosoft Inc., 2007), se

determinaron las superficies polinómicas de 1°, 2° y 3°, obteniéndose así los mapas de tendencia regional (Fig. 6.2), ya que el filtro elimina los efectos locales del mapa de anomalía de Bouguer.



**Figura 6.2.** Mapa regional de Anomalía de Bouguer realizado por el método de Superficies de Tendencia Polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3.

Posteriormente a partir de la sustracción de los efectos regionales al mapa de anomalía de Bouguer, se obtuvieron los mapas de anomalías residuales correspondientes a cada uno de los grados estudiados (Fig. 6.3).



**Figura 6.3.** Mapa residual de Anomalía de Bouguer realizado por el método de Superficie de Tendencia Polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3.

Subsiguientemente a la elaboración de los mapas de superficie de tendencia de los datos de anomalía de Bouguer, se busca obtener el grado del polinomio que mejor ajusta a los datos, tomando en cuenta las características geológicas presentes. Para ello se aplicó la fórmula estadística de la bondad de ajuste (Ec. 6.1, 6.2, 6.3) según Davis (1973):

$$100\%.R_K = (SS_r/SS_t) \quad (\text{Ec. 6.1})$$

$$SS_T = \sum \hat{Y}^2 - ((\sum \hat{Y})^2/n) \quad (\text{Ec. 6.2})$$

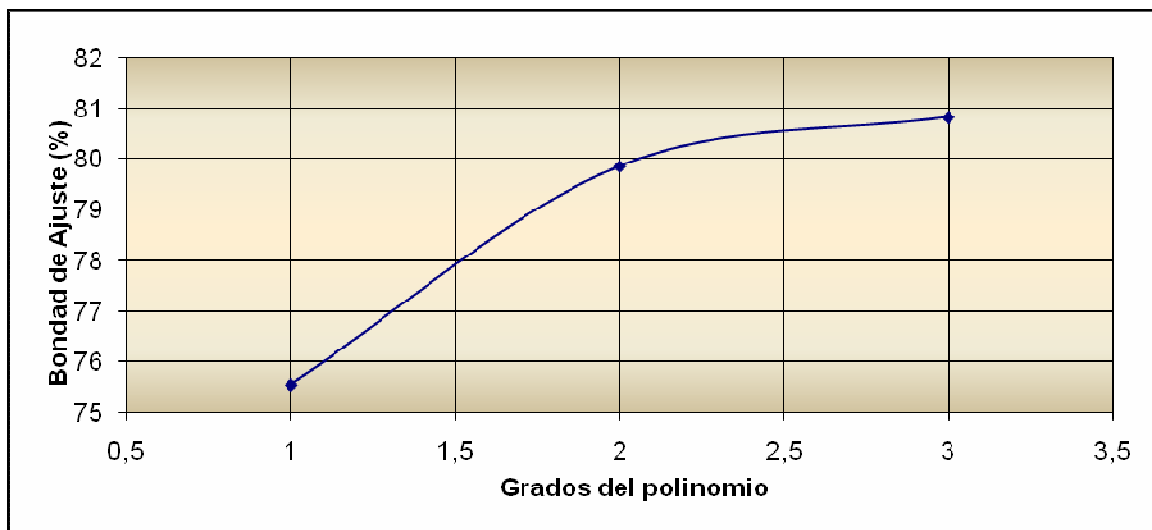
$$SS_R = \sum Y^2 - ((\sum Y)^2/n) \quad (\text{Ec. 6.3})$$

Donde:

Y: Es el valor de anomalía de Bouguer de cada estación.

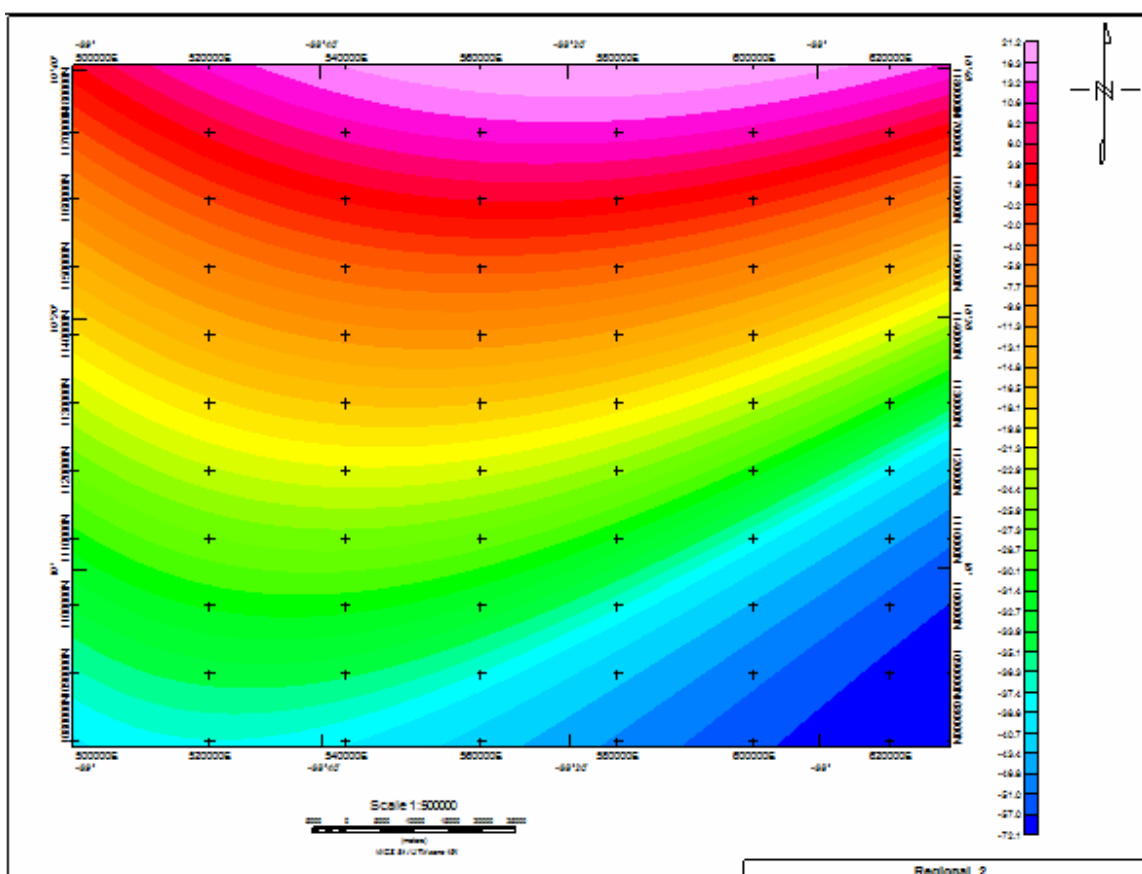
$\hat{Y}$ : Representa los valores de anomalía regional de cada estación.

Luego de calcular la bondad de ajuste para cada grado del polinomio, se realiza un gráfico en donde se contrastan los grados del polinomio versus los valores del coeficiente de determinación en cada grado (Fig. 6.4), para de esta manera seleccionar la zona donde la curva comienza a tener un comportamiento asintótico para el eje x. Una vez realizado el análisis del gráfico de bondad de ajuste, se determinó que la superficie de tendencia concordante a un mejor sentido geológico de los datos, es la correspondiente al polinomio de 2° grado.



**Figura 6.4.** Grafica del coeficiente de determinación vs grado del polinomio para los datos de Anomalía de Bouguer con densidad  $2,67 \text{ g/cm}^3$ .

En el mapa de superficie de tendencia regional de 2° grado (Fig. 6.5) se evidencia una orientación de N60°E, y un incremento preferencial en la magnitud de los contornos de las curvas isoanómalas de sur a norte en las magnitudes de anomalía de Bouguer. Se aprecian además, gradientes suaves del orden de 1,9 mgal/km, los mismos asociados al comportamiento estructural del basamento. Los máximos se encuentran en la región norte del mapa alcanzando el valor de 21 mgal (zona de contacto entre la placa Suramericana y Caribeña) y llegando a valores mínimos de -72 mgal en el sur franco del mapa, asociados a los altos depósitos sedimentarios en el sector.

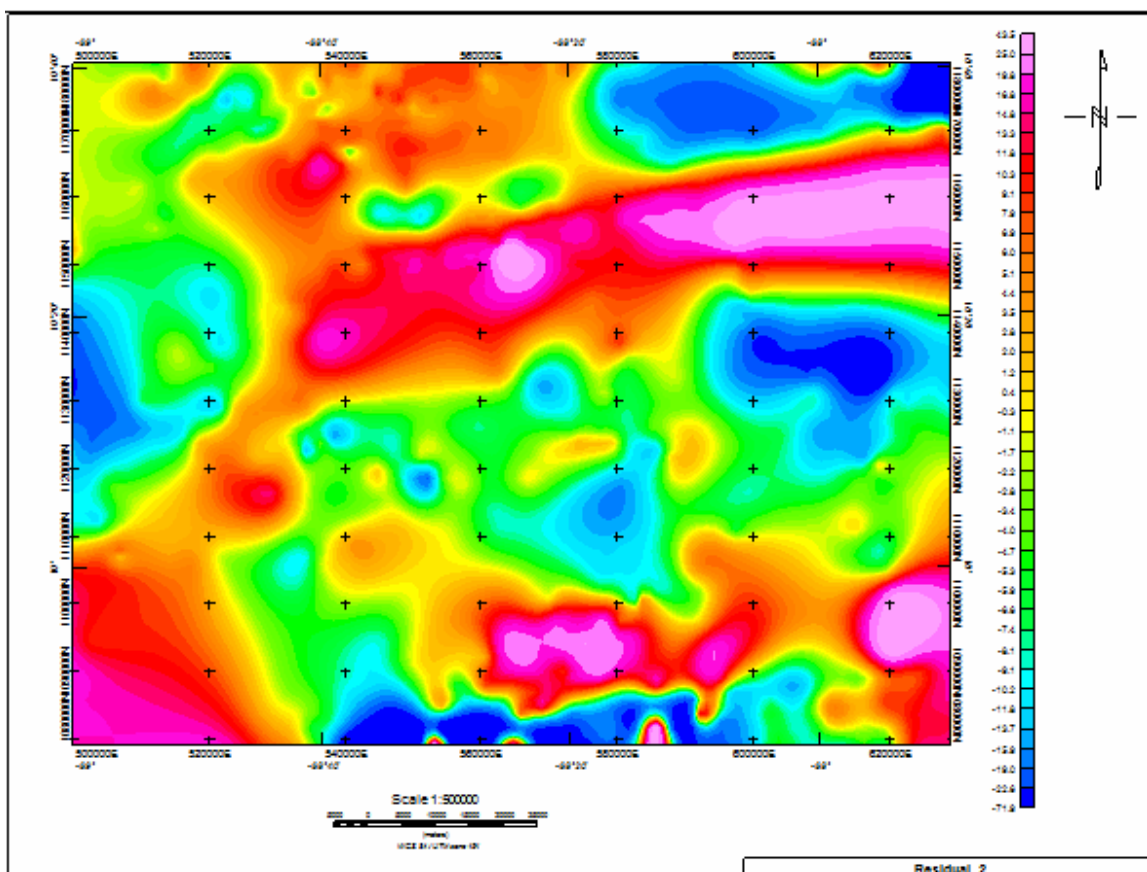


**Figura 6.5.** Mapa Regional de segundo grado de anomalía de Bouguer con densidad 2,67 g/cm<sup>3</sup>.

El mapa residual del polinomio de segundo grado (Fig. 6.6) presenta contornos isoanómalos en donde se observan efectos de los cuerpos que se encuentran cercanos a la superficie. Las curvas de isoanomalía resaltan con gran detalle los cuerpos ígneo-metamórficos, con valores máximos de aproximadamente 43 mgal, que corresponden a la

Peridotita de Tinaquillo al sur y al norte se relacionan con rocas maficas que afloran y las rocas ultramáficas planteadas en líneas anteriores. Por otra parte se evidencia claramente la concordancia que hay entre los valores mínimos alrededor de -71 mgal, asociados con las zonas de depósitos sedimentario como es el graben de Yaracuy y el Lago de Valencia.

Entre otras características importantes se observa como en el mapa residual la orientación de las estructuras locales son dominadas evidentemente por las fallas de Boconó y Morón al Norte, y al sur por el corrimiento Manrique.

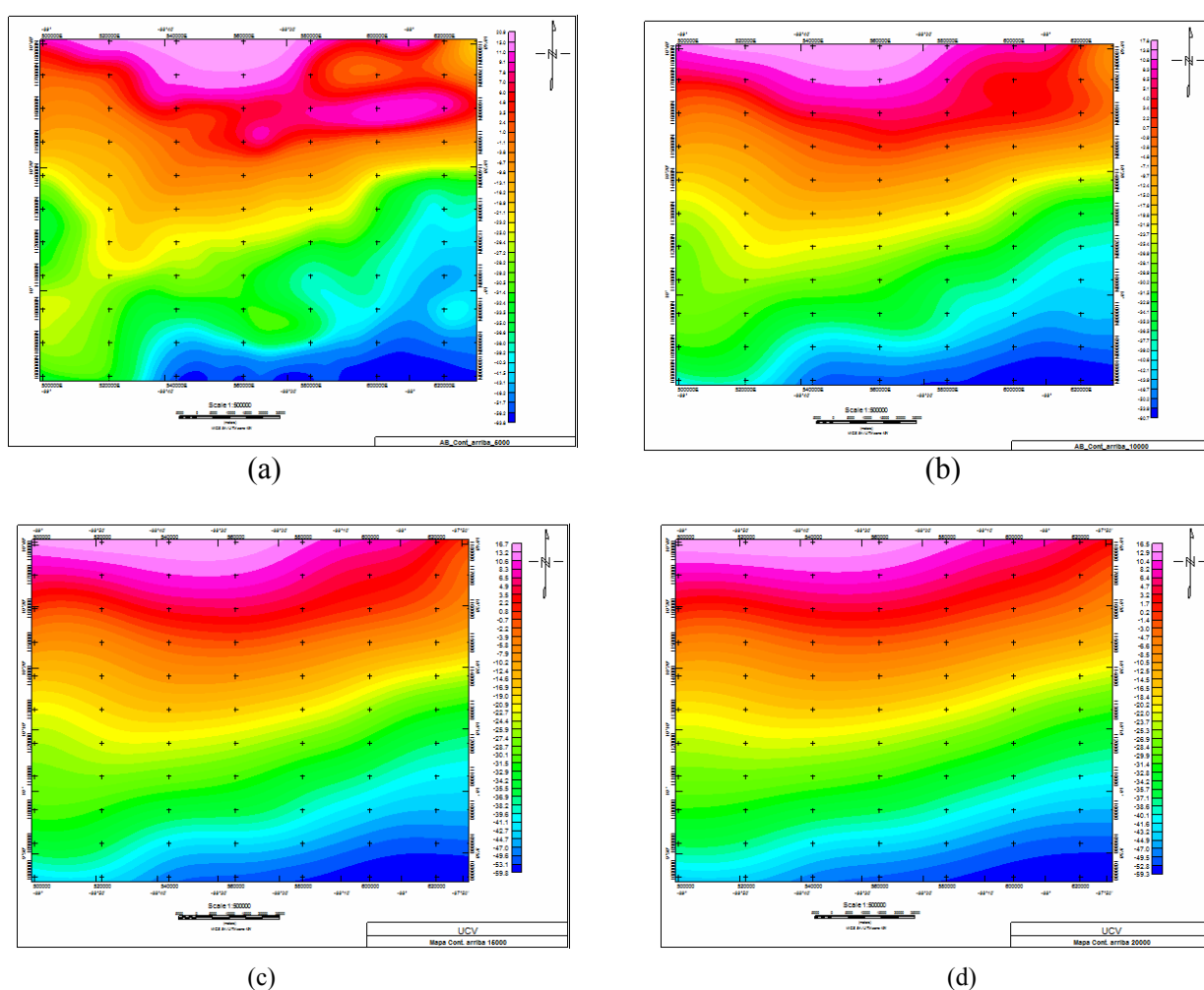


**Figura 6.6.** Mapa Residual de segundo grado de anomalía de Bouguer con densidad  $2,67 \text{ g/cm}^3$ .

Para apoyar lo determinado por el análisis de bondad de ajuste, se realizaron mapas de continuación analítica hacia arriba, que se efectuaron para obtener un mapa en donde se obtuviera una respuesta suavizada del mapa de Bouguer, obteniéndose así un mapa regional. La continuación analítica del campo hacia arriba es usada para caracterizar la

forma de las anomalías. Los mapas de continuación al llegar a una cierta distancia tienden a hacer muy similares, lo que nos permite establecer un criterio para determinar mediante el método el mapa regional.

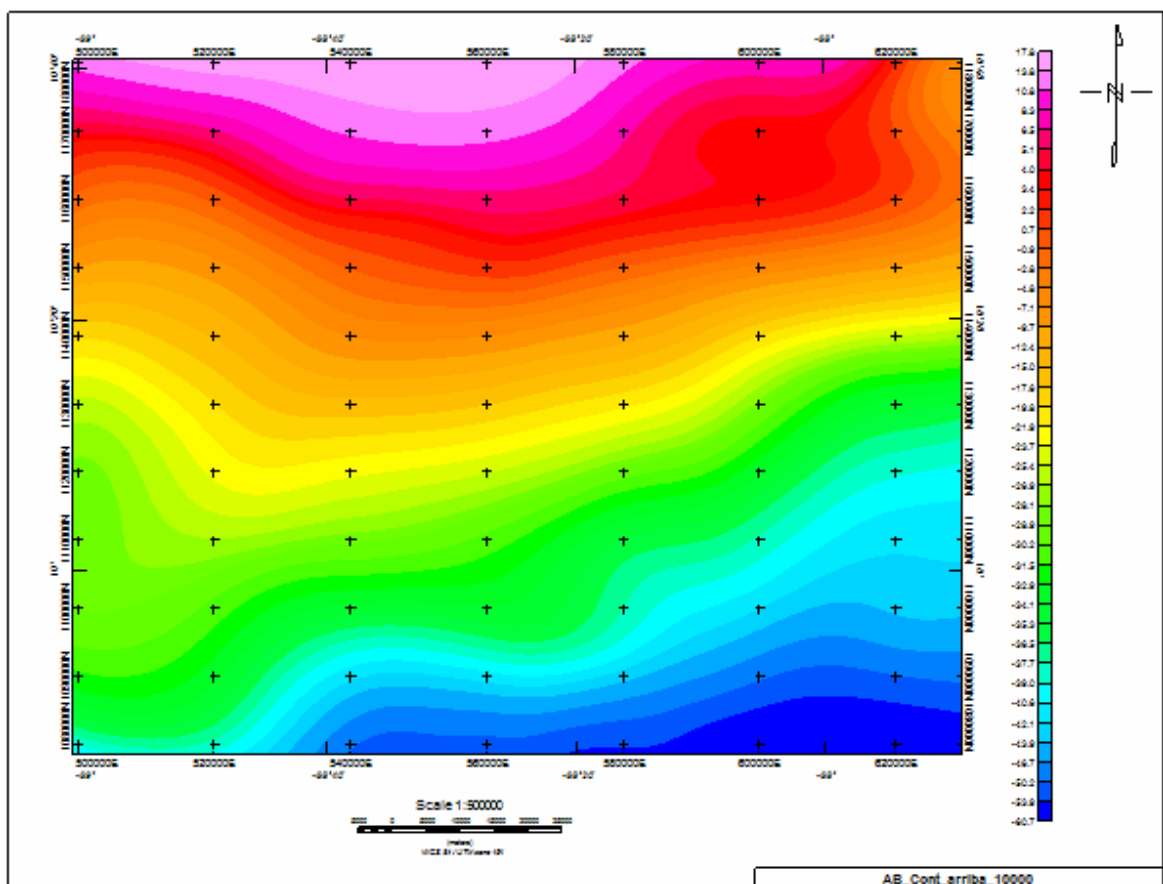
Este método se aplica haciendo uso de la función *montaj MAGMAP Filtering* del programa *Oasis montaj* (Geosoft Inc., 2007). A los datos se les aplicó continuación analítica hacia arriba a diferentes alturas (5000, 10000, 15000 y 20000 m) (Fig. 6.7), para fijar así el mapa correspondiente a la superficie de tendencia regional.



**Figura 6.7.** Mapa regional de anomalía de Bouguer. realizado por el método de continuación analítica del campo de: a) 5000 m, b) 10000 m, c) 15000 m y d) 20000 m hacia arriba.

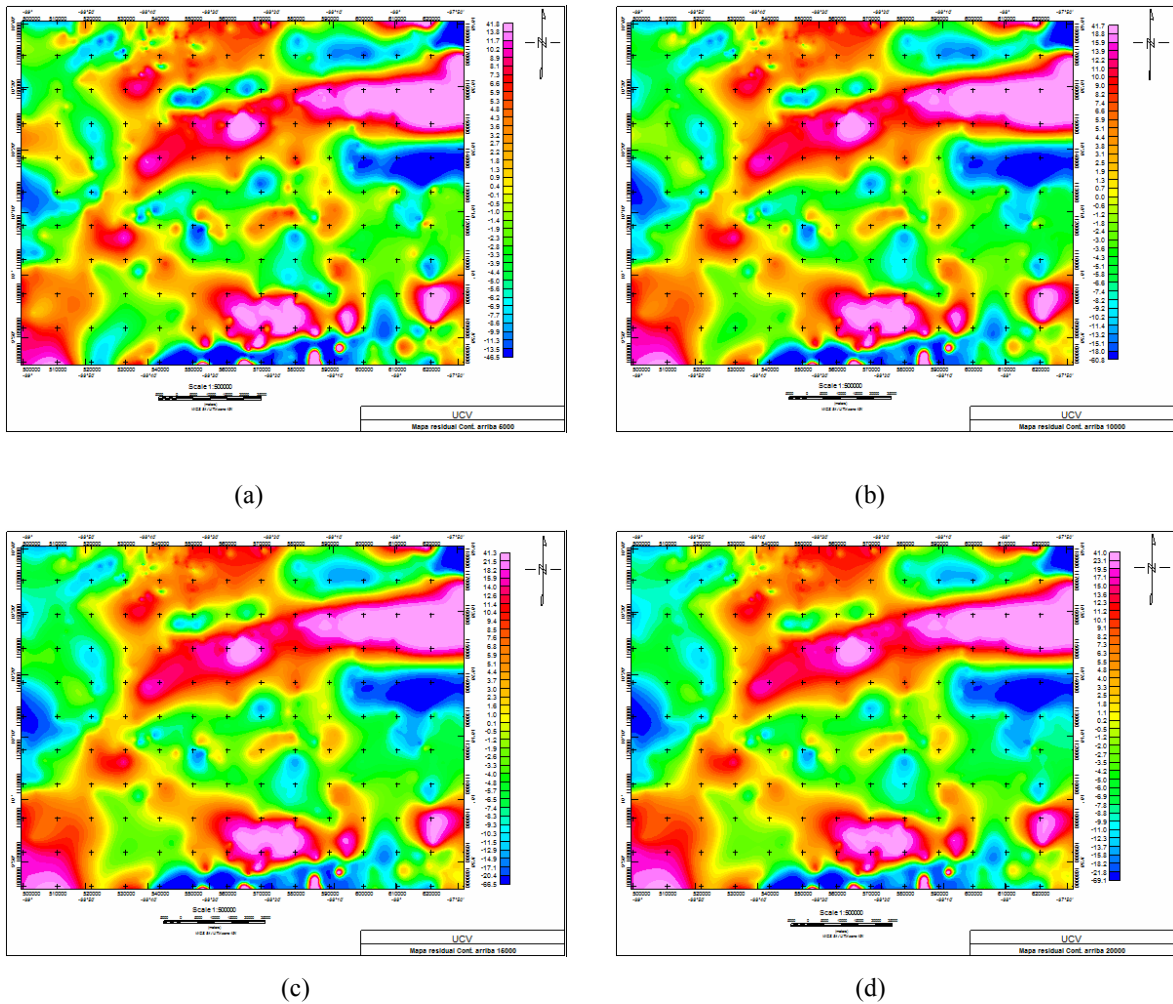


Haciendo uso de los mapas de la figura 6.7, se determinó que el mapa de continuación analítica hacia arriba a 10000 m de altura (Fig. 6.8), es el que mejor representa la estructura regional sigue una orientación preferencial de N60°E, coincidiendo así con el mapa regional del polinomio de segundo grado; y también cumplen con el patrón de similitud en las continuaciones subsiguientes (15000 y 20000 m), las cuales fueron muy similares a la de 10000 m de altura.



**Figura 6.8.** Mapa regional de anomalía de Bouguer. Realizado por el método de continuación analítica del campo de 10000 m hacia arriba.

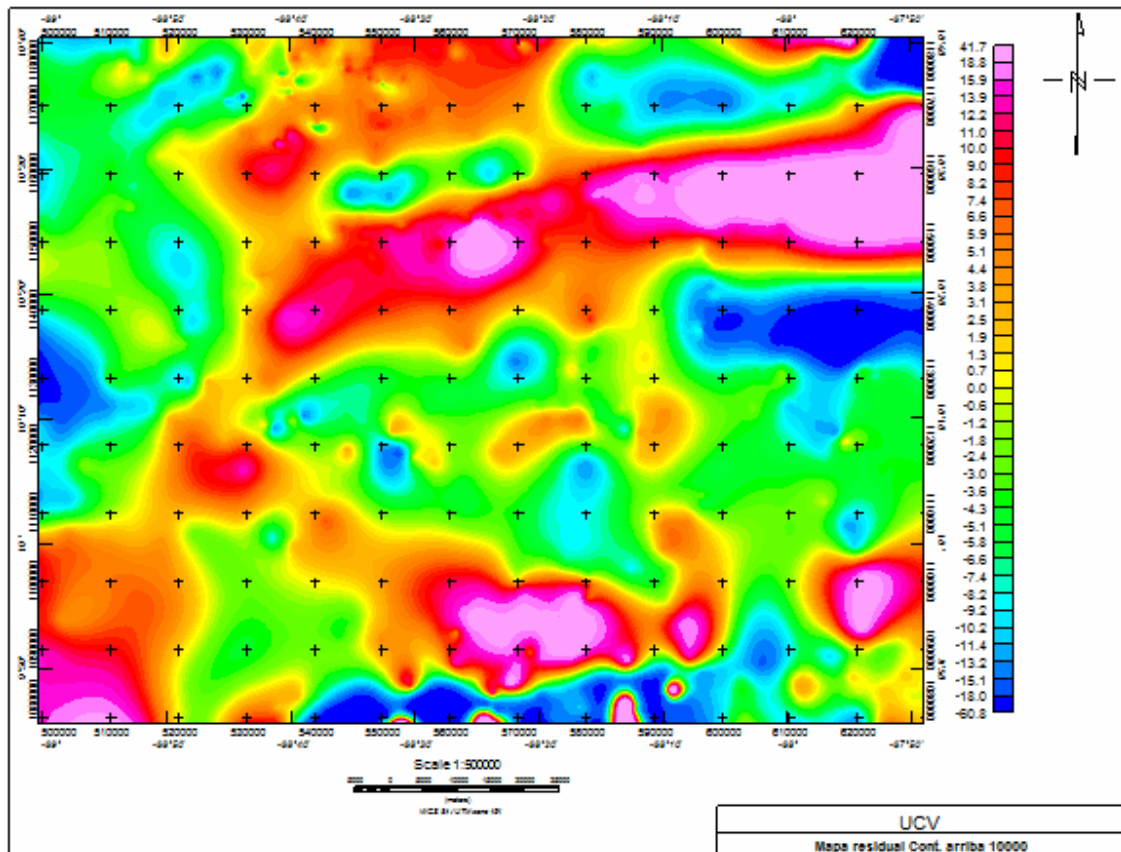
Posteriormente se elaboraron los mapas de anomalías residuales correspondiente a cada una de las continuación analítica hacia arriba del campo (5000, 10000, 15000 y 20000 m), para lo cual se sustrajeron del mapa de anomalía de Bouguer los mapas regionales obtenidos, todo ello realizado a través de una aplicación del *Oasis montaj* (Geosoft Inc., 2007) (Fig. 6.9).



**Figura 6.9.** Mapa residual de anomalía de Bouguer. Obtenido a partir del mapa regional realizado por el Método de Continuación Analítica del Campo de: a) 5000 m, b) 10000 m, c) 15000 m y d) 20000 m hacia arriba.

Al realizar el análisis del mapa de anomalía residual correspondiente a la continuación analítica del campo hacia arriba de 10000 m (Fig. 6.10), se pudo corroborar la presencia de los cuerpos ígneos-metamórficos descritos en el análisis del mapa residual del polinomio de segundo grado, observándose un leve aumento en la respuesta lateral generada por la Peridotita de Tinaquillo al sur y un crecimiento lateral en la respuesta de anomalía al

noreste del área, precisamente en donde se proponen los cuerpos ultramáficos en el subsuelo.



**Figura 6.10.** Mapa residual de anomalía de Bouguer, realizado por el Método de Continuación Analítica del Campo de 10000 m hacia arriba.

### 6.1.3 Realce de anomalías.

#### Mapa de Cosenos Direccionales

El filtro de coseno direccional se aplica con la finalidad de remover o resaltar en este caso las características principales de un mallado de datos, para ello se utilizó el programa *Oasis montaj* (Geosoft Inc., 2007), en donde se aplicó el filtro en la dirección preferencial de las estructuras presentes. Esta dirección fue determinada mediante la observación del mapa geológico y la generación de una serie de mapas de cosenos direccionales; con los cuales

se estableció que el mapa más representativo de la orientación de las estructuras ígneo-metamórficas en el lugar de estudio es el correspondiente a  $60^\circ$  (Fig. 6.11) con orientación  $N60^\circ E$ . Con éste se resaltan las características primordiales de los cuerpos ígneo-metamórficos y del Graben de Yaracuy, permitiéndonos verificar la orientación de los mismos, en la dirección preferencial en que se estimaba se dispusieran los cuerpos.

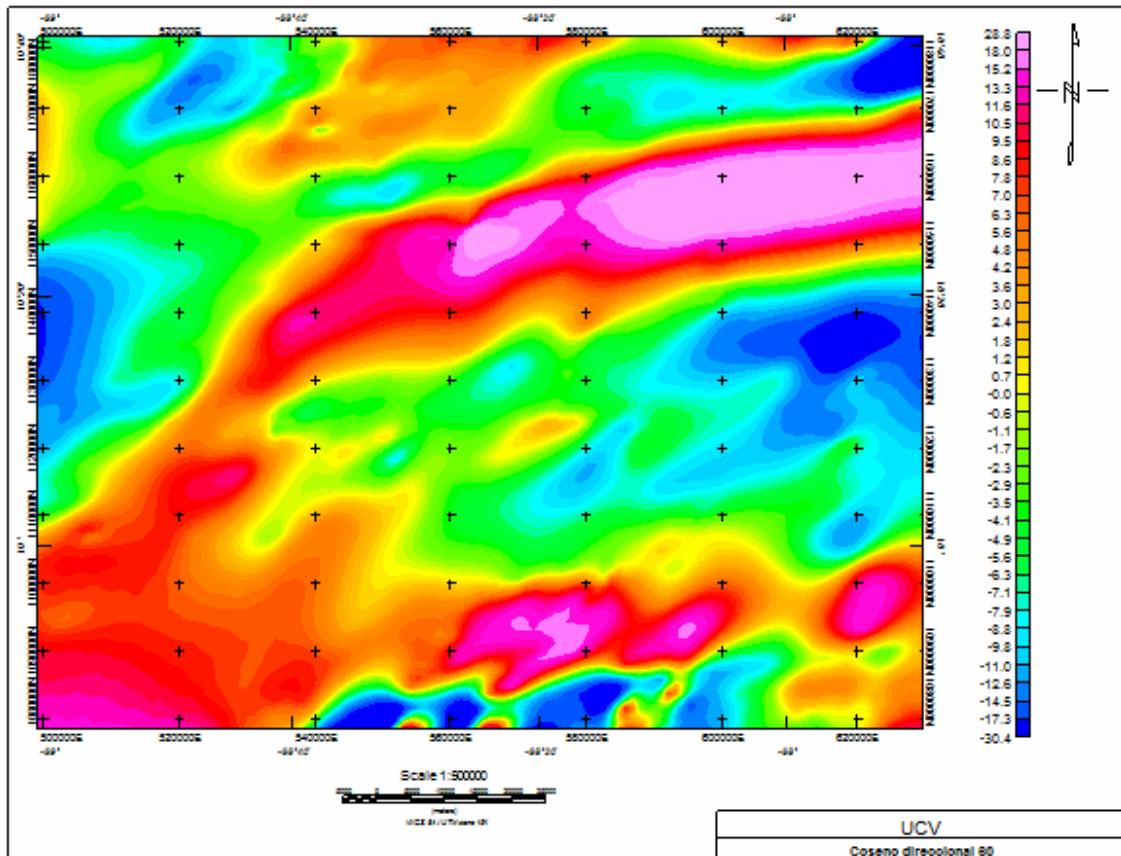


Figura 6.11. Mapa de coseno direccional  $N60^\circ E$  de la anomalía de Bouguer.

#### 6.1.4 Determinación de Profundidades

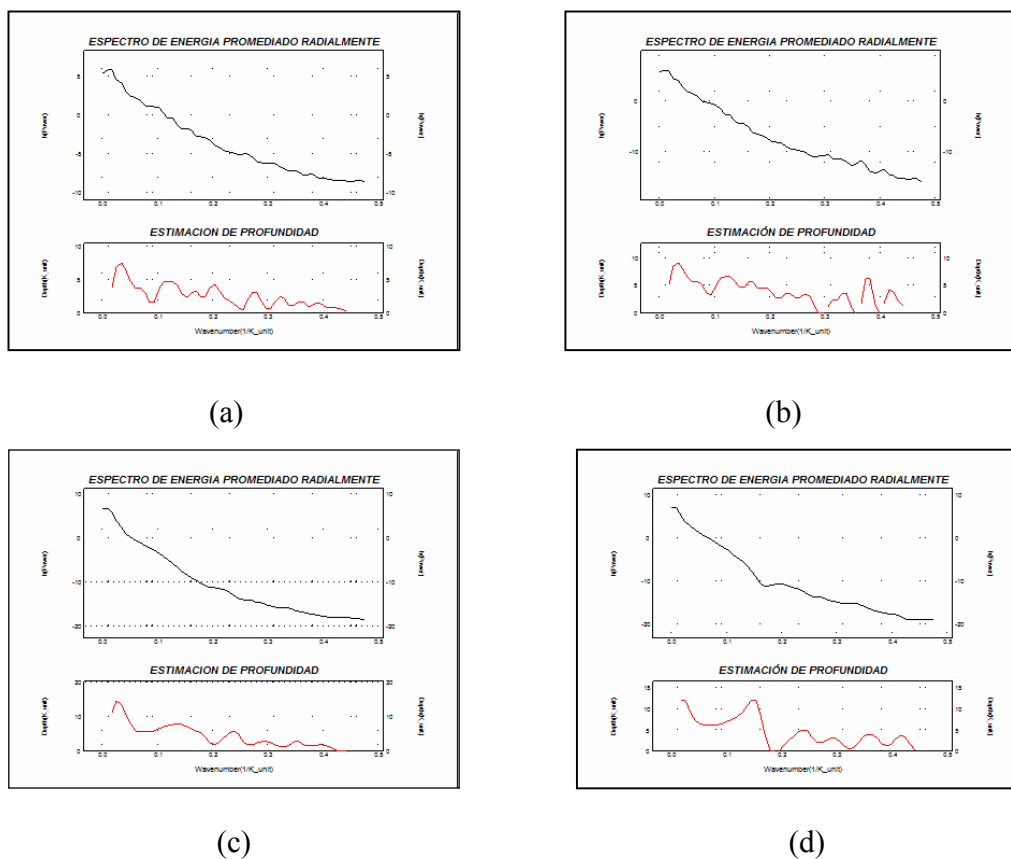
##### Análisis Espectral

El método de análisis espectral permite estimar la profundidad de los cuerpos presentes en el área de estudio; como el análisis se efectúa en el dominio de la frecuencia nos permite

determinar las profundidades, clasificadas como: profunda, media y somera, al separar la energía en función de la frecuencia.

Para la investigación se efectuó el análisis espectral tanto del mapa de anomalía de Bouguer, como el de algunos mapas de continuación hacia arriba para verificar con mayor exactitud las profundidades del basamento, las formaciones y las rocas sedimentarias de la región de estudio.

En los gráficos de análisis espectrales (Fig. 6.12) elaborados se hallaron las pendientes con los cambios en la curva, atribuidas a tres posibles fuentes, una profunda, una intermedia y una somera. Las profundidades de cada segmento de la fuente se obtuvieron dividiendo entre  $4\pi$  cada una de las pendientes del espectro de energía.



**Figura 6.12.** Espectros de energía promediados radialmente de la Anomalia de Bouguer: (a) AB, (b) Continucción analítica a 2000 m hacia arriba, (c) Continucción analítica 10000 m hacia arriba y (d) Mapa regional de segundo grado.

Luego del cálculo de las distintas profundidades de cada uno de los gráficos (Tabla 6.1), se evidenció la existencia de tres niveles de profundidad bien establecidos en cada uno de los análisis espectrales, en donde se corroboraron los niveles de profundidad de aproximadamente 1000, 6000 y 15000 m, que posteriormente fueron utilizados para control en la elaboración de los modelos.

La mayor profundidad hallada en el análisis espectral con la respuesta de anomalía Bouguer fue en el orden de 15000 m, la cual posiblemente se le atribuye al tope de la corteza continental inferior; la profundidad media ubicada en el orden de los 6000 m representa el límite entre la formaciones Nirgua y Las Mercedes con la corteza gnéissica-anortosítica o El Augengneis de Peña de Mora, mientras que los valores de profundidad media están en el orden de 1000 m, son el resultado de las rocas sedimentarias, que afloran en superficie.

**Tabla 6.1.** Profundidades obtenidas mediante el método de análisis espectral.

ANÁLISIS ESPECTRAL DE ANOMALÍA DE BOUGUER			
MAPA	PROFUNDA (km)	MEDIA (km)	SOMERA (km)
AB	14,886	6,315	1,3528
ABcontarriba_2000	14,98	5,9	1,1
ABcontarriba_10000	15,27	6,1	0,98
AB Regional 2°	15,01	5,98	0,97
<b>Promedio aprox.</b>	<b>15</b>	<b>6</b>	<b>1</b>

### **Deconvolución de Euler**

El estudio de profundidades a los datos gravimétricos mediante el método de deconvolución de Euler (Fig. 6.13), se aplicó para distintos índices estructurales con el fin de discriminar tipos de formas de los cuerpos; para el índice estructural cero (0), se intentó determinar la presencia a profundidad de diques o sills en el área, dando como resultado un rango de profundidades desde 1000 hasta 15000 m, donde los valores máximos en su mayoría al norte del mapa y un fragmento pequeño de valores al sur, evidenciando la profundidad bien demarcada de 15000 m de la falla de Boconó al norte y al sur se relaciona

con el corrimiento Manrique obteniendo valores similares de profundidad que la Falla de Boconó.

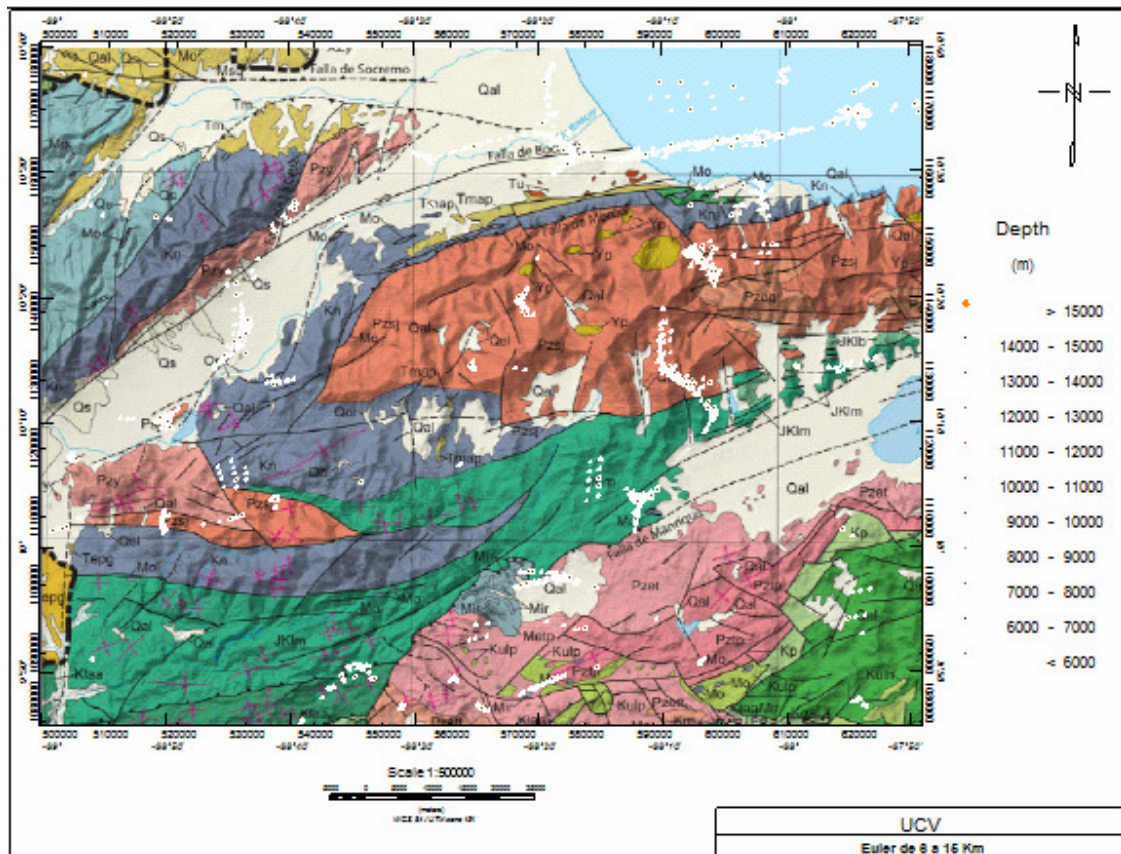


Figura 6.13. Mapa de deconvolución de Euler para índice estructural cero (0).

## 6.2 Interpretación Magnética

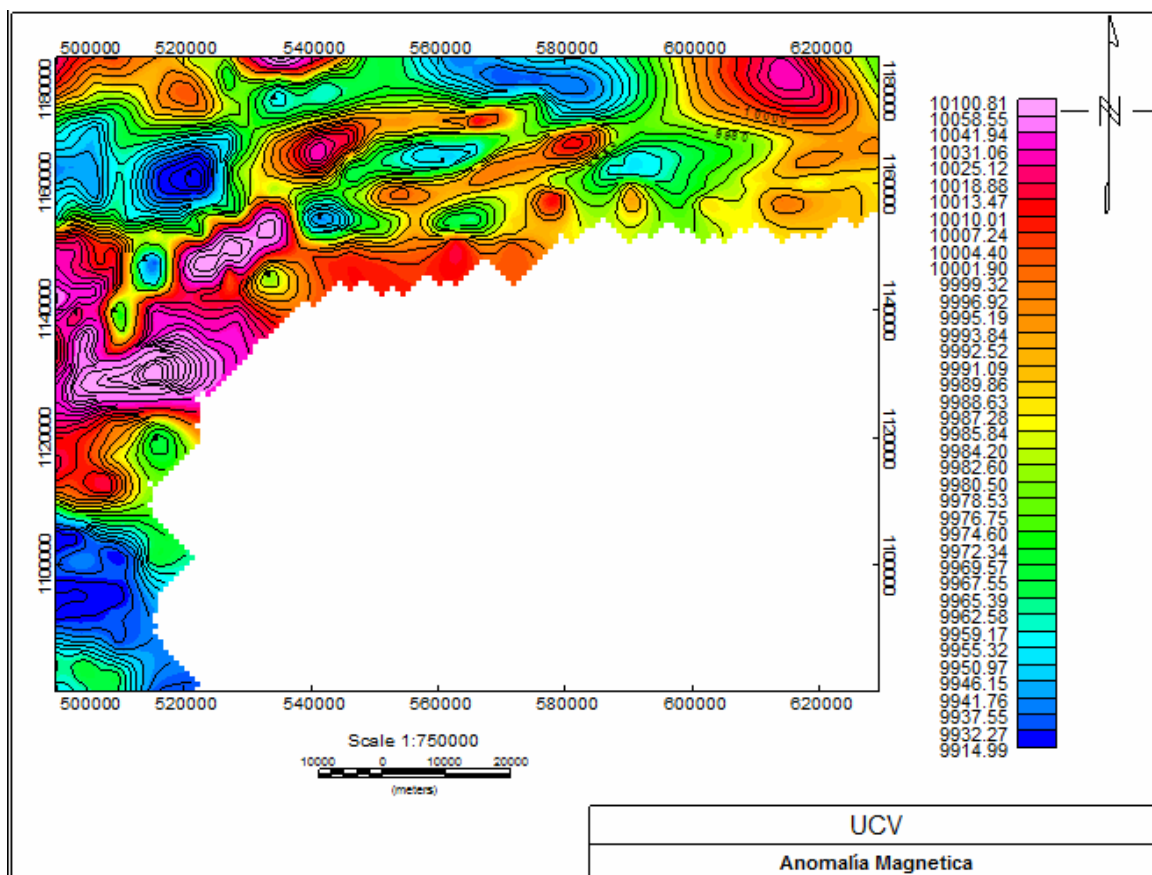
### 6.2.1 Mapa de Anomalía Magnética

El mapa de Anomalía Magnética de los datos a una altura de 2000 m s.n.m., se elaboró a través de la interpolación por el método de mínima curvatura, con el programa *Oasis montaj* (Geosoft Inc., 2007) mediante la aplicación *montaj Gravity and Terrain Correction*.

El mapa de Anomalía Magnética (Fig. 6.14) presenta una tendencia N60°E, coincidiendo con la orientación de las estructuras geológicas de la zona y con el mapa de anomalía de

Bouguer. Los valores de anomalía magnética se encuentran entre las magnitudes 9914.99 y 10100.81 gammas, observándose dos sectores principales con máximos. El primero, presente en el Graben de Yaracuy, según Gómez y Sandoval (2008) puede ser respuesta de la litología de alta magnetización presente en dicho complejo, la cual se encuentra por debajo de los sedimentos depositados en dicho graben. El segundo, al noreste franco del área de estudio, corresponde a los cuerpos ultramáficos que se encuentran en el subsuelo y a las rocas maficas presentes en la franja norte.

Los valores mínimos de anomalía magnética se observan en dos sectores del mapa; el primero se encuentra al suroeste, evidenciando una profundización del basamento y el espesor sedimentario del graben. Asimismo, se localizan tres secuencias de mínimos al norte, dos de ellas marcan el corredor del graben de Yaracuy y la presencia de las fallas de Boconó y Morón; y el último mínimo, al noroeste, muestra del espesor sedimentario encontrado al norte del Complejo de Yaritagua.



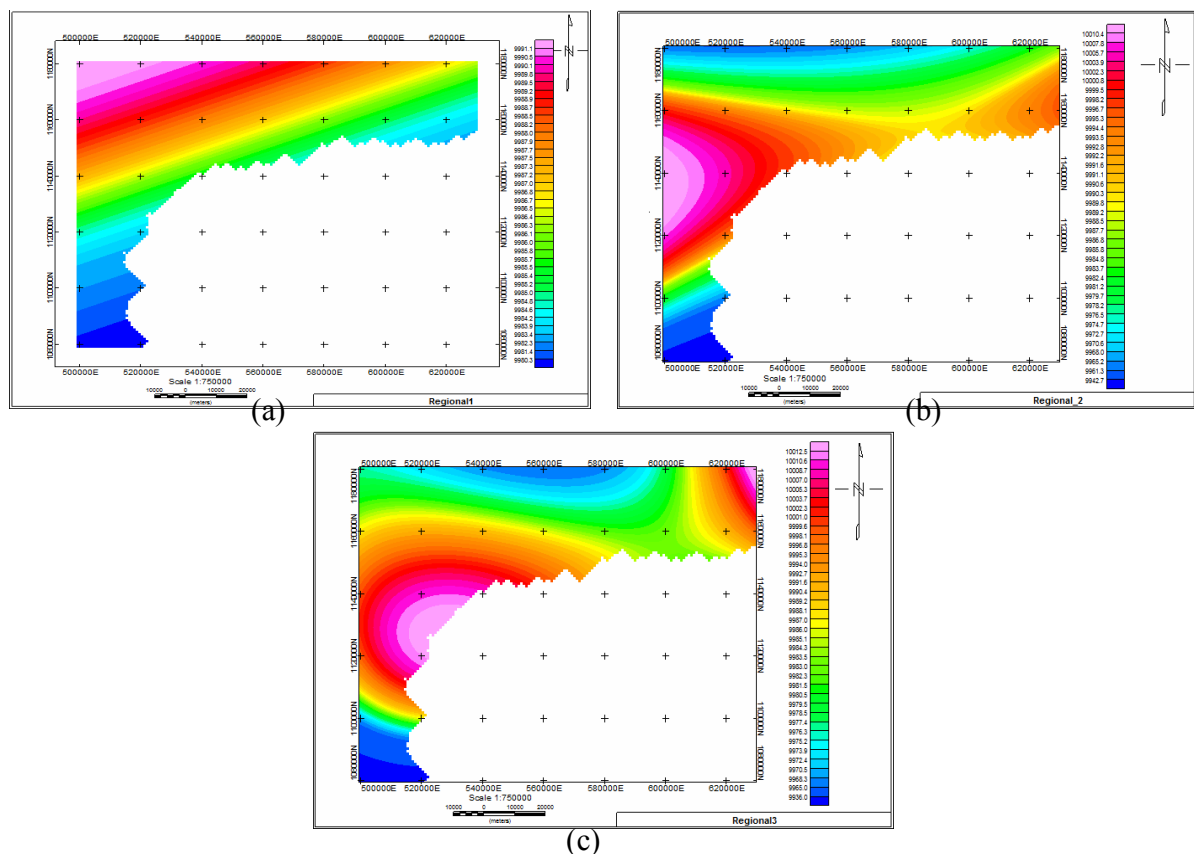
**Figura 6.14.** Mapa de Anomalía Magnética, obtenido por el método de interpolación de mínima curvatura.



## 6.2.2 Mapa de Superficie Polinómica, Criterio analítico de Bondad de ajuste y Mapa continuación analítica del campo magnético.

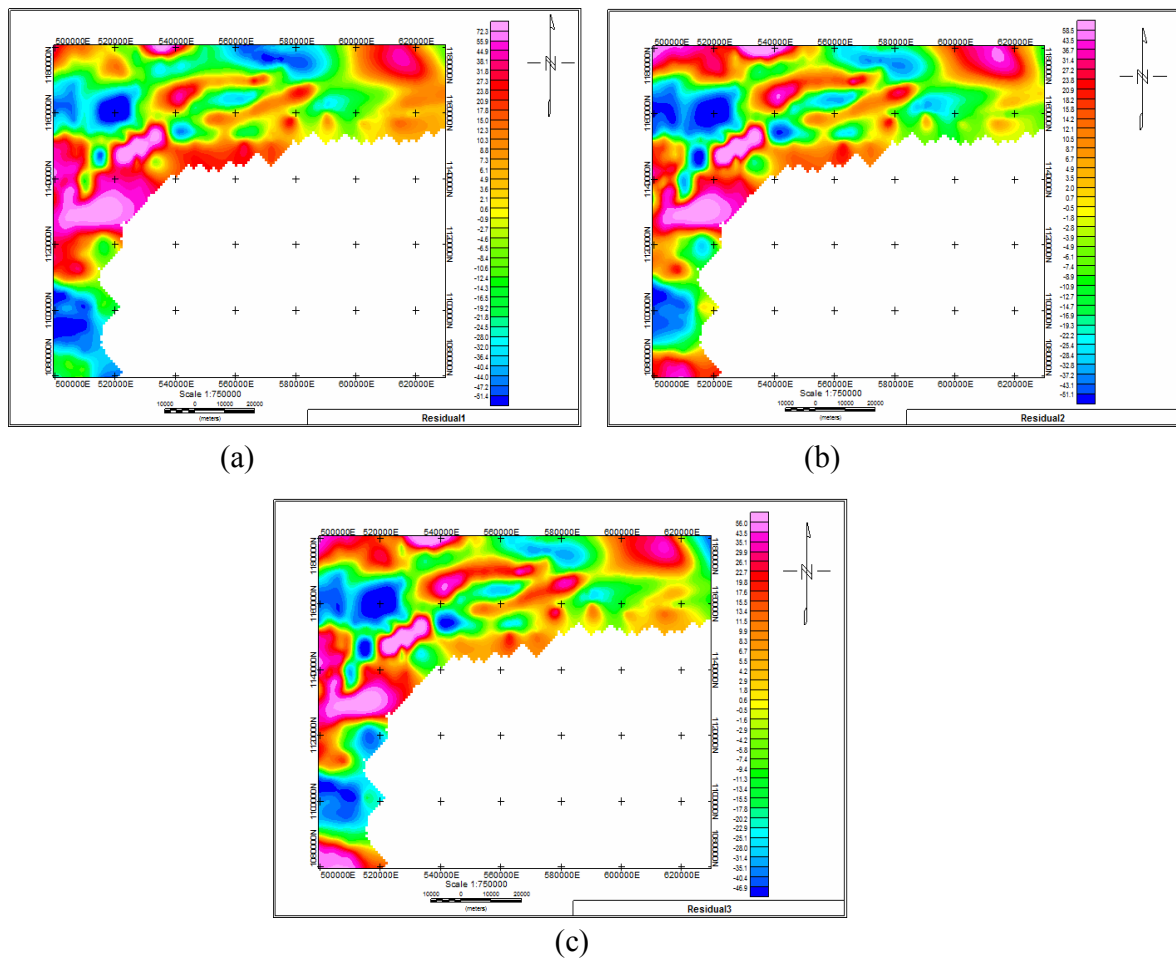
Los métodos aplicados para realizar esta separación fueron el de ajustes polinómicos y el de continuación analítica del campo, mediante los cuales se ajustan los datos de anomalía de magnética a una superficie matemática.

En el método de Superficie Polinómica se realiza la separación mediante el ajuste por mínimos cuadrados de la anomalía magnética, de donde se obtiene la anomalía residual por medio de la diferencia entre la superficie obtenida por el polinomio y la superficie dada por el mapa de anomalía magnética. A través del uso de la extensión del programa Oasis Montaj “*montaj MAGMAP Filtering, del Oasis montaj*” (Geosoft Inc., 2007), se determinaron las superficies polinómicas de 1°, 2° y 3°, obteniendo así los mapas de tendencia regional (Fig. 6.15).



**Figura 6.15.** Mapa regional de Anomalía magnética realizado por el método de superficie de tendencia Polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3

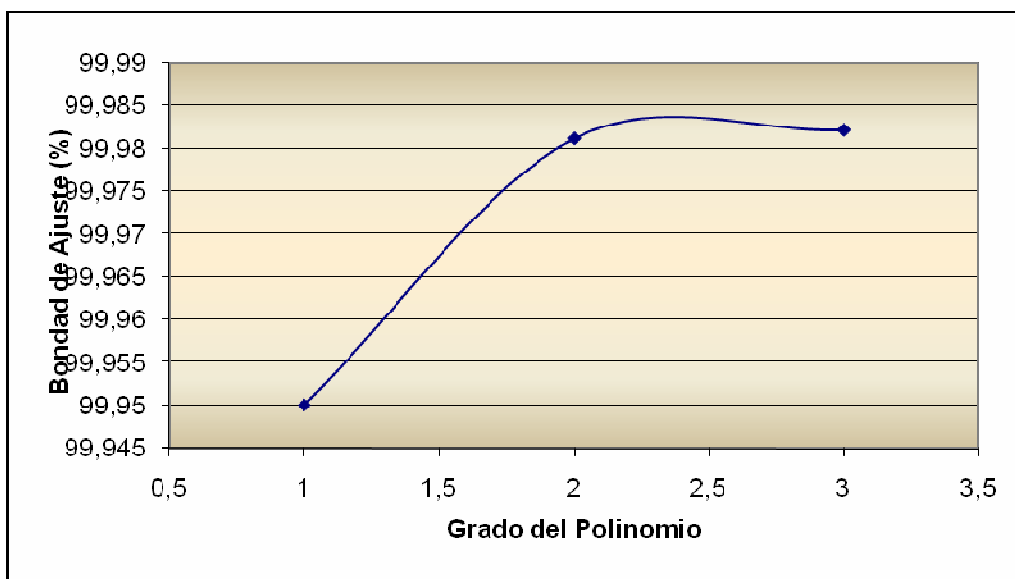
Posteriormente, se obtuvieron los mapas de anomalía residual (Fig. 6.16):



**Figura 6.16.** Mapa residual de Anomalía magnéticas realizado por el método de superficie de tendencia Polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3.

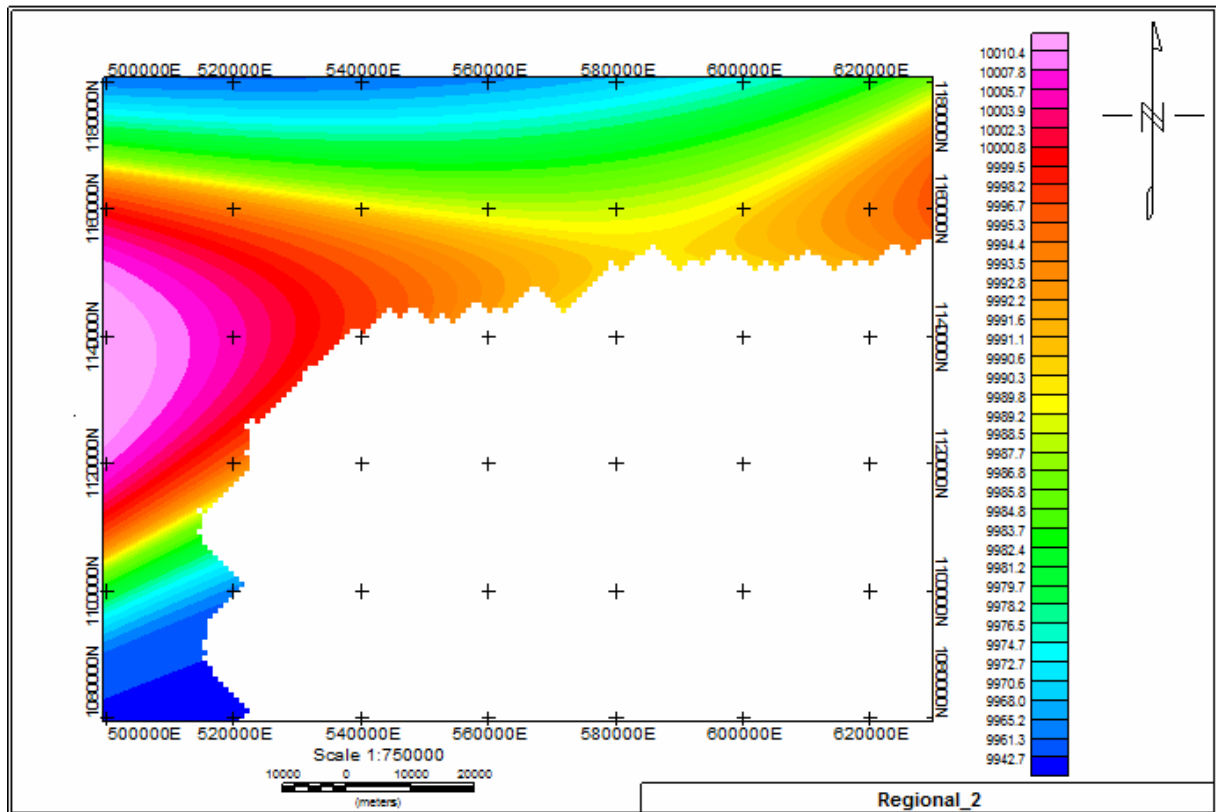
De igual manera, se obtuvo el grado del polinomio que concuerda con los datos y las características geológicas presentes. Para ello se aplica la fórmula estadística de la bondad de ajuste empleada para los datos de gravedad.

El cálculo de la bondad de ajuste se realizó de la misma forma que para los datos gravimétricos, dando como resultado el siguiente gráfico (Fig. 6.17), a partir del cual se determinó que la superficie de tendencia que mejor se ajuste es la de segundo grado.



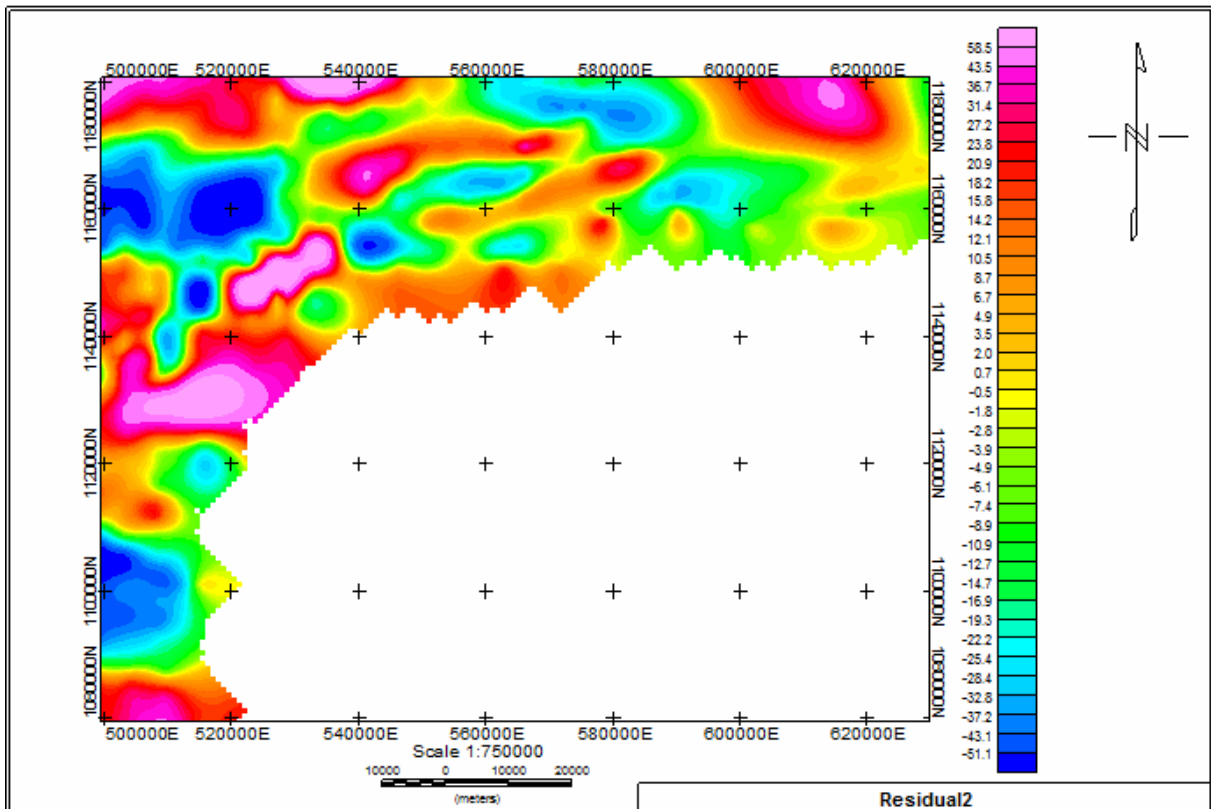
**Figura 6.17.** Gráfica del coeficiente de determinación vs grado del polinomio para los datos de Anomalía Magnética.

En el mapa de superficie de tendencia regional de 2° grado (figura 6.18) se observa una clara orientación de N60°E. Los valores de anomalía magnética disminuyen hacia los extremos norte y sur del mapa, llegando a valores de aproximadamente 9961,3 gammas. Los valores máximos son del orden de 10010,4 gammas y los suaves gradientes de 14 gammas/km se encuentran asociados al comportamiento estructural del basamento.



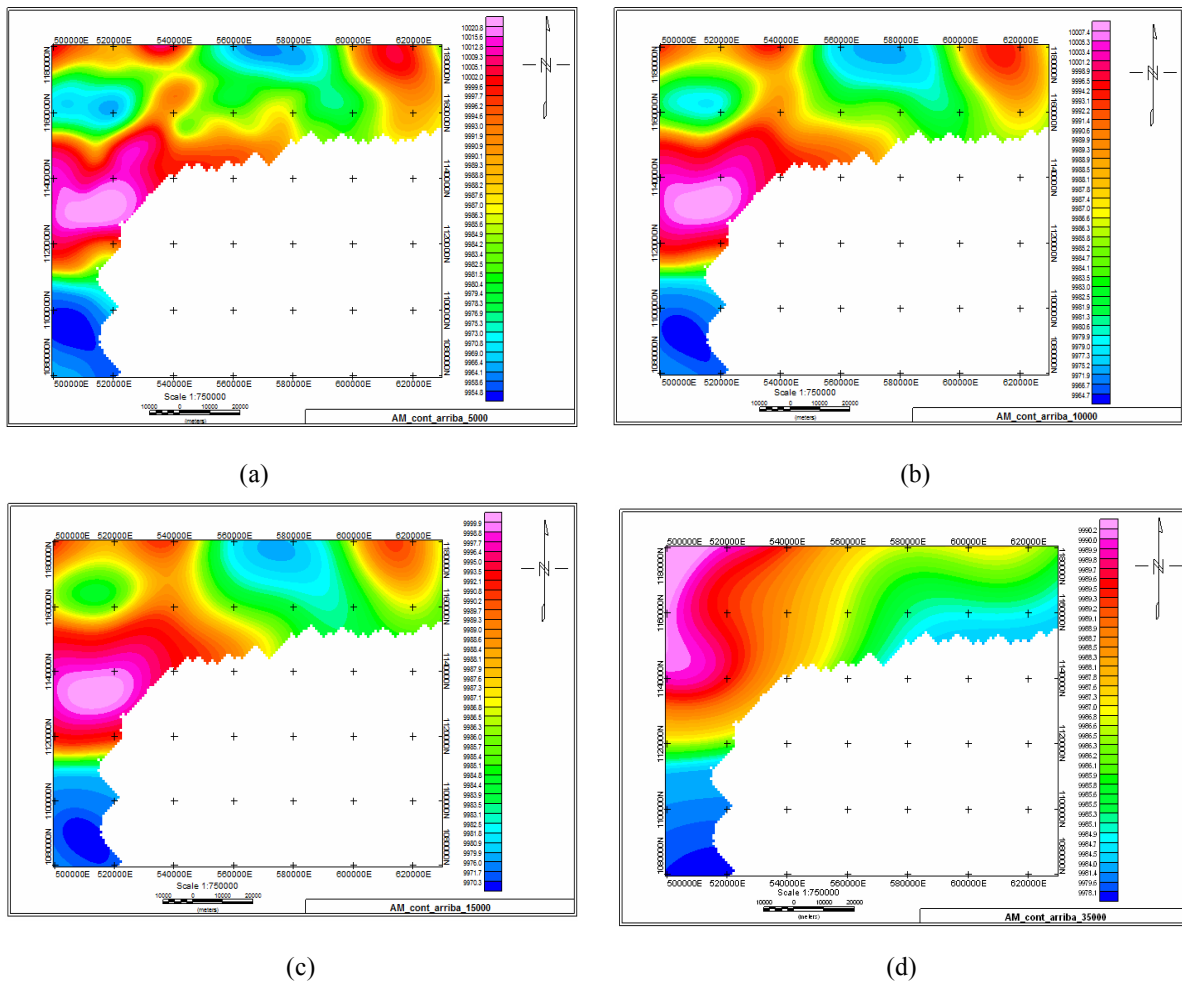
**Figura 6.18.** Mapa Regional de segundo grado de anomalía magnética.

En el mapa residual del polinomio de segundo grado de anomalía magnética (Fig. 6.19), se presentan contornos en donde se observan efectos de los cuerpos que se encuentran cercanos a la superficie. Estas curvas de isogammas resaltan con gran detalle los cuerpos ígneos-metamórficos, en los cuales se muestran valores máximos de aproximadamente 58,3 gammas. Por otra parte se evidencia la relación que hay entre los valores mínimos alrededor de -51,1 gammas, con las zonas de depósitos sedimentario del graben de Yaracuy y a la presencia de las fallas de Boconó y Morón al norte.



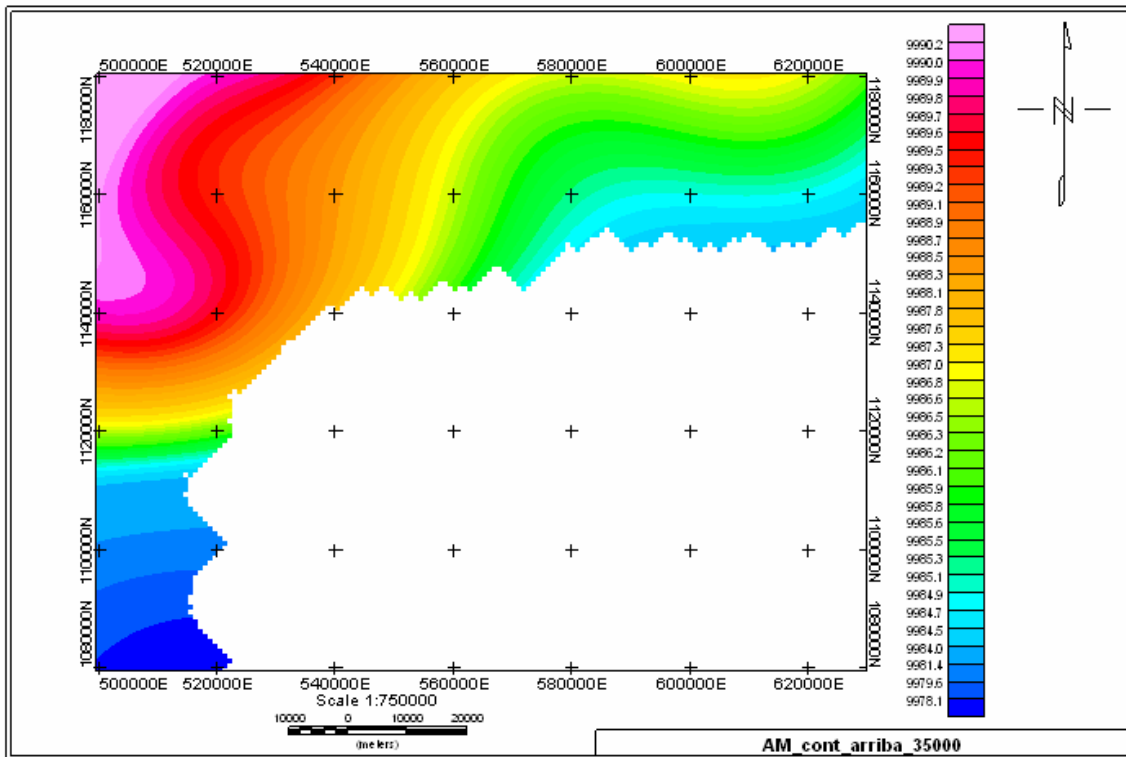
**Figura 6.19.** Mapa Residual de segundo grado de anomalía magnética.

Estos resultados se reafirman mediante los mapas de continuación analítica del campo hacia arriba. Este método se realiza mediante la aplicación *montaj MAGMAP Filtering* del programa *Oasis montaj* (Geosoft Inc., 2007), efectuando la continuación analítica del campo hacia arriba a diferentes alturas (5000, 10000, 15000 y 20000 m) (Fig. 6.20), para fijar así el mapa correspondiente a la superficie de tendencia regional.



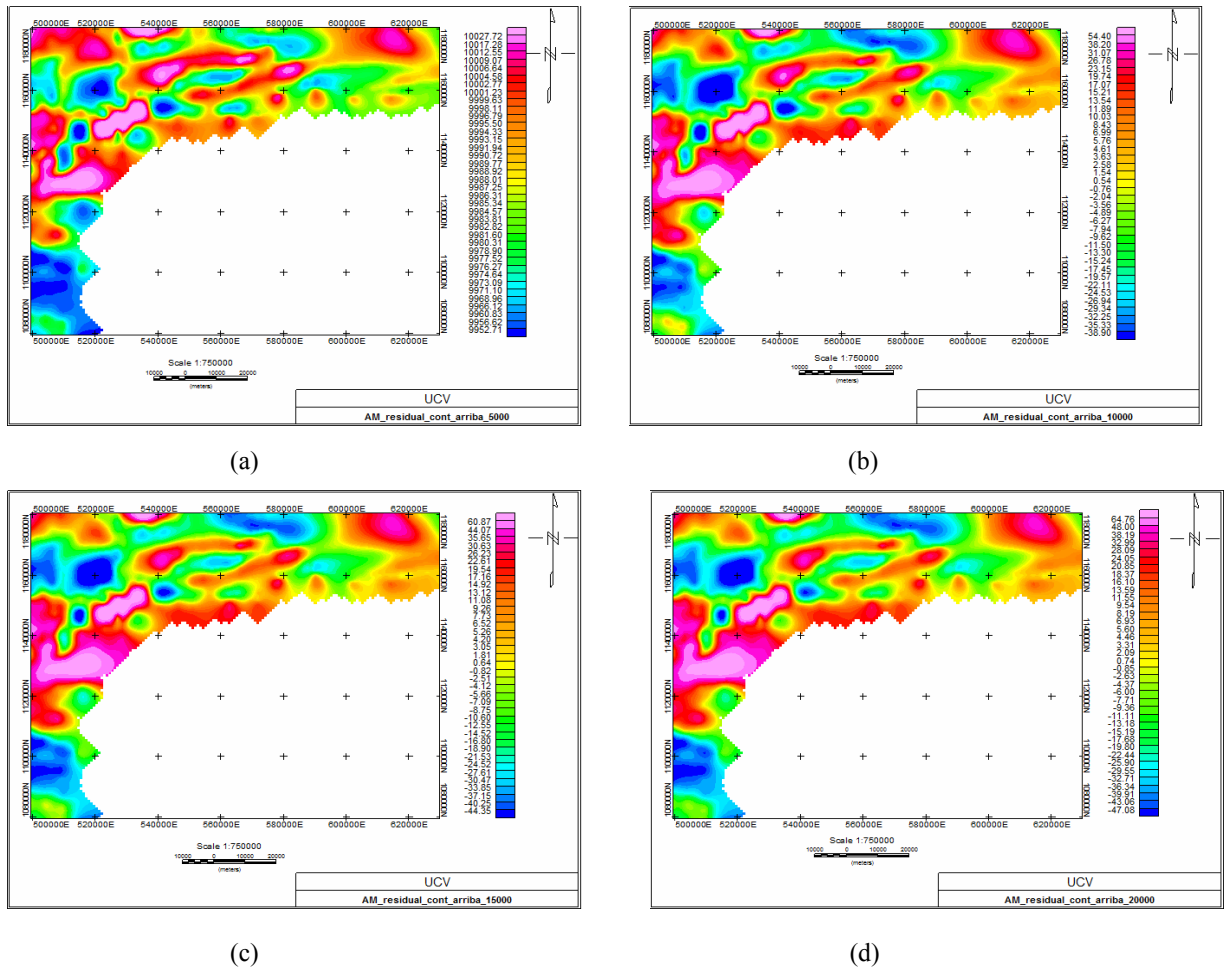
**Figura 6.20.** Mapa regional de anomalía magnética. Realizado por el método de continuación analítica del campo de: a) 5000 m, b) 10000 m, c) 15000 m y d) 35000 m hacia arriba.

El mapa seleccionado como respuesta es el que se encuentra a 35000 m de altura (Fig. 6.21), ya que éste sigue una orientación aproximada de  $N60^{\circ}E$ , tendiendo a conservar la orientación mostrada en el mapa regional del polinomio de segundo grado.



**Figura 6.21.** Mapa regional de anomalía de magnética. Realizado por el método de Continuación Analítica del Campo de 35000 m hacia arriba.

Consecutivamente se elaboraron los mapas residuales correspondiente a cada una de las continuaciones analíticas hacia arriba (5000, 10000, 15000 y 35000 m), para lo cual se sustrajo del mapa de anomalía magnética, el mapa regional obtenido a partir de la continuación analítica hacia arriba para cada una de la alturas anteriores, todo ello realizado a través de una aplicación del *Oasis montaj* (*Geosoft Inc.*, 2007) (Fig. 6.22).

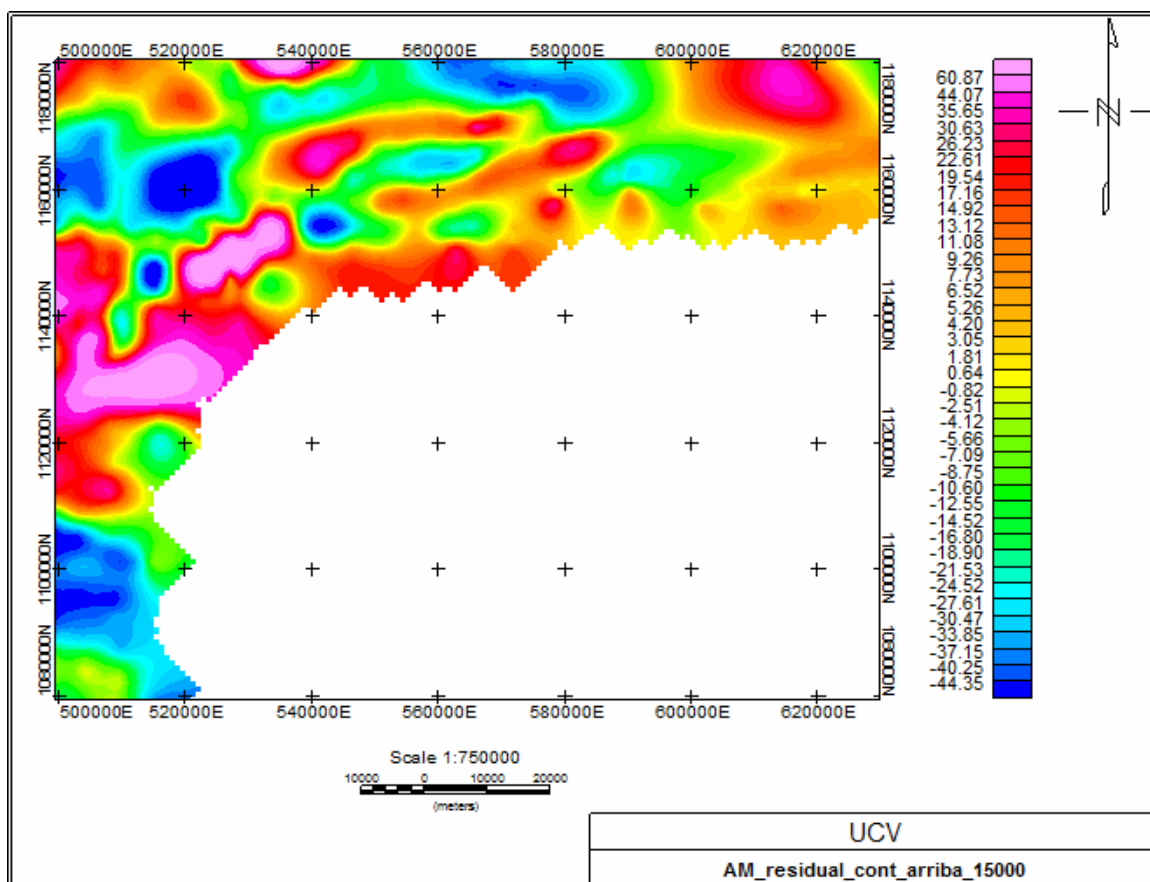


**Figura 6.22.** Mapa residual de anomalía magnética. Realizado a partir del mapa regional realizado por el método de continuación analítica del campo de: a) 5000 m, b) 10000 m, c) 15000 m y d) 35000 m hacia arriba.

En el mapa residual correspondiente de continuación analítica del campo 35000 m hacia arriba (Fig. 6.23), se muestran valores máximos de aproximadamente 60 gammas que se concentran en la zona oeste-central del mapa, característica de los cuerpos ígneo-metamórficos que infrayacen al espesor sedimentario del graben de Yaracuy en el sector.

Nuevamente, los valores mínimos de -44,35 gammas al norte del mapa son respuesta del espesor sedimentario que se encuentra al norte del complejo Yaritagua, y de la trayectoria observada en superficie de la falla de Boconó y la falla de Morón.





**Figura 6.23.** Mapa residual de anomalía de magnética. Realizado por el método de continuación analítica del campo de 35000 m hacia arriba.

### 6.2.3 Realce de anomalías.

#### Mapa de Cosenos direccionales

De los mapas obtenidos por el filtro de cosenos direccionales, se seleccionó el mapa más coherente con respecto a las formas estructurales en superficie; el cual corresponde al coseno direccional a  $60^\circ$  (Fig. 6.24), el mismo presenta una orientación  $N60^\circ E$ ; en donde se resaltan los contrastes de susceptibilidad entre los cuerpos ígneo-metamórficos y los espesores sedimentarios expuestos en Graben de Yaracuy y Graben de Aroa al noroeste.

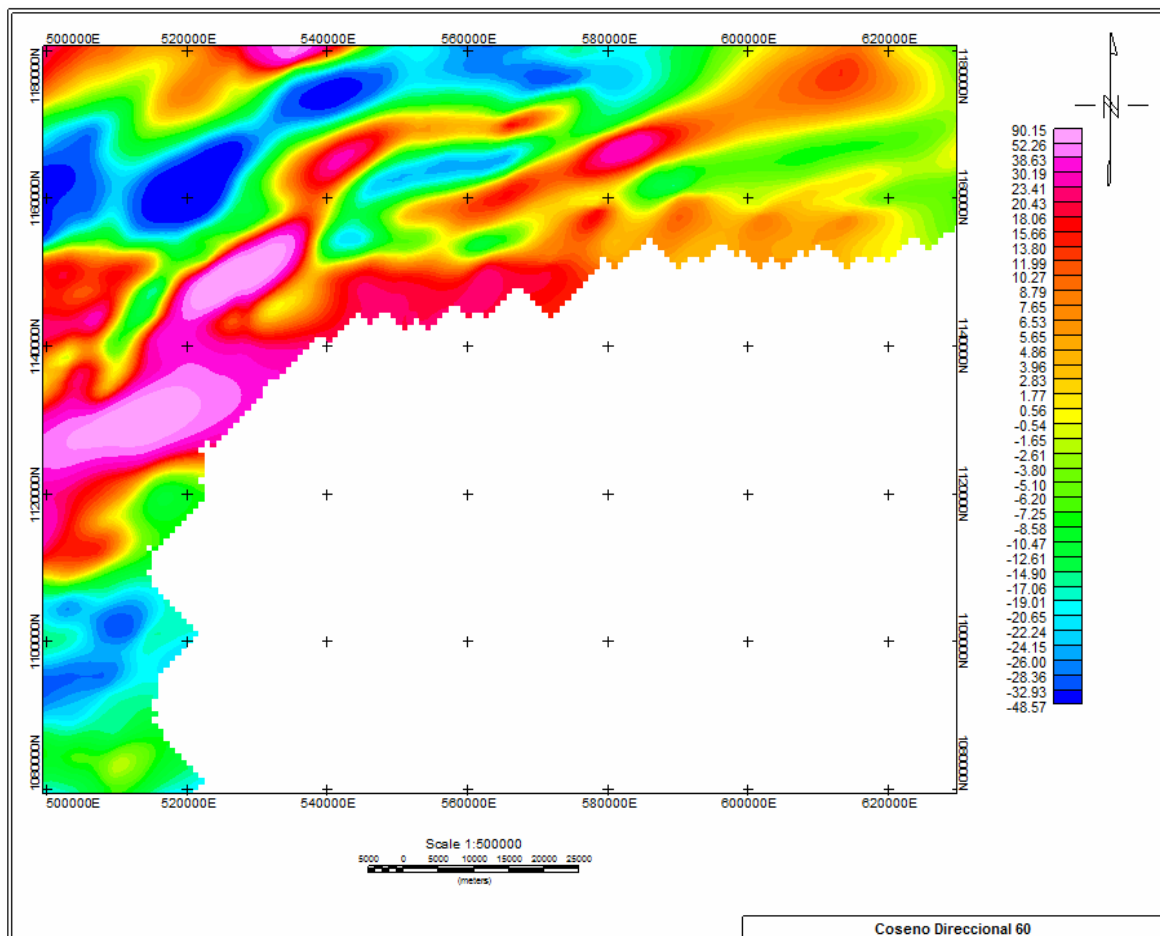


Figura 6.24. Mapa de coseno direccional N60°E de la anomalía magnética.

### Mapas de reducción al Polo y al Ecuador

Ambos métodos buscan remover influencias de la latitud magnética, para así mejorar la interpretación, ya que este procedimiento permite ver las anomalías como si se estuvieran sobre la superficie en que se han realizado las mediciones y mejora la geometría de los cuerpos que originan las anomalías.

La reducción al polo y al ecuador ajusta a la inclinación del campo magnético terrestre, para mejorar la localización de las fuentes. En este sentido se aplicó a los datos aeromagnéticos reducción al polo y al ecuador magnético, a través del *Oasis montaj v.7.1* (Geosoft Inc., 2007) con la aplicación *montaj MAGMAP Filtering*. (Fig. 6.25 y 6.26)

En la reducción al ecuador se resaltan los cuerpos ígneo-metamórficos, como también la orientación de las fallas de Boconó y Morón y la del Graben de Yaracuy. En cambio en la reducción al polo se distorsionan en mayor grado las anomalías asociadas a los cuerpos, debido posiblemente a que la zona de estudio se encuentra en el ecuador geográfico.

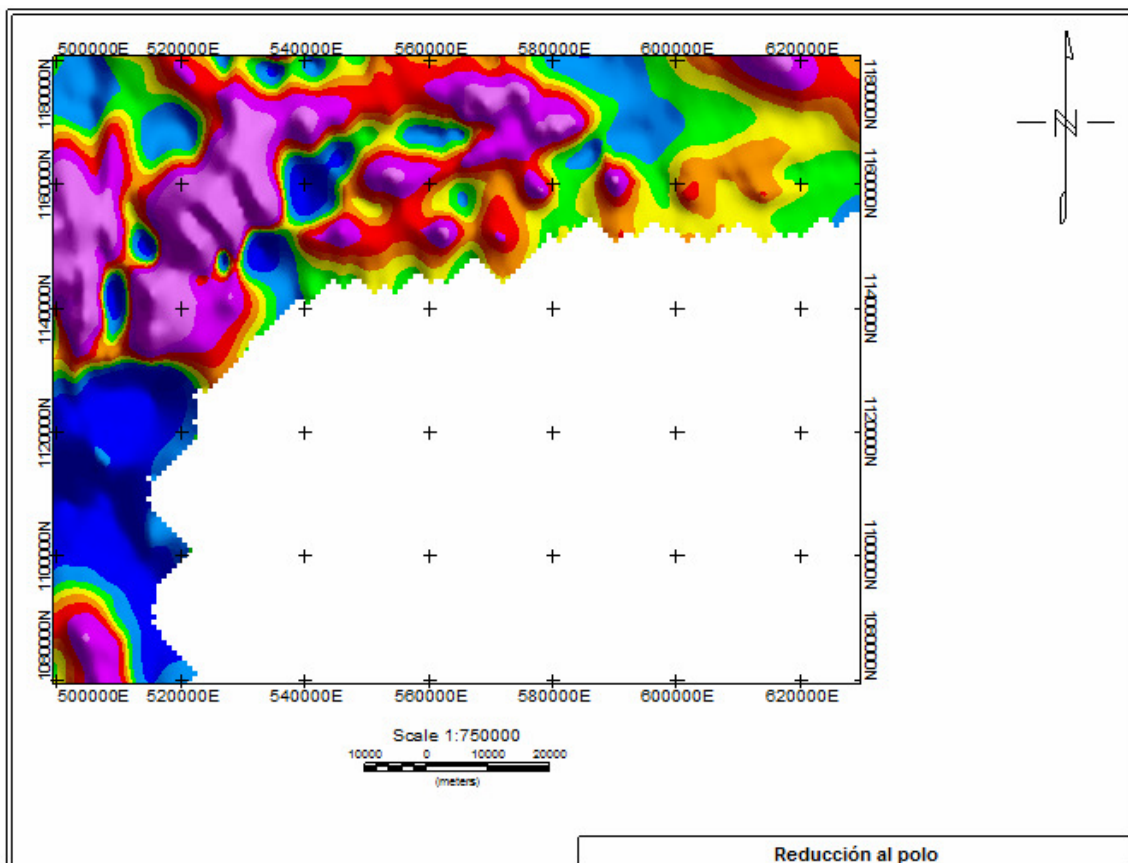


Figura 6.25. Mapa de reducción al polo de la anomalía magnética.

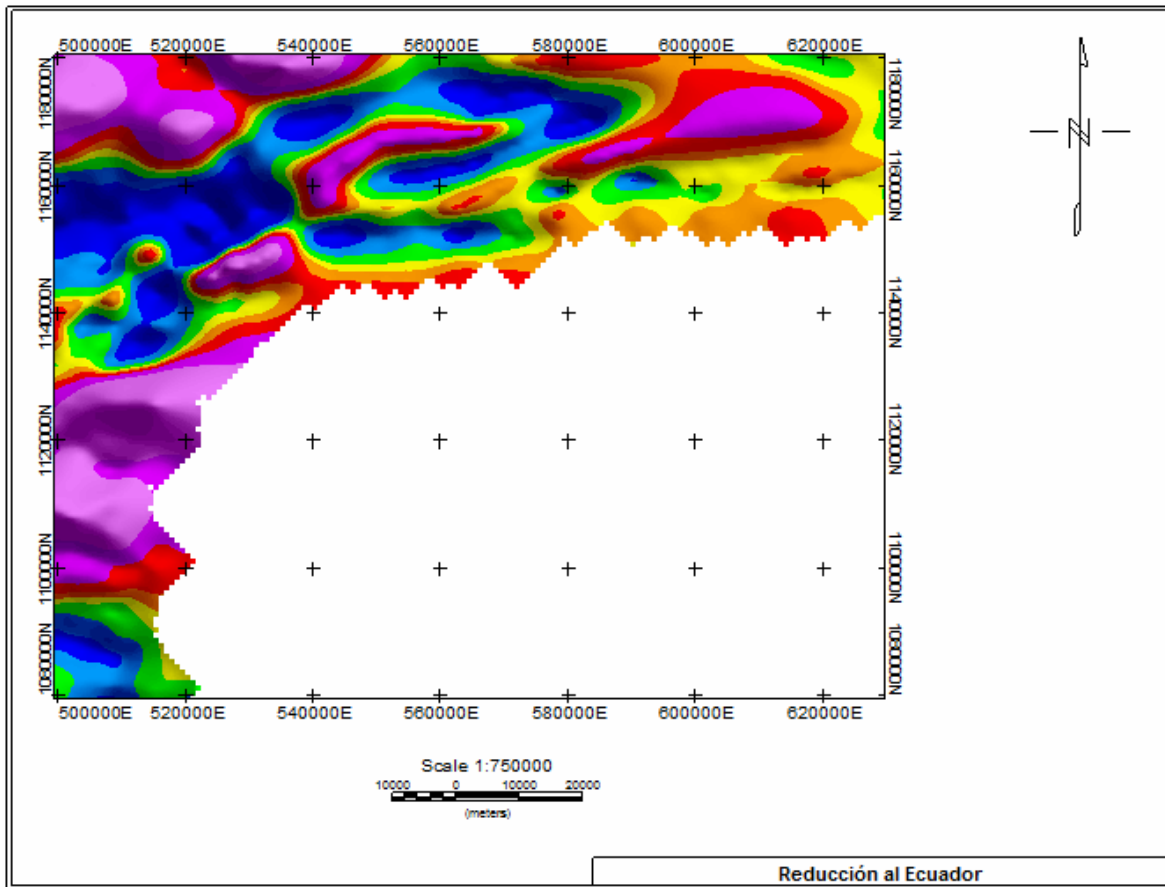
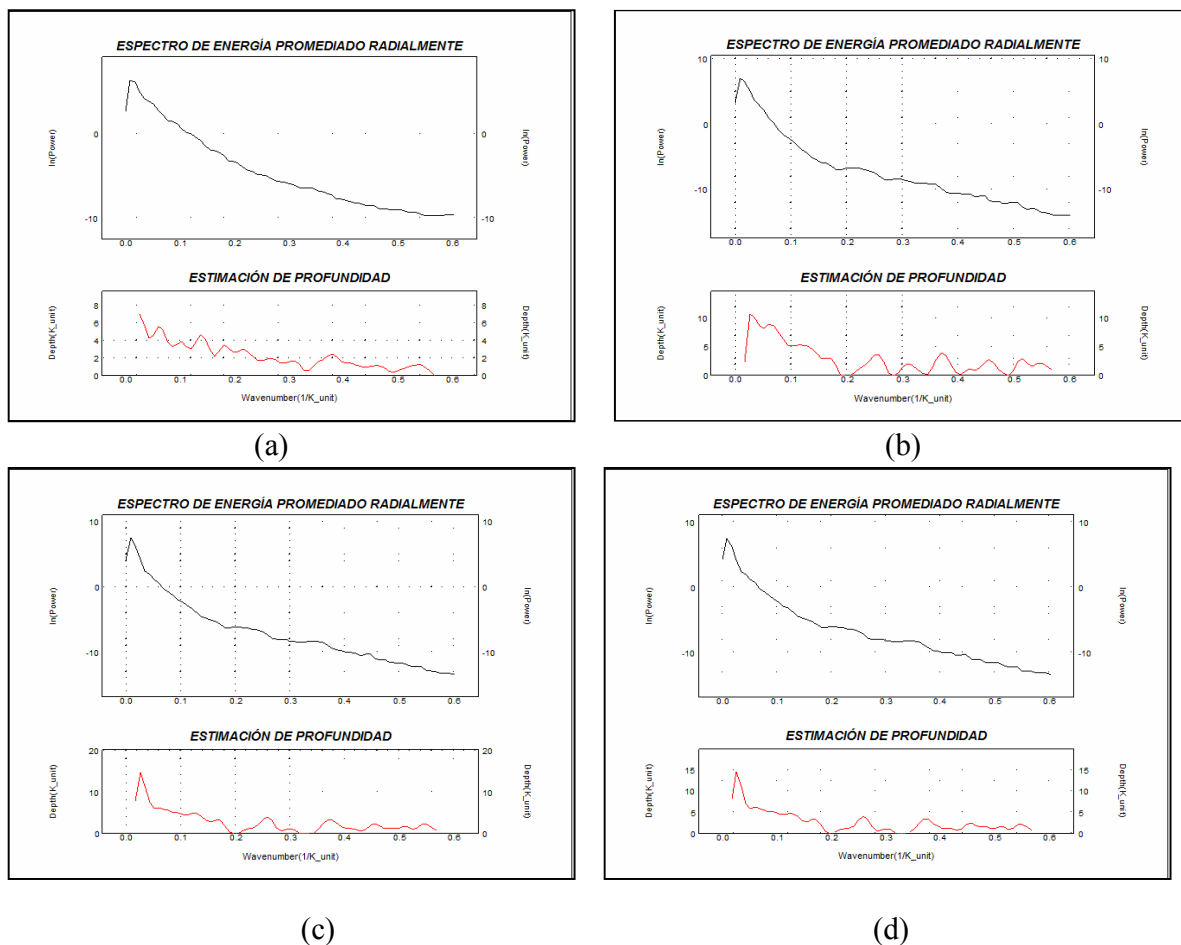


Figura 6.26. Mapa de reducción al ecuador de la anomalía magnética.

## 6.2.4 Determinación de Profundidades

### Análisis Espectral

Mediante el método de análisis espectral aplicado a los datos de anomalía magnética (Fig. 6.27), se describieron 3 fuentes, y se determinaron las profundidades de las mismas. El análisis fue efectuado sobre el mapa de anomalía magnética y algunas continuaciones analíticas hacia arriba del campo, para así comprobar la exactitud de los valores de profundidad estimados.



**Figura 6.27.** Espectros de energía promediados radialmente de la Anomalia magnética: (a) AM, (b) Continuación analítica a 5000 m hacia arriba, (c) Continuación analítica 30000 m hacia arriba y (d) Continuación analítica 35000 hacia arriba.

Los resultados arrojados por el análisis espectral realizado a los datos de anomalía magnética (tabla 6.2) apuntan a profundidades de aproximadamente 2000, 6000 y 15000 m; considerando que los datos fueron tomados a 2000 m de altura, las profundidades aproximadas desde el nivel de tierra serían 0, 4000 y 13000 m de altura.

La mayor profundidad hallada en el análisis espectral con la respuesta magnética fue en el orden de 13000 m, la cual se le atribuye al tope de la corteza continental inferior; en cuanto a la profundidad media ubicada en el orden de los 4000 m representa la interfase entre la formaciones Nirgua-Las Mercedes y la corteza gnésica-anortosítica. Mientras que los

valores de profundidad media encontrados en el orden de 300 y 2000 m, son respuesta de los depósitos sedimentarios del Graben de Yaracuy y las formaciones Maporita y Urama.

**Tabla 6.2.** Profundidades obtenidas mediante el Método de Análisis Espectral.

ANÁLISIS ESPECTRAL DE ANOMALÍA MAGNÉTICA			
MAPA	PROFUNDA (km)	MEDIA (km)	SOMERA (km)
AM	11,4885	6,8	2,989
AMcontarriba_5000	15,053	6,515	1,23
ABcontarriba_30000	15,52	5,2	1,52
AMcontarriba_35000	15,61	5,52	1,459
<b>Promedio aprox.</b>	<b>15</b>	<b>6</b>	<b>2</b>

### Deconvolución de Euler

El estudio de profundidades a los datos magnéticos aplicando el método de deconvolución de Euler (Fig. 6.28 y 6.29), se aplicó para distintos índices estructurales con el fin de discriminar tipos de formas de los cuerpos; para el índice estructural cero (0), se intentó determinar la presencia a profundidad de contactos en el área, dando como resultado un rango de profundidades desde 2000 hasta 15000 m, donde los valores se encuentran al norte del mapa, evidenciando la zona de contacto entre las placas Caribe y Suramérica ya que el resultado obtenido demarca aproximadamente una línea de profundidad, que se encuentra al norte de las fallas principales de Venezuela de forma paralela a la misma.

El índice estructural dos (2), se aplica en busca de cuerpos cilíndricos, en lo obtenido se muestran profundidades entre un rango de 1000 hasta 15000 m, donde los valores máximos se hallan al norte del mapa, relacionados con la posible profundidad del complejo de fallas de Boconó, Morón y El Guayabo. Los cuerpos menos profundos se asocian a las formaciones que se encuentran entre 1000 y 6000 m de profundidad.

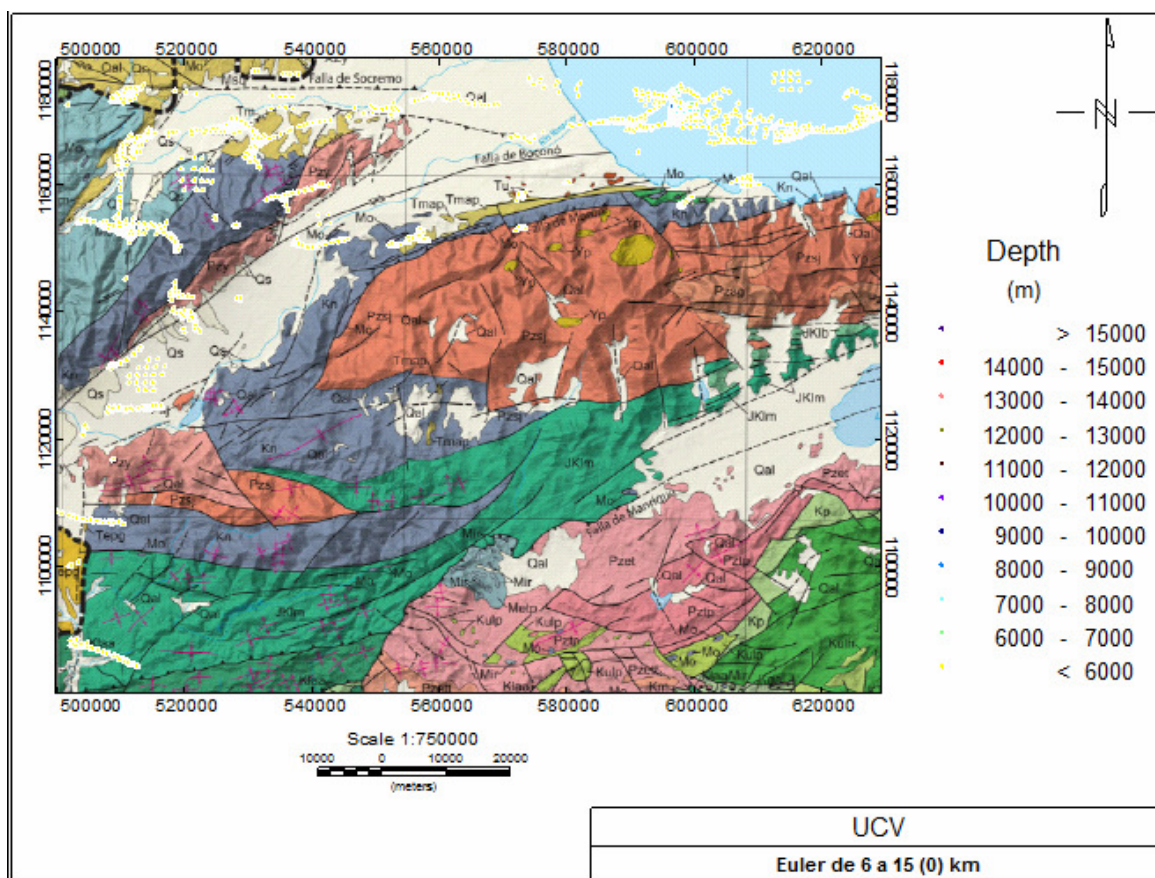


Figura 6.28. Mapa de deconvolución de Euler de los datos magnéticos para índice estructural cero (0).

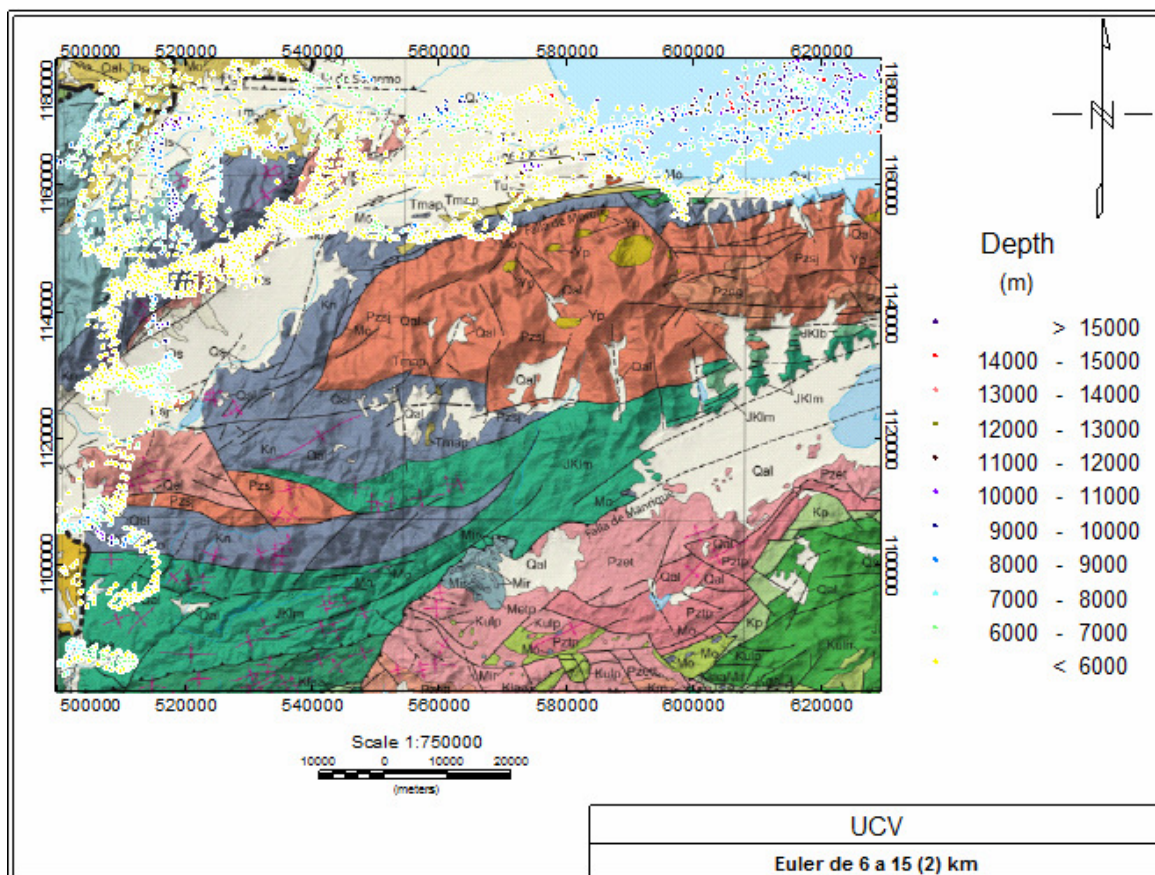


Figura 6.29. Mapa de deconvolución de Euler de los datos magnéticos para índice estructural cero (2).

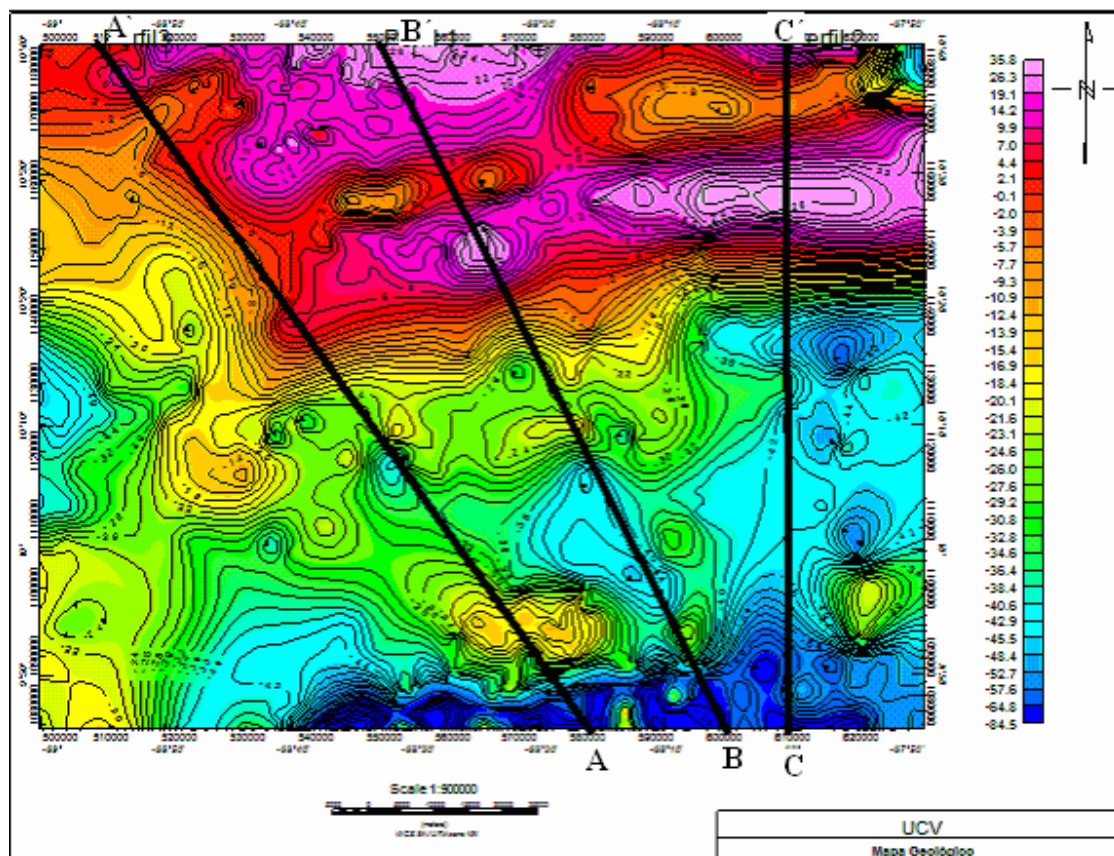
### 6.3 Perfiles y modelaje 2D Gravimétricos-Magnéticos.

Los modelos se elaboraron a partir de la extensión GMSYS del programa *Oasis montaj* (*Geosoft, Inc., 2007*), el cual permite simular el comportamiento de las estructuras geológicas en profundidad, de tal manera que se ajusten a la respuesta gravimétrico-magnética de la forma más robusta posible.

En la elaboración del modelado geológico se delinearon tres perfiles A-A', B-B' y C-C', en las direcciones N36°O con una extensión de 150 km, N25°O extendiéndose 114 km y N-S con una prolongación de 90 km, respectivamente. Para el trazado de los perfiles se consideraron los mapas gravimétricos, magnéticos y la topografía de la zona.



El perfil A-A' (Fig. 6.30, 6.31 y 6.32) se trazo en dirección N36°O, con el fin de abarcar perpendicularmente las estructuras geológicas del área, en donde se atraviesa a la Peridotita de Tinaquillo, las formaciones Las Mercedes, Nirgua y Yaritagua, y el Graben de Yaracuy. El perfil B-B' (Fig. 6.30, 6.31 y 6.32) se trazó en dirección N25°O, en dirección perpendicular a la Cordillera de La Costa, con la finalidad de verificar el alto gravimétrico observado en el mapa de Bouguer, y a su vez poder estimar la continuidad de los cuerpos ultramáficos e ígneos-metamórficos en el subsuelo en esa dirección. El perfil C-C' (Fig. 6.30, 6.31 y 6.32) se trazó en dirección N-S, con el objetivo de atravesar la Cordillera de la Costa y las respuestas altas en el mapa de anomalía de Bouguer de forma perpendicular, para así estimar la extensión lateral de los cuerpos ultramáficos e ígneos-metamórficos en el subsuelo, siendo uno de los objetivos fundamentales de la investigación.



**Figura 6.30.** Perfiles A-A', B-B' y C-C' sobre el mapa de Anomalía de Bouguer.

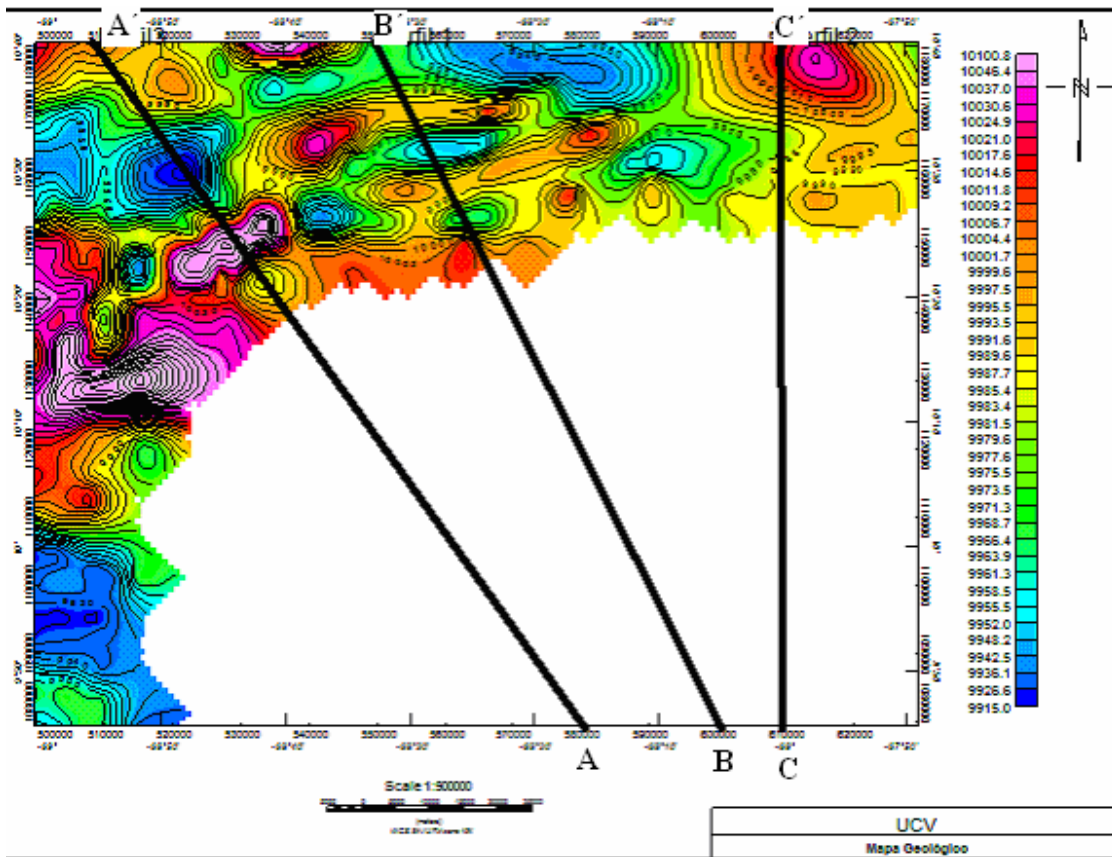


Figura 6.31. Perfiles A-A', B-B' y C-C' sobre el mapa de Anomalía Magnética.

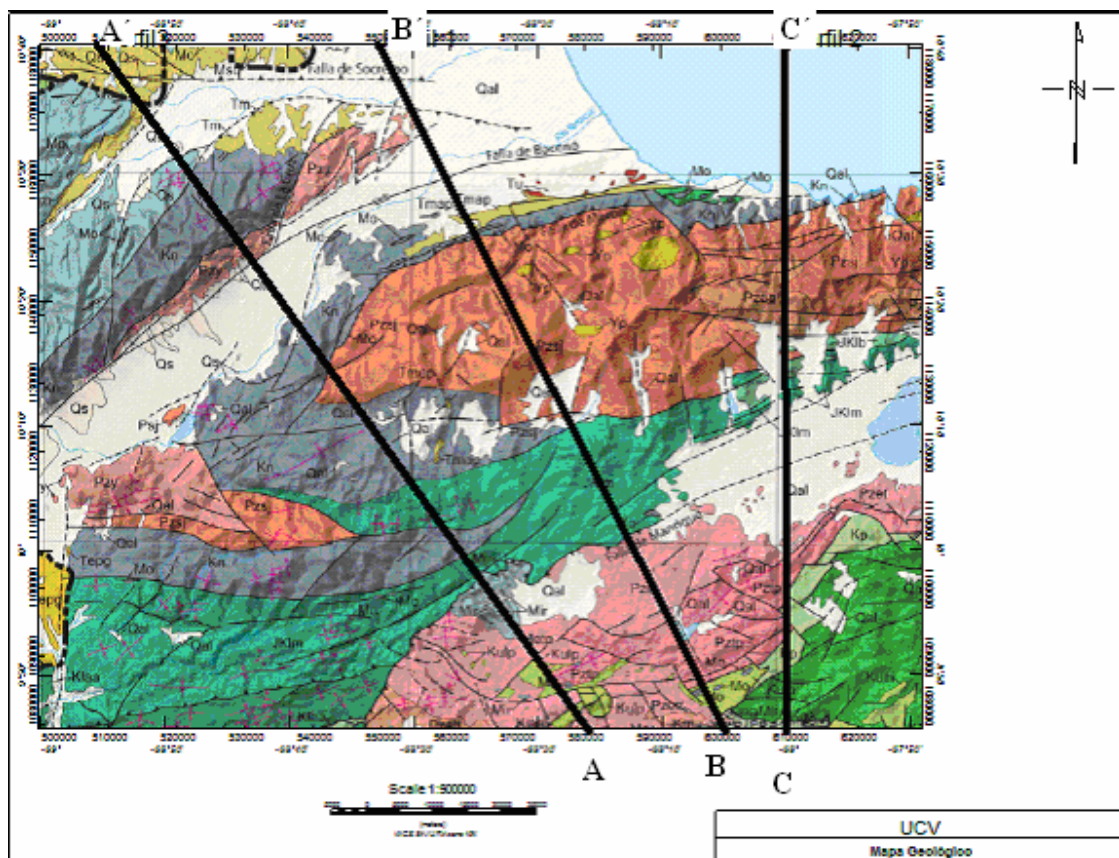


Figura 6.32. Perfiles A-A', B-B' y C-C' sobre el mapa geológico de la zona de estudio.

#### 6.4 Interpretación Gravimétrica-Magnética de los modelos geológicos.

La elaboración de los modelos de los perfiles A-A', B-B' y C-C' (Fig. 6.30, 6.31 y 6.32) fue condicionada por el control geológico de la superficie del área, así como por las respuestas arrojadas por los mapas gravimétricos y magnéticos realizados. Los parámetros más relevantes tomados en cuenta fueron las densidades y susceptibilidades magnéticas de las formaciones expuestas en el modelo. Las mismas se determinaron a partir de análisis de las muestras de rocas obtenidas, y en algunos casos por valores teóricos de los tipos de rocas que integran a cada formación; mientras que las profundidades y espesores fueron propuestas con ayuda del Léxico Estratigráfico de Venezuela, los métodos de análisis espectral y de la deconvolución de Euler. (Tabla 6.3)

**Tabla 6.3.** Parámetros utilizados para el modelado gravimétrico-magnético de los perfiles A-A', B-B' y C-C'.

UNIDAD	ESPESOR (m)	DENSIDAD (g/cm <sup>3</sup> )	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (cgs)	MAGNETIZACIÓN (emu/ cm <sup>3</sup> )
Aluvión	400	2,00	0,000008-0,000011	0,0000051249
Fm. Maporita	600	2,45	0,00001-0,00002	0,0000068332
Gneis. Yaritagua	6000	2,77	0,000019-0,000024	0,000169342
Fm. San Julian	2000	2,80	0,000016-0,000025	0,00011
Fm. Nirgua	4000	2,70	0,000016-0,000025	0,0001449
Esquitos de Las Mercedes	3000	2,67	0,000014-0,000025	0,0000723
Cuerpos Ultramáficos	7000	3,03	0,000032-0,000035	0,0001825
Augengneis de Peña de Mora	--	2,90	0,000020-0,000025	0,0001679
Fm. Tinaco	7000	2,77	0,00009-0,00011	0,0001731
Fm. Tucutunemo	1000	2,75	0,000010-0,000012	0,00002733
Corteza Continental Superior	--	2,78	0,000022-0,000025	0,00019
Corteza Continental Inferior	--	2,79	0,000025	0,0003074
Manto	--	3,2	0,56	0,000521

En los modelos realizados para los perfiles A-A', B-B' y C-C' (Fig. 6.33, 6.34 y 6.35) las profundidades mínimas al manto son de aproximadamente 27 km al norte y profundidades máximas de 35 a 37 km al sur, consecuencia del adelgazamiento cortical descrito por Rodriguez y Sousa (2003), Bezada (2005) y corroborado por los cálculos de profundidad de Mohorovic realizados por Quinteros (2007).

Otra constante respecto a los aspectos regionales de los modelos son las profundidades a la que se encuentra el tope de la corteza inferior el cual está ubicado en un rango de 15 a 22 km de profundidad, la misma fue determinada con ayuda de los métodos de análisis

espectral y deconvolución de Euler, resultados que nos señalan profundidades de corteza de 15 km, siendo esto coherente con lo planteado en los modelos.

En el modelo A-A' (Fig. 6.33) el cual ajusta con error de 0.794 mgal, visto estructuralmente de sur a norte, se presenta el corrimiento Manrique, el cual tiende a inclinarse al noroeste, presentando una falla posiblemente inversa de bajo ángulo. Posteriormente se observa un corrimiento de menor extensión inclinado al sureste, que corta a las formaciones Nirgua y San Julián. Más al norte el sistema de Morón-Boconó y otras fallas asociadas causantes del Graben de Yaracuy, tienden a ser inversas en este perfil.

La secuencia de formación del perfil A-A' está constituida por una corteza superior cuyo tope está a 12 km de profundidad. En contacto con el Corrimiento Manrique se encuentra la Peridotita de Tinaquillo de 2 km de espesor. La Formación San Julián infrayace a la Formación Nirgua y suprayacente a ambas esta la Formación Yaritagua, hacia la zona central en la franja norte del Corrimiento Manrique, La Formación Las Mercedes entra en contacto lateral con las formaciones Nirgua y San Julián.

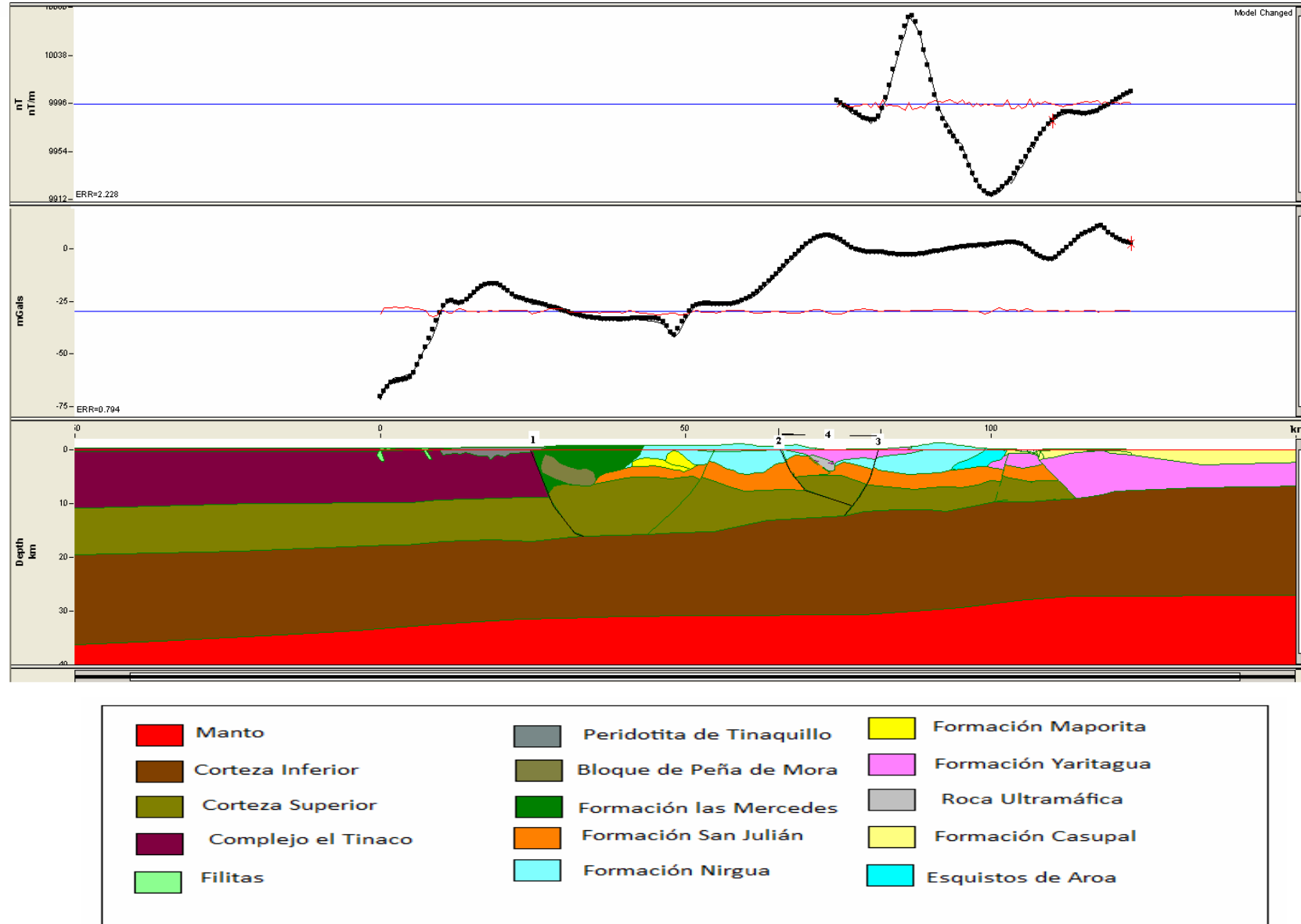
El mínimo tan marcado en el centro del perfil posiblemente está asociado a un bloque de la Formación Maporita que se encuentra en el subsuelo, por otra parte el mayor realce de las curvas de anomalía de Bouguer del perfil se vincula con la presencia de rocas ultramáficas incrustadas en la región.

En el modelo B-B' (Fig. 6.34) ajustado con error de 0.665 mgal, se destacan tres rasgos importantes, el Corrimiento Manrique, la Falla de Morón y la Falla de Boconó. El Corrimiento Manrique se ubica al sureste del perfil, mientras que las fallas Boconó y Morón al noroeste del perfil, limitando al Graben de Yaracuy. Del mismo modo, tres zonas de bajas frecuencias son identificadas, la primera está asociada a la presencia de un bloque de peridotita adosada al Corrimiento Manrique, la segunda evidencia la intrusión de bloques de la Formación Peña de Mora dentro de la Formación San Julián y la tercera (de mayor anomalía) posiblemente asociada con un bloque de rocas ultramáficas sobre la falla

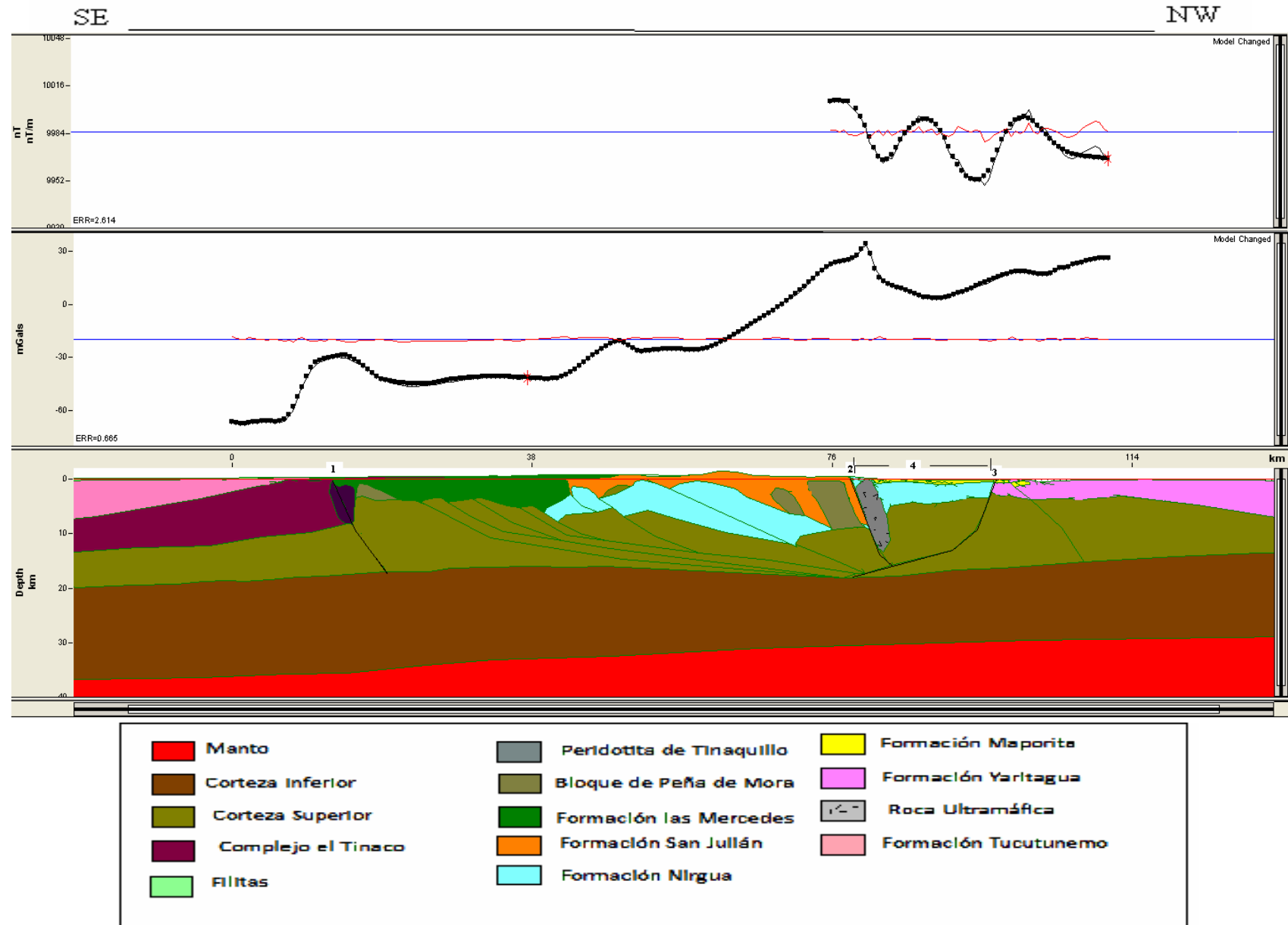
de Morón, determinado a través de la realización de perfiles sísmicos cercanos a la zona indicada. La disposición de las formaciones es igual a la mostrada en el perfil A-A'.

El modelo C-C' (Fig. 6.35) el cual ajustó con un error de 0.633 mgal, posee los mismos rasgos estructurales que el perfil B-B', además de un corrimiento de poca profundidad más al sur. En el perfil se observan tres altos, uno al sur, asociado a bloques de peridotitas aisladas, otro en la zona central posiblemente correspondiente a un bloque de la Formación Peña de Mora intrusivo dentro de la Formación las Mercedes. El tercer alto, en el norte, esta asociado posiblemente con rocas ultramáficas emplazadas lateralmente en la Falla de Morón y un ramal de la falla más al norte, logrando un mejor ajuste de las bajas frecuencias y manteniendo la continuidad de la información obtenida en los perfiles anteriores.

Para finalizar en el modelo predominan efectos de los cuerpos superficiales en un 60%, sobre un 40% aportado por manto y corteza en los perfiles. Otro aspecto a considerar es que el ajuste del perfil magnético del modelo se logro a partir de la presencia de cuerpos de distintas susceptibilidades dentro de las formaciones Nirgua y San Julián, conservando el rango de la tabla suministrada anteriormente; esto es evidencia de la presencia de rocas de distintas susceptibilidades y magnetizaciones dentro de una misma formación.



**Figura 6.33.** Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético A-A'. (1) Corrimiento Manrique, (2) Falla de Morón, (3) Falla de Boconó, (4) Graben de Yaracuy



**Figura 6.34.** Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético B-B'. (1) Corrimiento Manrique, (2) Falla de Morón, (3) Falla de Boconó, (4) Graben de Yaracuy



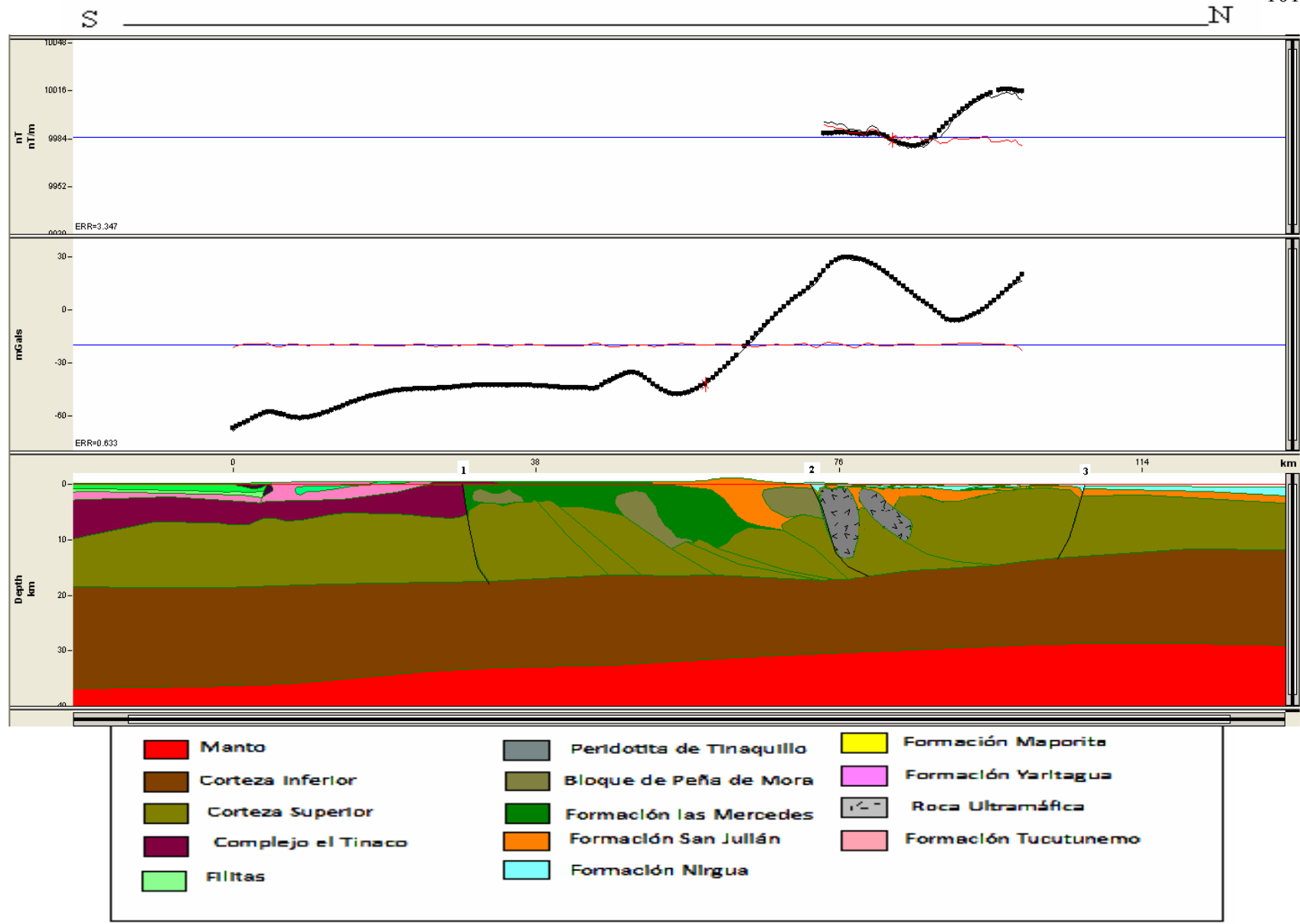


Figura 6.35. Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético C-C'. (1) Corrimiento Manrique, (2) Falla de Morón, (3) Falla de Boconó

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- A partir del análisis estadístico de los datos de Anomalía de Bouguer y Anomalía Magnética, se obtuvo para ambos grupos de datos un comportamiento normal y de poca dispersión, lo que permite tener una base de datos gravimétricos y aeromagnéticos de gran confiabilidad, siendo un aporte para estudios posteriores.
- El mapa de Anomalía de Bouguer realizado por el método de mínima curvatura presentó una tendencia que va de N60° E a E-O, variando de oeste a este, lo que evidencia la traza seguida por la falla de Boconó a lo largo del sector. Además el incremento en la magnitud de las curvas isoanómalas de sur a norte, corrobora el adelgazamiento de la corteza continental, al norte de la zona de estudio descrita por Rodríguez y Sousa (2003) y Bezada (2005) y confirmada por Quinteros (2007)
- El mapa de Anomalía Magnética realizado por el método de mínima curvatura, muestra una orientación preferencial N60° E a E-O, siendo al igual que en el mapa de Anomalía de Bouguer respuesta de la orientación de la falla de Boconó al norte. Las magnitudes de las mismas disminuyen en las zonas de depósitos sedimentario, reflejando el efecto del Graben de Yaracuy.
- Las altas frecuencias observadas en las anomalías se relacionan con la presencia de peridotitas al sur, en el centro con intrusiones de bloques de Peña de Mora en las formaciones Las Mercedes y San Julián; y las de frecuencia más altas al norte son evidencia de cuerpos ultramáficos emplazados en la zona falla de Morón en el subsuelo.

- La presencia de un alto en el mapa de Anomalía de Bouguer al norte, afianza la hipótesis de la presencia de rocas ultramáficas emplazadas en el subsuelo, y siendo un aporte importante a estos máximos los fragmentos de peridotitas observados en superficie.
- La separación regional-residual de los mapas gravimétricos y magnéticos se realizó por los métodos de superficie de tendencia polinómica y por continuación analítica del campo, obteniendo el mejor ajuste para la superficie polinómica de grado 2 y para la continuación del campo 10000 m hacia arriba en el mapa gravimétrico y la continuación analítica del campo 35000 m hacia arriba en el mapa magnético. Por consiguiente los mapas regionales de AB y AM presentan la misma tendencia de los mapas de AB y AM. De ambos mapas regionales se obtiene que los realizados por el método de continuación analítica del campo hacia arriba reflejan un mapa más real, acorde con la geología.
- Al comparar la respuesta del mapa de AB con los mapas residuales tanto polinómicos como de continuación al campo se evidencia el contraste en la respuesta dada por la Peridotita de Tinaquillo en los mapas, lo que nos permite concluir que lo mismo se debe a que la Peridotita se encuentra emplazada sobre rocas sedimentarias, lo que origina la disminución del efecto de la anomalía de la Peridotita.
- Al aplicar los filtros de cosenos direccional para el mapa de anomalía de Bouguer y el mapa de anomalía magnética, así como la reducción al ecuador y reducción al polo magnético a los mapas de AM, se obtuvo el realce de efectos anómalos, siendo estas respuestas de la orientación de la Cordillera de la Costa, Graben de Yaracuy, y a la falla de Boconó.

- Del análisis espectral y de la deconvolución de Euler se estimaron profundidades muy similares. Los valores obtenidos fueron de 15000 m, 6000 m, 1000 m para los datos gravimétricos y 15000 m, 6000 m y 2000 m para los datos aeromagnéticos, reflejando así las profundidades de las fuentes profunda, intermedia y somera.
- En los modelos AA`, BB` y CC` se encuentran profundidades de Moho de 27 a 35 km de norte a sur respectivamente y profundidad de basamento de 15 km aproximadamente; al sur se evidencian las peridotitas aflorantes como en el subsuelo, luego trasladándonos al centro se encuentran intrusiones de Peña de Mora en las formaciones Nirgua y San Julián, y por último al norte se interpreta la presencia de rocas ultramáficas emplazadas en el sistema de fallas de la zona.

Finalmente es recomendable realizar perfiles sísmicos en el área de estudio para obtener un mejor detalle de los cuerpos ígneo–metamórficos presentes y corroborar la presencia de los cuerpos ultramáficos en el subsuelo.

**BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS**

- AUDEMARD, F Y C, GIRALDO (1997). **Desplazamiento destrales a lo largo de la frontera meridional de la placa caribe, Venezuela Septentrional.** Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano., Soc. Venezolana de Geólogos-tomo I-101-108., Noviembre 1997.
- BELLIZZIA, A. (1985). **Sistema montañoso del Caribe. Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur.** VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10: 6657-6836.
- BELLIZZIA, A. y D. RODRÍGUEZ (1976). **Geología del estado Yaracuy. IV** Congreso de Geología, Caracas. 6: 3317-3417.
- BEZADA, M. (2005). **Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe-Suramérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Lara y Falcón).** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela. 175 p.
- BHATTACHARYYA, B. K. y L. LEY-KUANG. (1975). **Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures.** *Geophysics*, 40 (6): 993-1013.
- CANTOS, F., (1974). **Tratado de Geofísica Aplicada.** Editorial Litoprint, España: 520 p.

- CASAS, A. (1991). **Estudio sismotectónico del valle de Yaracuy**. Trabajo de grado. Universidad de Zaragoza, Departamento de geología; en colaboración con la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. 25-37 p.
- COMITÉ INTERFILIAL DE ESTRATIGRAFÍA y NOMENCLATURA. (1997). **Léxico estratigráfico de Venezuela (LEV III). PDVSA – INTEVEP**. Recuperado en Febrero 20, 2007, de: [http:// www.pdv.com/lexico](http://www.pdv.com/lexico).
- DAVIS, J (1973). **Statistics and data analysis in geology**. Editorial John Wiley and Sons. New York: 329 p.
- DAVIS K, YAOGUO LI, y MISAC NABIGHIAN (2003). **Automatic Detection of UXO Magnetic Anomalies Using Extended Euler Deconvolution**. Center for Gravity, Electrical, and Magnetic Studies, Department of Geophysics, Colorado School of Mines.
- DOBRIN, M. (1961). **“Introducción a la Prospección Geofísica”**. Ediciones Omega S. A., Barcelona.
- DONNELLY, T. W. (1994). **The Caribbean Sea Floor**. En S. K. DONOVAN y T. A. Jackson (eds.). **Caribbean Geology: An Introduction**. University of West Indies Publisher's Association. Kingston, Jamaica: 41-64.
- ESRI, Inc. (2005). **ArcGIS Desktop v.9.1**. [Programa].
- FRISCH, W., M. MESCHEDÉ y M. SICK, (1992). **Origin of the Central American ophiolites: Evidences from paleomagnetic results**: Geological Society of America Bulletin, 104: 1301-1314.

GARZÓN, Y. (2007). **Estudio sobre la interacción intraplaca en la zona de colisión Caribe - Suramérica en el noroccidente de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela. 174 p.

GIUNTA, G., (1993). **Los márgenes mesozoicos de la placa Caribe: problemática sobre nucleación y evolución.** Sexto congreso Colombino de Geología, Medellín: Sociedad Geológica Colombiana, 3: 1-14.

GIUNTA, G., L. BECCALUVA, M. COLORTI, F. SIENA y C. VACCARO, (2002). **The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution.** *Lithos*, 63 (1-2): 19-40.

GEOSOFT Inc. (2006). **Montaj Gravity & Terrain Correction: gravity data processing extension for Oasis montaj v.6.3.** Tutorial and user guide. Canada: 56 p.

GEOSOFT Inc. (2007). **Montaj MAGMAP Filtering: 2D frequency domain processing of potential field data extension for Oasis montaj v.4.** Tutorial. Canada: 82 p.

GEOSOFT Inc. (2007). **Oasis montaj v.6.4.2 (HJ)**, Standard Edition. [Programa].

GIRALDO, C.M. (1998) **Neotectónica y sismotectónica de la región de el Tocuyo-San Felipe (Venezuela centro-occidental).** VI Congreso Geológico Venezolano, 6(3-4), p. 2415-2451.

GOMEZ, F Y SANDOVAL, R (2008). **Estudio geofísico integrado en la zona de Yumare-Aroa, Estado Yaracuy y falcón.** Trabajo de grado. UCV, Escuela de Geología, Minas y geofísica.

GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. ITURRALDE y X. PICARD, (1980). **Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas**. Caracas, Ediciones FONINVES, 1: 325, 326 y 407; 2: 624.

HACKLEY, P. C., F. URBANI, A. W. KARLSEN y C. P. GARRITY, (2006). **Mapa geológico de Venezuela a escala 1.750.000**. U.S. Geological Survey Open-File Report 2006-1109. Recuperado en Marzo 6, 2007, de:  
*<http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/>*

JOAO B. C. SILVA y BARBOSA V. 2003. **3D Euler deconvolution: Theoretical basis for automatically selecting good solutions**. GEOPHYSICS, VOL. 68, NO. 6. P: 1962–1968.

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

JORDAN, T.E., (1981). **Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 2506–2520.

LIDDLE R. A. (1928). **The Geology of Venezuela and Trinidad**. J. P. MacGowan, Fort Worth Texas, 552 p.

MAGNANNI, M. B., C.A., ZELT, A. LEVANDER, y M. SCHMITZ. (2009). **Crustal structure of the South American–Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data**. J. Geophys. Res., 114 p.

MENÉNDEZ A. (1966). **Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela**. Boletín Geológico 8(15):154-155.



- MESCHEDÉ, M. y W. FRISCH. (1998). **A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate.** *Tectonophysics*, 296 (3-4): 269-291.
- MERCHAN, E. (2007). **Inversión geoestadística de datos Gravimétricos y Magnéticos en tres direcciones de la región noroccidental de Venezuela.** Trabajo de grado. UCV, Escuela de Geología, Minas y geofísica
- MOLNAR, P. y L. SYKES. (1969). **Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity.** *Geological Society of America Bulletin*, 80: 1639-1684.
- NAVARRO, J. (1971). **Prospección gravimétrica del valle del Yaracuy.** Informe inédito. Archivo de la Dirección de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Caracas, p. 1-7.
- OSTOS M. (1985). **Evolución Tectónica del margen Sur-Central del Caribe basado en datos Geoquímicos.** Trabajo de grado. UCV, Escuela de Geología, Minas y geofísica.
- PARASNIS, D. (1970). **“Principios de Geofísica Minera”.** Editorial Paraninfo, Madrid.
- PINDELL, J. L. y S. F. BARRETT, (1990). **Geologic evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective.** En DENG G. Y J. E. CASE (eds.). *The Geology of North America vol. H, The Caribbean Region. The Geology of North America: Geological Society of America (H: 405-432).* Boulder, Co., U.S.A.

- PINDELL, J. L. (1994). **Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean.** En DONOVAN S.K. Y JACKSON, T. A. (eds.). Caribbean Geology: An Introduction. University of the West Indies Publisher's Association, Kingston, Jamaica: 13-39.
- PINDELL, J. y L. KENNAN. (2001). **Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean.** Gulf Coast Association of Geological Societies Conference. Recuperado en Febrero 12, 2009, de: <http://tectonicanalysis.com/site/download/papercarib01.pdf>.
- QUINTEROS, c. (2007). **Estudio del espesor de la corteza y caracterización de sus posibles discontinuidades en la región noroccidental de Venezuela, a partir del análisis de funciones receptoras.** Trabajo de grado. UCV, Escuela de Geología, Minas y geofísica
- REID. A. (2003). **Euler deconvolution of gravity data.** Reid Geophysics/U of Leeds Desmond FitzGerald and Philip McInerny, Intrepid Geophysics.
- RODRÍGUEZ, I. (1974). **Investigación gravimétrica en la región noroccidental de Venezuela.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- RODRÍGUEZ, J. y J. C. SOUSA. (2003). **Estudio geológico-estructural y geofísico de la Sección cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 296 p.
- SPSS, Inc. (2003). **Statistical Package for Social Science, SPSS v.13.0** [Programa].

- SCHMITZ, M., M. BEZADA, J. AVILA, E. VIERA, M. YÁNEZ, A. LEVANDER, C. ZELT, M. MAGNANI, V. ROCABADO, R. OLLARVES, G. GIL, J. SÁNCHEZ, V. CANO, M. JÁCOME (2005) **Crustal thickness variations in northern Venezuela from deep seismic observations**. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. Universitat de Barcelona.
- SCHUBERT, C. (1980). **Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes Merideños**. *Acta Científica Venezolana*, 31(2): 98-111.
- SCHUBERT, C. (1980). **Basin formation along the Bocono-Moron-El Pilar fault system, Venezuela**. *Journal of Geophysical Research*. B. 89(7): 5711-5718.
- TALUKDAR, S. y D. LOUREIRO (1982). **Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación**. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas. *Geos*, 27: 15-76.
- THOMPSON, D. T. (1982). **“EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data”**. *Geophysics*, 47 (1): 31-37.
- UGHI, A. (2002). Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por **medio del análisis de flexión de placas en la sección 67° 00' W**: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- URBANI, F. (2007). **Las regiones de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela**. IX Congreso Geológico Venezolano, Caracas 2007. *Boletín Geológico*, Caracas, en prensa.
- URBANI, F. y M. OSTOS, (1989). **El Complejo Avila, Cordillera de La Costa, Venezuela**. *Geos*, UCV, Caracas, (29): 205-217.

YAO GUO L. y OLDENBURGZ D. (2001). **Stable reduction to the pole at the magnetic equator.** GEOPHYSICS, VOL. 66, NO. P. 571–578.

ZANDT, G. y C.J. AMMON (1995). **Continental crust composition constrained by measurements of cristal poisson`s ratio.** Nature 374: 152-154

**APÉNDICE 1**

**EQUIPO UTILIZADO PARA LA ADQUISICIÓN GRAVIMETRICA MARACA  
LACOSTE & ROMBERG G452 PROPIEDAD DEL DEPARTAMENTO DE  
GEOFÍSICA.**



**LaCoste & Romberg**  
*The first name in gravity since 1939*

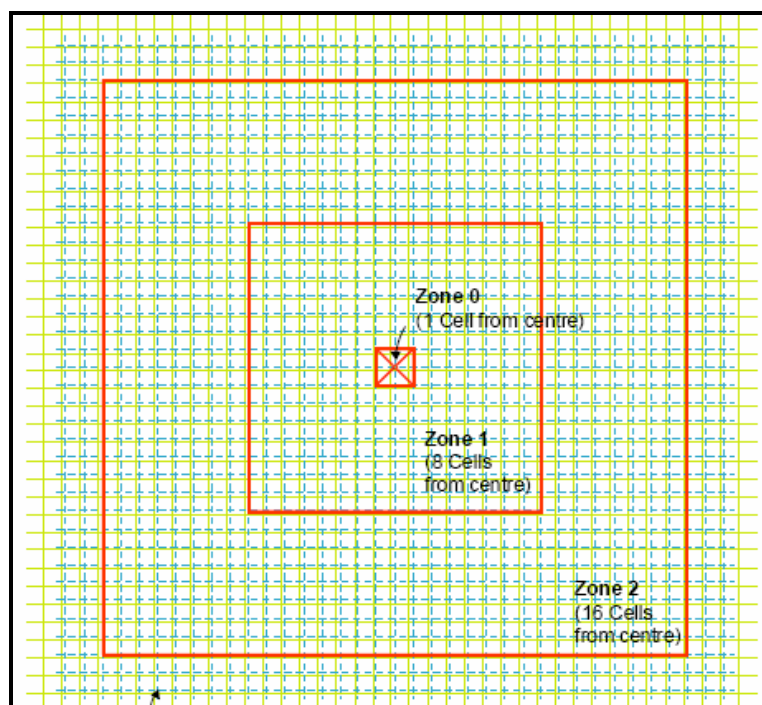


**INSTRUCTION MANUAL**  
**MODEL G & D GRAVITY METERS**

## APÉNDICE 2

**MÉTODO QUE UTILIZA EL *OASIS MONTAJ V.7.1* (GEOSFT INC., 2007) PARA CALCULAR LA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.**

El *Oasis montaj v.7.1* (Geosoft Inc., 2007), para calcular la corrección topográfica local, muestrea los datos del Local *DEM* en un mallado uniforme centrado en cada una de las estaciones existentes. Ese mallado se muestra en la Figura B1.



**Figura B1.** Modelo del mallado usado por el *Oasis montaj* para la corrección topográfica.

Como se observa en la figura anterior se utilizan tres zonas para el cálculo de esta corrección, las cuales se explican a continuación:

**Zona 0: Triángulo.**

Para esta zona cercana, el algoritmo suma los efectos de cuatro gradientes de secciones triangulares, que se encuentran dentro del cuadrado que forma la zona 0. Estas secciones describen la superficie entre la estación y la elevación de cada esquina diagonal. La Ec. B1 es la fórmula empleada por Kane (1962):

$$g = GD\phi \cdot \left( R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad \text{Ec.B1}$$

donde,

$g$  Atracción gravitatoria.

$G$  Constante de gravedad.

$D$  Densidad.

**Zona 1. Prisma.**

Para esta zona intermedia, se calcula la corrección topográfica usando la fórmula empleada por Nagy (1966):

$$g = -GD \left| \begin{array}{c|c|c} Z_2 & Y_2 & X_2 \\ \hline Z_1 & Y_1 & X_1 \end{array} \right| x \cdot \ln(y+R) + y \cdot \ln(x+R) + (Z \arctan Z \cdot R/x \cdot y) \quad \text{Ec.B2}$$

donde,

$g$  Atracción gravitatoria.

$G$  Constante de gravedad.

$D$  Densidad.

**Zona 2 (y más allá): Anillo Seccional.**

Para esta zona lejana, la corrección topográfica se calcula por medio de la fórmula descrita por Kane (1962), la cual se basa en la aproximación del segmento de de una anillo seccional a un prisma cuadrado. La Ec. B3 es la fórmula utilizada.

$$g = 2GDA^2 \frac{(R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2})}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad \text{Ec.B3}$$

donde,

$g$  Atracción gravitatoria.

$G$  Constante de gravedad.

$D$  Densidad.

$H$  Altura de anillo o prisma.

$A$  Longitud del lado horizontal del prisma.

$R_1$  Radio interno del círculo de la sección del anillo.

$R_2$  Radio externo del círculo de la sección del anillo.

### APÉNDICE 3

#### MÉTODO APLICADO EN EL *OASIS MONTAJ V.7.1* (GEOSOFT INC., 2007) ANTES DE APLICAR FILTROS A LOS DATOS.

Los mapas de Anomalía de Bouguer y de Anomalía Magnética se encuentran expresados en el dominio del espacio, es por esta razón necesario pasar los mapas respectivos al dominio del número de ondas, por medio de la transformada de Fourier en dos dimensiones, para poder aplicar cualquier filtro a los datos. Esta transformación se realizó por medio del *Oasis montaj v 7.1* (Geosoft Inc., 2007), en la aplicación *MAGMAP Filtering*, la cual realiza una serie de pasos antes de aplicar cualquier filtro. El procedimiento se explica a continuación:

- 1) Pre-procesamiento: Se prepara el mapa original para el filtraje. Para ello, se expande y rellena el “*grid*” a un cuadrado, con dimensiones admisibles y sustituyéndolo con valores interpolados, haciéndolo periódico en sus bordes, además se excluye toda la tendencia regional.



- 2) Transformada de Fourier: Se transforma el “*grid*” pre-procesado en el dominio del espacio al dominio del número de ondas.
- 3) Aplicación del Filtro. Se escoge el filtro que se quiere aplicar al “*grid*” en el dominio del número de ondas y se colocan sus respectivos parámetros.
- 4) Transformada inversa de Fourier: El “*grid*” filtrado en el dominio del número de ondas es transformado nuevamente al dominio del espacio.
- 5) Post-Procesamiento: Restaura los datos del “*grid*” filtrado, al mismo tamaño y forma que el “*grid*” original, restableciendo la tendencia regional del mapa.

#### APÉNDICE 4

El cálculo de la densidad de las 19 muestras geológicas fue realizado en el Laboratorio de Análisis Químico ubicado en la Escuela de Ingeniería Metalúrgica y Ciencia de los Materiales, Facultad de Ingeniería de la UCV; en el mismo se calcularon la masa y volumen de 11 muestras, mediante los siguientes instrumentos:

- Vaso Precipitado de 1000 cm<sup>3</sup>
- Balanza
- Agua Destilada
- Pinzas

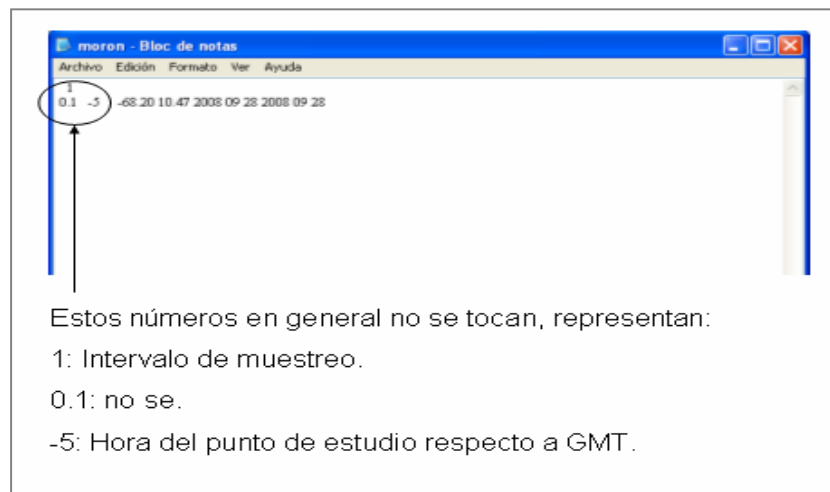
El procedimiento llevado a cabo de la siguiente forma:

- En primer lugar se tomaron 3 medidas de masa con la balanza, para cada una de las muestras y poder disminuir el error en las mediciones, luego se promediaron estas masas para cada una de las muestras en gramos.

- Se llenó el vaso precipitado con 200 cm<sup>3</sup> de agua destilada, para luego poder introducir la muestra en el mismo con ayuda de las pinzas.
- Una vez introducida la muestra en el recipiente se anotaba el volumen de agua destilada desplazado hacia arriba en el vaso precipitado, para luego poder calcular el volumen de la muestra, el cual viene dado por la diferencia entre el volumen de agua destilada antes de introducir la muestra y el volumen de agua destilada después de haber introducido la muestra. Este paso se repitió también 3 veces para cada una de las muestras y se promediaron, para disminuir el error en las mediciones.
- Para finalizar se calculó la densidad de las muestras el cual viene dado por la división de la masa (gramos) entre el volumen de la muestra (cm<sup>3</sup>).

## APÉNDICE 5

### MÉTODO APLICADO PARA LA CORRECCIÓN POR MAREAS.



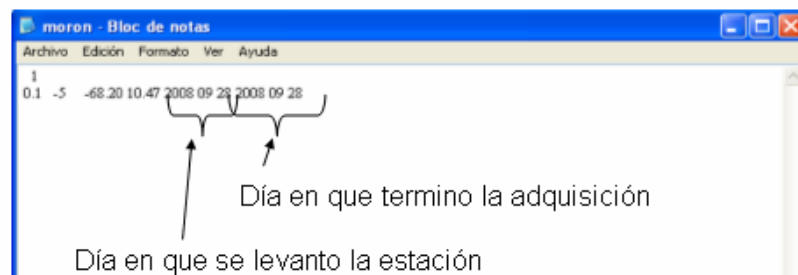
**Figura 5.1.** Archivo de entrada de mareas identificando las tres primeros valores.

Los siguientes datos deben ser modificados de acuerdo a las condiciones de cada estación.



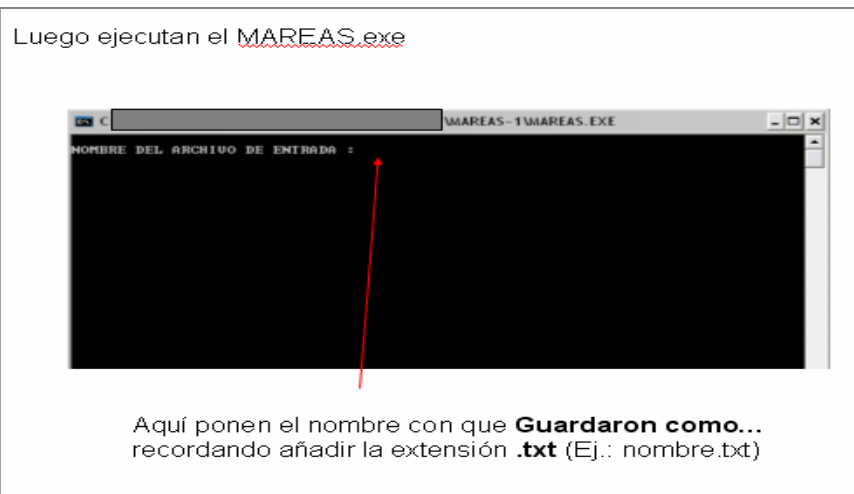
**Figura 5.2.** Archivo de entrada del programa mareas identificando coordenadas.

Los siguientes datos deben ser modificados de acuerdo a las condiciones de cada estación.

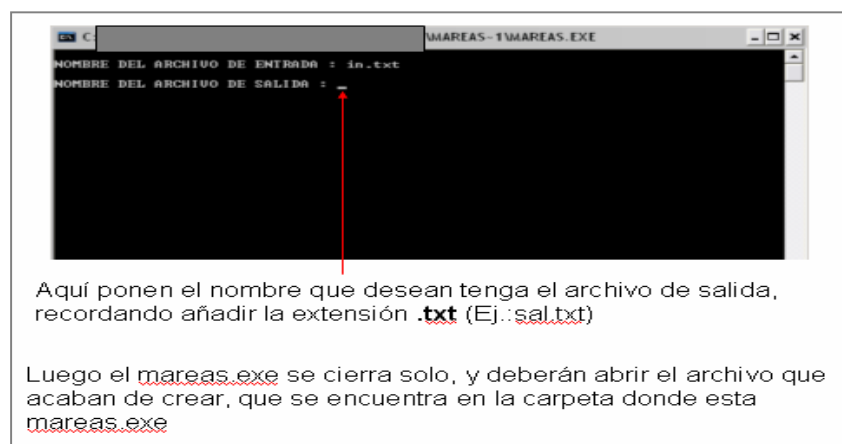


Luego que hagan las modificaciones **Guardan como...** y le ponen un nombre cualquiera (se recomienda no mas de 3 letras). Esto es para que no modifique el archivo In.txt por si acaso se les olvida el orden de los parámetros.

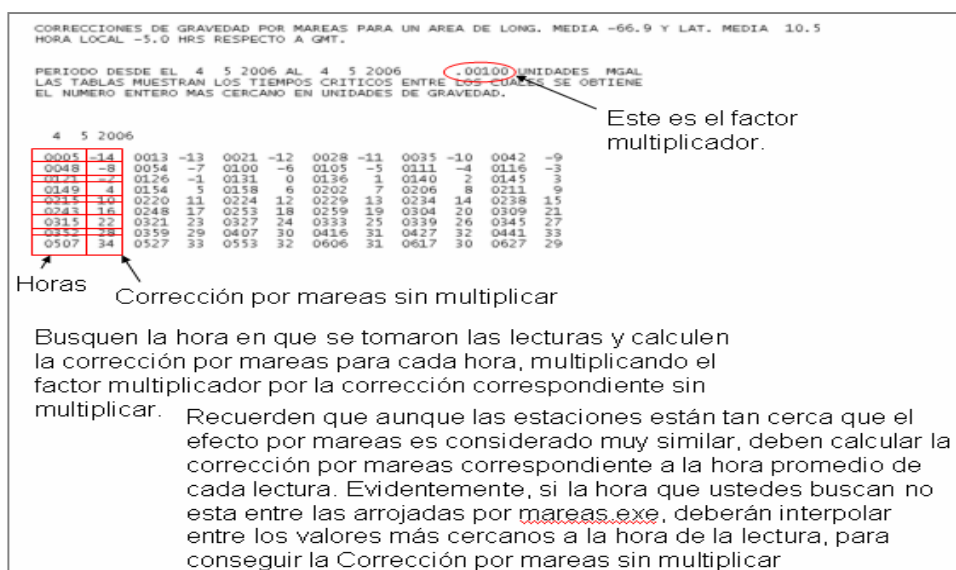
**Figura 5.3.** Archivo de entrada del programa mareas identificando tiempo en donde se aplica corrección



**Figura 5.4.** Programa mareas.exe, colocación de nombre de entrada creado.



**Figura 5.5.** Programa mareas.exe, colocación del nombre de salida con que saldrán los resultados



**Figura 5.6.** Resultado arrojado por el programa mareas.exe.

**APÉNDICE 6**  
**FORMULAS APLICADAS PARA LAS CORRECCIONES DE ANOMALIAS DE**  
**BOUGUER.**

- Varmin: consiste en corregir la variación en el tiempo que presentan los circuitos cerrados de datos adquiridos, mediante las correspondientes lecturas de apertura y cierre de cada circuito. Para ello se aplica la formula 5.1.

Formula 5.1

$$\text{Varmin} = \frac{\text{Lectura inicial} - \text{lectura final}}{\text{delta tiempo}}$$

- Corrección por deriva: consiste en corregir a partir del valor de variación por minuto obtenido (varmin), a cada una de las estaciones, eliminando así la deriva en función del tiempo de las lecturas obtenidas en cada estación. Para ello se aplica la formula 5.2

Formula 5.2

$$\text{Lectura estación (corregida)} = \text{Lectura estación} + \text{Varmin} \times \text{delta tiempo entre estación apertura y estación a corregir}$$

- Corrección de Aire Libre: consiste en corregir el efecto de variación de gravedad de la estación causado por la altura en que se encuentra, la misma se lleva a la altura del nivel de referencia tomado, para ello se usa la formula 5.3

Formula 5.3

$$\text{Corrección aire libre} = 0,3086 \times \text{altura (mgal)}$$

- Corrección de Bouguer: esta corrección se encarga de eliminar el efecto del material rocoso que se encuentra por debajo del nivel de referencia, llegando con esto a obtener una lamina infinita como superficie de estudio. Para ello se aplica el algoritmo matemático presentado en la formula 5.4

Formula 5.4

Corrección de Bouguer =  $-/+ 0,04191 \times \text{densidad del medio} \times \text{altura de estación (mgal)}$

- Anomalía de Bouguer: corrige los efectos de los cuerpos de rocas que se encuentra entre una estación y el elipsoide, para ello se aplica la formula 5.5

Formula 5.5

Donde, 
$$\text{Anomalia de Bouguer} = G_{obs} + C_{al} - C_b + C_t - G_{teo}$$

Gobs: Gravedad observada

Cal: Corrección aire libre

Cb: Corrección de Bouguer

Ct: Corrección Topográfica

Gteo: Gravedad teórica