

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO EN LA ZONA DE YUMARE-AROA, ESTADOS YARACUY Y FALCÓN

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por los Brs. Gomes D. Fátima E.
y Sandoval, Ricardo J.
para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas, abril de 2008

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO EN LA ZONA DE YUMARE-AROA,
ESTADOS YARACUY Y FALCÓN**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por los Brs. Gomes D. Fátima E.
y Sandoval, Ricardo J.
para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas, abril de 2008

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO EN LA ZONA DE YUMARE-AROA, ESTADOS YARACUY Y FALCÓN

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Inírida Rodríguez M.

COTUTOR ACADÉMICO: Prof. Ricardo Alezones.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por los Brs. Gomes D. Fátima E.
y Sandoval, Ricardo J.
para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas, abril de 2008

Caracas, abril 2008

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 los Bachilleres Gomes D. Fátima E. y Sandoval Ricardo J. titulado:

**“ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO EN LA ZONA DE YUMARE-AROA,
ESTADOS YARACUY Y FALCÓN”**

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. Antonio Ughi
Jurado

Prof. Paul Romero
Jurado

Prof. Inírida Rodríguez M.
Tutor Académico

Prof. Ricardo Alezones
Cotutor Académico

DEDICATORIA

A mis padres...

A mis hermanos...

A mis sobrinas...

A Jean Carlos...

Fátima

A mi Mamá...

A Dorian...

A mi Tía Leonor...

A mis Primas...

A toda mi Familia...

Ricardo

AGRADECIMIENTOS

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 nuestra tutora, Profesora Inírida Rodríguez, quien desde hace varios años nos ha brindado sus conocimientos y ahora, en la recta final de nuestra carrera, nos brindó su incondicional apoyo y sabios consejos para la realización de nuestro proyecto.

A nuestro cotutor Profesor Ricardo Alezones, por su apoyo y acertados consejos para la realización de este trabajo especial de grado.

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. Massimo Di Giulio, Prof. Juan Infante, Prof. Ricardo Ambrosio, Prof. Franklin Ruiz, Prof. Yaraiza Pérez, Prof. Adriana Goddellieett... Gracias a todos.

Al Profesor Paul Romero, quien más que un profesor es un amigo porque nos ha demostrado su inmensa calidad humana y su gran profesionalismo. De todo corazón gracias por la gran ayuda profesional que nos diste en el presente trabajo especial de grado.

A los profesores Nuris Orihuela y Gustavo Malavé, por ser unos profesionales brillantes que nos han guiado desde el inicio de nuestra formación profesional; igualmente les agradecemos por la ayuda prestada en nuestro trabajo especial de grado.

Al profesor Franco Urbani por habernos brindado su apoyo y asesoría en este Trabajo Especial de Grado.

A Javier González y Fénelix Martínez, por estar junto a nosotros en este largo tiempo compartiendo y tendiéndonos sus manos para realizar este trabajo.

A Efraín Dinis y Napoleón Arraiz, por ser compañeros en este gran proyecto y por su ayuda prestada.

Agradecemos también a Josmat Rodríguez, Terepaima Tabares, Adriana Colmenares, Alí Pérez, Katherine Silva, David Mendi, Lozano y Mussari por el apoyo prestado en la adquisición y procesamiento de los datos de esta investigación.

A Vanessa De Lima, Dorian y a Jean Carlos Poleo, por ser quienes son y ayudarnos (a veces sin saber de que estábamos hablando), darnos ánimo cuando sentíamos que todo iba mal, hacernos compañía días y noches durante toda nuestra carrera y aún más a lo largo de la realización de este trabajo.

Fátima

Primeramente debo dar gracias a Dios por haberme guiado día a día, porque cuando caí me ayudó a levantarme, porque cuando cometí errores me dió fuerza para corregirlos, porque cuando me dió triunfos me ayudó a aceptarlos con humildad, por todo esto y más gracias por tus bendiciones.

A mis padres Ana y Joaquín, por darme la vida, por haberme criado con tanto amor y dándome, en la medida de sus posibilidades y con su mayor sacrificio, 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. ¡Los amo!

A mis hermanos Teresa y Alberto, porque más que mis hermanos son mis segundos padres, son un ejemplo a seguir en todos los aspectos. Gracias por guiarme siempre por el mejor camino, por ayudarme a ser esto que soy hoy en día y por estar a mi lado en los mejores y peores momentos de mi vida. También les agradezco a los dos por darme esas sobrinas tan bellas, Isabella y Giulia, que me llenan todos los días de alegría. ¡Los quiero mucho!

A Jean Carlos Poleo (mi novio), por ser durante estos últimos 8 años de mi vida una persona super especial, por brindarme tu apoyo incondicional, por darme tanto amor y no dejarme caer en ningún momento. Gracias por llenar mi vida de hermosas experiencias y dulces momentos que me han llevado a continuar con más animo esta carrera soñando con un futuro juntos. ¡Te amo!

A la Familia Poleo, por ser mi segunda familia, por abrirme las puertas de su casa y desde ese momento considerarme uno más de ustedes y por apoyarme en todo momento. Gracias.

A mi amiga Vanessa De Lima, porque después de conocernos 20 años ya no eres mi amiga, eres como mi hermana. Vane gracias por estar siempre conmigo, por ayudarme siempre en todo lo que puedes, por apoyarme a lo largo de mi vida y de mi carrera. Ah y gracias por todas esas noches que nos trasnochamos haciendo este trabajo. ¡Te quiero mucho!

A mi compañero de tesis Ricardo (Caimán), gracias porque a pesar del poco tiempo que tenemos conociéndonos puedo decir que eres una persona especial con la que puedo contar en cualquier momento. (Ya no eres nulo, jajaja)

A mis amigos: Javier (Mi Chiqui), gracias por ser un amigo incondicional, por ayudarme siempre, por darme los mejores consejos y por siempre estar allí cuando

más lo necesitaba, eres una personita muy especial, de verdad no tengo palabras para agradecerte todo lo que has hecho por mí y lo que siento por ti (No me estoy declarando, jajaja); Fénelix, gracias a ti también por brindarme tu amistad y por haber compartido tantos momentos inolvidables; Elia (La Negra), gracias por estar junto a mí a lo largo de la carrera compartiendo los buenos y los malos momentos, a pesar de callar muchas veces, y no comportarte como una amiga, yo si te considero como una y muy importante en mi vida (No te estoy acosando); Lis gracias por brindarme tu amistad y porque con tu madurez me diste bellos consejos, te considero una bella persona, preparada y respetable. Yaneth gracias por darme ese apoyo incondicional sin esperar nada a cambio, por ser divertida y por compartir esa dulzura que te caracteriza (y por llevarnos siempre chucherías, jajaja). Carlos (Margarito), gracias por ser esa persona divertida y simpática; por haberme permitido conocerte y así poder decir que eres uno más de mis amigos. ¡A todos los quiero muchísimo!

A mis compañeros: Alejandro, Melwin, Francho, Cali, Napo, Efraín, Carelo, Hermán, Gemma, Alba, Maryu, Nelson, David, Krups, Rosana, Olaf, Meñe, Jilson, Adriana C, Adriana U, Fabián, Rafael, Daniel, José Miguel, El Gocho, Mederos, Julio M, Julio V, Fermín, Rhannier, John P., Alexander, Colombo, Jaime M, Meñeñe y Jilson; gracias a todos por ser quienes son y sepan que siempre los tendré presentes (no creo haber olvidado a alguien pero si es así por favor discúlpennme).

Ricardo

Primero que todo, agradezco a Dios por darme la vida y por guiarme todo este tiempo y ayudarme alcanzar una de mis metas más importantes y también por permitirme haber nacido de esa persona tan especial como es Elvira mi MAMÁ...¡TQMM!, y haber crecido en esta familia tan especial.

A mi MAMÁ, por ser tan paciente todo este tiempo y creer en mí, por apoyarme cuando más necesitaba y darme el ánimo que necesitaba. Por enseñarme

todo lo que sé y darme ese cariño incondicional que siempre busqué en ella. Por eso Bendición Te amo y TQM.

A Dorian Mi Vida... por haberme dado la oportunidad de estar a su lado y ser su compañero, amigo y su novio... durante estos casi 8 años... y los que faltan...jejeje, y dejarme compartir con ella momentos hermosos, los cuales han sido perfectos; también aprender uno del otro y brindarme mucho, mucho amor y cariño... también ayudarme a levantarme cuando caía en errores y ayudarme a salir adelante cuando más los necesitaba, por todo eso... TE AMO!!!!

A mi tía Leonor por cuidarme como una segunda madre y ayudarme mientras mi mamá no estaba a mi lado; A mis tías: Meña y Marina que siempre creyeron en mí y me apoyaron; A mi tío Antonio (QEPD) que me enseñó desde pequeño muchas cosas y me guió para escoger esta carrera y a mi tío Chicho que me apoyó siempre al igual que todos.

A mis primas y primos: Mary, Coco, Juliana, Rafael, Zaira y Josué, por ayudarme cuando más necesite de ellos y a terminar esta etapa de mi vida, ya que sin su ayuda dudo mucho que estuviera culminando este trabajo; también agradezco a Javier, Jairo, a Lili, Maru y Adriana aunque esté lejos.

A mis sobrinos Carlitos, Rafita, Mafer, Luisfer y Dani por ser fuente de inspiración.

A mis Panas Rodger y Chuo, que desde el kínder, colegio y liceo están siempre ahí, y no pareciera que son más de 20 años... y estar siempre en contacto a lo largo de nuestras carreras siendo estas distintas y en universidades diferentes, también al Pana Dioris Foxbeam por su apoyo, aunque sea amigo desde hace menos tiempo.

Al Sr Raúl por dejarme entrar en su apartamento cuando lo necesité y permitir el desarrollo de casi toda mi carrera, a chevy por ayudarme y brindarme apoyo durante toda la universidad.

A toda esa gente que siempre me apoyó y creyó en mí: Sra. Doris, Silvina, Betty, Yolanda Parra, a Cecilia, Payongo, Cachito, Anedith, Hueso, el Gordo, Anderson, Edith, Andido, Gisela, Pepe Grillo.

A mis amigos, Lino, Jesus Salazar (Yisus), Gustavo (Migrañas), Melisita, Oz Gabriele, Manuel Lopez (Manuels), los luises y lé, Dianita, Diegadas, Jhoanna, Emilio, Manuel M., Javier F., Yisus2, Mauricio, Tito, Stefan, Guillermo H., por ese apoyo desde que entramos a esta casa de estudio la UuuCV y en especial a Carlos Negrín y Ramón González por esa ayuda prestada cuando más necesitaba y me apoyaron en esta carrera (aunque no entendían mucho, jejeje son Grandes Fotógrafos Internacionales).

A mis compañeros de la Uucv y panas: Isabel, Terepaima, Zohette, Alberti, Carlos Brett, Julio Martínez, Nelsito (el menor), Juan C. Sánchez, Cachalote, Shak, El Negro Ochoa, Jenuel, San Martin, Memo, Eddy, Gerson, Jesús (el chino), Yare, Freddy, Pelu y Mariaelena.

A Vanessa, mi amiga que me ayudó un mundo sin conocernos (y no en este trabajo jejeje), de verdad gracias vane...

A mis panas y socios, Gabriel (Wally), Pedro (P2O), Alfredo G., por abrirme un espacio en el apartamento y brindarme la ayuda cuando necesité, también por la oportunidad de trabajar con ustedes, de verdad gracias (les debo una, muchachos...).

A mis compañeros de Geofísica: Napo, Efrain, Neddy, Melwin, Carlos (Margarito), Yaneth, Lisbeth, Rafa, David, Fabián, Daniel Rafael, Daniel Naval, Pepi

Camacho, Maryu, Adriana Ubieda, Adriana Colmenares, Cali, Alba, Meñeñe, Jilson, Olaf, Franchó, Gemma, La Negra (Elia), Ups (Krups), Rosanita, Carelo y también a los panas de geofísica Jaime Sosa (El bomba), Jesús Conde (hermano), Avelardo Pérez (Chimbuto).

A dos panitas que en estos últimos años, sobre todo en este trabajo de grado superamos todos los obstáculos y fue una buena experiencia, a mis compañeros de campo de Tesis Javier González y Fénelix Martínez, (Ya salieron del grupo de Geofísica. Jejejej, ahora son panas).

Y ahora sí, a una muy buena personita que en poco tiempo de haberla conocido me dio la oportunidad de que este proyecto llegara al final, y me permitiera compartir junto a ella bonitas experiencias tanto en el campo como en la elaboración de este T.E.G, Fátima Gomes, de verdad gracias Faty por brindarme esta oportunidad de ser compañeros y sacar adelante este proyecto (y bueno ya no eres del grupo de geofísica ya eres mi pana jejejeje).

Gomes D., Fátima E.

Sandoval, Ricardo J.

**ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO EN LA ZONA DE YUMARE-AROA,
ESTADOS YARACUY Y FALCÓN**

Tutor Académico: Prof. Inírida Rodríguez. Cotutor Académico: Prof. Ricardo Alezones. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2008, 195 p.

RESUMEN

Palabras Clave: Yumare, Aroa, cuerpos ígneo-metamórficos, graben de Aroa, gravimetría, magnetometría, análisis espectral, deconvolución de Euler, filtros.

En el presente Trabajo Especial de Grado se realizó un estudio geofísico integrado en la zona de Yumare-Aroa, entre los estados Yaracuy y Falcón, con el objetivo de proponer un modelo geológico y estructural del subsuelo en la zona, que se ajustara a las condiciones allí presentes y que abarcara los cuerpos ígneo-metamórficos ubicados al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, así como el Graben de Aroa; empleando métodos gravimétricos y magnéticos. Para esto, en primer lugar se recopiló la información geológica y geofísica existente en la zona, luego se adquirieron 75 estaciones gravimétricas en campo, que junto a las de la base de datos gravimétrica del Departamento de Geofísica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, conforman un total de 539 estaciones gravimétricas; se dispuso igualmente de 7720 estaciones aeromagnéticas a una altura de 500 m s.n.m. y 16010 estaciones a una altura de 2000 m s.n.m. Con los datos gravimétricos y magnéticos se empleó una serie de técnicas de valoración estadística y geoestadística para probar la confiabilidad y variabilidad de los mismos. Para el procesamiento de los datos, utilizando el programa *Oasis montaj v.6.4.2 (Geosoft Inc., 2007)*, se realizaron las

diferentes correcciones para la generación de los mapas de Anomalía de Bouguer (AB) e Intensidad Magnética Total (IMT), cuyos efectos fueron separados en sus componentes regional y residual. Así mismo se aplicaron diferentes filtros como: derivadas verticales y horizontales, coseno direccional, pasabanda y reducción al polo magnético, para realzar las respuestas gravimétricas y aeromagnéticas de interés en los mapas mencionados; de igual manera, se estimaron profundidades por medio del análisis espectral y la deconvolución de Euler. Se trazaron 2 perfiles (A-A' y B-B'), con dirección N20°O y N80°E, y extensión de 68 km y 54 km respectivamente; a partir de los cuales se realizaron modelos que, basados en la geología de superficie, representan lo mejor posible la geología de la zona y se ajustan a la respuesta gravimétrica y magnética con el menor error posible. Los cuerpos ígneo-metamórficos se presentan en los modelos con una densidad de $2,75 \text{ g/cm}^3$ y para el caso del perfil BB' se hallan dispuestos como un bloque continuo en profundidad que aflora en los macizos San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, por la acción de un conjunto de fallas de alto ángulo y alcanzan sus mayores dimensiones en los macizos ubicados más al oeste del perfil, mientras que en el modelo correspondiente al perfil de dirección N20°E el cuerpo ígneo-metamórfico que aflora en el macizo La Zurda se presenta emplazado y aflorando con un buzamiento al norte de 75° y una profundidad a la base entre 3000 y 6000 m; en este mismo perfil el Graben de Aroa alcanza una profundidad máxima de 400 m, la cual debida al carácter de sedimentación de la cuenca, como depósito de diferentes formaciones (Capadare y Ojo de Agua y sedimentos y terrazas del Cuaternario) se considera lo bastante profunda.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN.....	xi
ÍNDICE GENERAL	xiii
LISTA DE FIGURAS	xviii
LISTA DE TABLAS	xxvii
LISTA DE APÉNDICES	xxviii
CAPÍTULO I. PRESENTACIÓN.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo General.....	3
1.2.2 Objetivos Específicos	3
1.3 Ubicación del Área de Estudio	4
1.4 Trabajos Previos	5
CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO	15
2.1 Tectónica Caribe.....	15
2.1.1 Generalidades del Caribe	15
2.1.2 Evidencias Geofísicas sobre el Origen de la Placa del Caribe	15
2.1.3 Modelos de Evolución del Caribe.....	17
2.2 Geología Estructural.....	27

2.2.1 Cuenca de Falcón.....	27
2.2.2 Valle de Yaracuy (Cuenca de Yaracuy)	33
2.2.3 Valle de Aroa (Graben de Aroa).....	34
2.2.4 Faja Caucagua-El Tinaco.....	35
2.2.5 Fallamiento	35
2.3 Geología Regional	36
2.4 Geología de los Macizos Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes	43
CAPÍTULO III. MARCO TEÓRICO	45
3.1 Método Gravimétrico	45
3.1.1 Aspectos Generales.....	45
3.1.2 Ley de Gravitación Universal.....	45
3.1.3 Aceleración de Gravedad.....	46
3.1.4 Campo Gravitacional Terrestre.....	47
3.1.5 Medidas de Gravedad	47
3.1.6 Gravímetro <i>SCINTREX AUTOGRAV CG-5</i>	48
3.1.7 Correcciones de los Datos Gravimétricos.....	49
3.1.8 Anomalías Gravimétricas	53
3.1.9 Algunas Aplicaciones del Método Gravimétrico.....	54
3.2. Método Magnético.....	55
3.2.1 Aspectos Generales.....	55

3.2.2 Fuerza Magnética.....	55
3.2.3 Campo Magnético.....	56
3.2.4 Susceptibilidad Magnética.....	57
3.2.5 Variaciones Temporales del Campo Magnético Terrestre	57
3.2.6 Aeromagnetometría	59
3.2.7 Aplicaciones del Método Magnético	61
CAPÍTULO IV. RECOPIACIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO.....	62
4.1 Recopilación de Información	62
4.1.1 Mapas Geológicos, Estructurales y Hojas Cartográficas.....	62
4.1.2 Datos Gravimétricos y Aeromagnéticos.....	63
4.1.3 Modelo de Elevación Digital (<i>DEM</i>).....	63
4.1.4 Muestras Geológicas.....	63
4.2 Adquisición de Datos Gravimétricos.....	65
4.2.1 Curva de Deriva.....	66
4.2.2 Levantamiento de Estación Base	68
4.2.3 Levantamiento de Estaciones Ordinarias.....	71
4.3 Procesamiento de Datos Gravimétricos.....	73
4.3.1 Corrección por Deriva	73
4.3.2 Corrección Topográfica	75
4.3.3 Cálculo de la Anomalía de Bouguer	76

4.3.4	Análisis Estadístico de los Datos Gravimétricos	78
4.3.5	Análisis Geoestadístico de los Datos Gravimétricos	81
4.3.6	Filtros Aplicados a la Anomalía de Bouguer.....	85
4.3.7.	Análisis Espectral y Filtro Pasabanda de la Anomalía de Bouguer.....	90
4.3.8.	Deconvolución de Euler de la Anomalía de Bouguer	92
4.3.9	Separación Regional y Residual de la Anomalía de Bouguer	95
4.4	Procesamiento de Datos Aeromagnéticos	106
4.4.1	Análisis Estadístico de los Datos Aeromagnéticos.....	106
4.4.2	Análisis Geoestadístico de los Datos Aeromagnéticos.....	112
4.4.3	Filtros Aplicados a la Intensidad Magnética Total	115
4.4.4	Análisis Espectral y Filtro Pasabanda de la Intensidad Magnética Total.	121
4.4.5	Deconvolución de Euler de la Intensidad Magnética Total.....	123
4.4.6	Separación Regional y Residual de la Intensidad Magnética Total.....	125
CAPÍTULO V. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....		135
5.1	Interpretación Estadística y Geoestadística	135
5.2	Interpretación Gravimétrica.....	136
5.2.1	Mapa de Anomalía de Bouguer	136
5.2.2	Mapas Regionales y Residuales de Anomalía de Bouguer	138
5.2.3	Mapas Filtrados de Anomalía de Bouguer	140
5.3	Interpretación Magnética.....	141

5.3.1 Mapa de Intensidad Magnética Total.....	141
5.3.2 Mapas Regionales y Residuales de Intensidad Magnética Total.....	142
5.3.4 Mapas Filtrados de Intensidad Magnética Total.....	142
5.4 Profundidades Determinadas por los Métodos de Análisis Espectral y Deconvolución de Euler	143
5.5. Perfiles y Modelaje 2D Gravimétricos y Magnéticos	146
5.6 Interpretación Gravimétrico-Magnética de los Modelos Geológicos.	149
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	156
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	162

LISTA DE FIGURAS

Figura N°	Pág.
1.1. Ubicación del área de estudio	6
1.2. Modelo geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto con subducción somera. (Rodríguez y Sousa, 2003)	10
1.3. Modelo geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto con subducción profunda. (Rodríguez y Sousa, 2003)	10
1.4. Modelo esquemático de velocidades P (km/s) y profundidad (km) sobre el perfil de orientación 70° O al occidente de Venezuela, estados Falcón y Lara (Bezada, 2005).	11
1.5. Modelo gravimétrico bidimensional propuesto para el perfil 68°O.con lámina de subducción: a) somera y b) profunda. AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FV = Falla de la Victoria, FM = Falla de Morón – San Sebastián. (Garzón, 2007). ..	12
1.6. Modelo gravimétrico bidimensional propuesto para el perfil 69°O.con lámina de subducción: a) somera y b) profunda. AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FB = Falla de Boconó, FO = Falla de Oca. (Garzón, 2007)	13
1.7. Mapa residual de AB del estado Falcón. (Díaz, 2002)	14
1.8. Mapa magnético del estado Falcón. (Díaz, 2002).....	14
2.1. Ubicación de las Cuencas y Accidentes Geográficos del Caribe (Tomado de Quijada, 2006).....	16
2.2. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Jurasico Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001)	18
2.3. Teoría del Origen <i>in situ</i> durante el Caloviense/Oxfordiense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)	19

2.4. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Aptiense. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).....	20
2.5. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Albiense Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001)	21
2.6. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Maastrichtiense. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).....	21
2.7. Teoría del Origen <i>in situ</i> durante el Albiense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)	22
2.8. Teoría del origen <i>in situ</i> durante el Santoniense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).	23
2.9. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Paleoceno Tardío. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).....	23
2.10. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Eoceno Medio. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).....	24
2.11. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Oligoceno Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).	25
2.12. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Mioceno Tardío. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).....	25
2.13. Teoría de Origen <i>in situ</i> durante el Paleoceno. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)	26
2.14. Teoría de Origen <i>in situ</i> durante el Mioceno Temprano. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)	26
2.15. Mapa paleogeográfico del noroeste de Venezuela en el Mioceno Temprano (Tomado de González de Juana <i>et al.</i> 1980).....	28

2.16. Modelo conceptual de la Cuenca de Falcón propuesto por Wheeler (1963) y González de Juana (1980). (Modificado de Hidalgo, 2006 de Boesi y Goddard, 1991).	29
2.17. Localización de la Cuenca de Falcón con sus rasgos paleogeográficos y estructuras superficiales. La extensión aproximada de la cuenca se encuentra indicada por la línea punteada. (Muessig, 1984)	29
2.18. Mapa esquemático de la ubicación y extensión del bloque de Bonaire (Tomado de Silver <i>et al.</i> 1975)	31
2.19. Bloque diagramático de la Depresión de Yaracuy	33
2.20. Bloque diagramático de la Depresión de Aroa.	34
3.1. Gravímetro Digital <i>SCINTREX AUTOGRAV CG-5</i> . (Tomado de Reinoza, 2006)	48
4.1. Mapa geológico-estructural del área en estudio (modificado de Hackley <i>et al.</i> 2006).	64
4.2. Modelo de Elevación Digital. (DEM) (Tomado de la página web <i>Consortium for Spatial Information, CGIAR-CSI</i>).	65
4.3. Estación base gravimétrica de Churuguara, estado Falcón. (Foto tomada por Fátima Gomes)	67
4.4. Curva de deriva del gravímetro <i>SCINTREX AUTOGRAV CG-5</i> , realizada el 7 de Octubre de 2007, en la estación base de Churuguara, estado Falcón.	68
4.5. Base gravimétrica de la Red Gravimétrica Nacional en el Aeropuerto Néstor Arias de San Felipe, estado Yaracuy (Foto tomada por Fátima Gomes)	69
4.6. BM de estación base 9712-70 ubicada dentro del Aeropuerto Nestor Arias de San Felipe, estado Yaracuy (Foto tomada por Fátima Gomes)	69

4.7. Estación base levantada en la torre de control del Aeropuerto Néstor Arias de San Felipe, estado Yaracuy. (Foto tomada por Fénelix Martínez)	70
4.8. Ubicación de las estaciones gravimétricas	72
4.9. Histograma de frecuencias de los datos de Anomalía de Bouguer.	79
4.10. Gráfico normal Q-Q de los datos de Anomalía de Bouguer.	80
4.11. Gráfico normal P-P de los datos de Anomalía de Bouguer.	80
4.12. Diagrama de caja y bigotes para los datos de Anomalía de Bouguer.	81
4.13. Variogramas experimentales en diferentes direcciones azimut de la Anomalía de Bouguer	82
4.14. Variograma ajustado al modelo gaussiano, para los datos de Anomalía de Bouguer, en la dirección 45° azimut (Mayor anisotropía)	83
4.15. Mapa de Anomalía de Bouguer con densidad 2,37 g/cm ³ , obtenido por el método de interpolación de mínima curvatura. (1 macizo Tarana, 2 macizo San Quintín, 3 macizo La Zurda y 4 macizo Salsipuedes)	84
4.16. Mapa de segundas derivadas verticales de la Anomalía de Bouguer.....	86
4.17. Mapa de primeras derivadas horizontales en Y de la Anomalía de Bouguer	87
4.18. Mapa de coseno direccional de: a) N60°E, b) N75°E y c) E-O de la Anomalía de Bouguer.	88
4.19. Mapa de coseno direccional de E-O de la Anomalía de Bouguer.....	89
4.20. Espectro de energía promediado radialmente de la Anomalía de Bouguer	91
4.21. Mapa de filtro pasabanda de fuente: a) profunda, b) intermedia y c) somera de la Anomalía de Bouguer.	93

4.22. Mapa de ubicación en profundidad de las posibles fuentes gravimétricas obtenido por el método de deconvolución de Euler.....	95
4.23. Mapa regional de Anomalía de Bouguer realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3	97
4.24. Mapa residual de Anomalía de Bouguer realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3.....	98
4.25. Gráfica coeficiente de determinación vs grado del polinomio para los datos de Anomalía de Bouguer.	99
4.26. Mapa regional de Anomalía de Bouguer realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3.....	99
4.27. Mapa residual de Anomalía de Bouguer realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3.....	100
4.28. 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.....	102
4.29. 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.....	103
4.30. Mapa regional de Anomalía de Bouguer realizado por el método de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba.	104
4.31. Mapa residual de Anomalía de Bouguer realizado por el método de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba.	105
4.32. Ubicación de las Estaciones aeromagnéticas.	107
4.33. Histograma de frecuencias de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m.	108

4.34. Histograma de frecuencias de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	108
4.35. Gráficos normales Q-Q y P-P de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m.	110
4.36. Gráficos normales Q-Q y P-P de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	110
4.37. Gráfico de caja y bigotes de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m.	111
4.38. Gráfico de caja y bigotes de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	111
4.39. Variogramas experimentales en diferentes direcciones azimuth de la Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m.	113
4.40. Variogramas experimentales en diferentes direcciones azimuth de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	113
4.41. Variograma ajustado al modelo esférico, para los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m., en la dirección 165° azimuth (Mayor anisotropía)	114
4.42. Variograma ajustado al modelo esférico, para los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m., en la dirección 165° azimuth (Mayor anisotropía)	114
4.43. Mapa de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m., obtenido por el método de interpolación de mínima curvatura. (1: Macizo Tarana, 2: Macizo San Quintín, 3: Macizo La Zurda y 4: Macizo Salsipuedes)	116
4.44. Mapa de reducción al polo magnético de la Intensidad Magnético Total a una altura de 2000 m s.n.m.	117

4.45. Mapa de segundas derivadas verticales de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	118
4.46. Mapa de primeras derivadas horizontales en Y de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	119
4.47. Mapa de coseno direccional de: a) N60°E, b) N75°E y c) E-O de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	120
4.48. Mapa de coseno direccional de E-O de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	121
4.49. Espectro de energía promediado radialmente de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	122
4.50. Mapa de filtro pasabanda de fuente: a) profunda, b) intermedia, c) somera de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.....	123
4.51. Mapa de ubicación en profundidad de las posibles fuentes magnéticas obtenido por el método de deconvolución de Euler.....	124
4.52. Mapa regional de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3.....	126
4.53. Mapa residual de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3.....	127
4.54. Mapa regional de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3.	128
4.55. Mapa residual de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3.	129

4.56. Gráfica coeficiente de determinación vs grado del polinomio para los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.....	130
4.57. Mapa regional de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. 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.	131
4.58. Mapa residual de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. 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.	132
4.59. Mapa regional de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba.	133
4.60. Mapa residual de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba.	134
5.1. Perfiles A-A' y B-B' sobre el mapa de Anomalía de Bouguer.....	147
5.2. Perfiles A-A' y B-B' sobre el mapa de Intensidad Magnética Total.....	148
5.3. Perfiles A-A' y B-B' sobre el mapa geológico de la zona de estudio.....	149
5.4. Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético A-A'.	154
5.5. Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético B-B'.....	155
A1. Muestra geológica Ya-20-A.....	176
A2. Muestra geológica Ya-20-B.....	177
A3. Muestra geológica Ya-27-A-R.....	177
A4. Muestra geológica Ya-43-B.....	178

A5. Muestra geológica Ya-128	178
A6. Muestra geológica Ya-49R	179
A7. Muestra geológica Ya-112	179
A8. Muestra geológica Fa-15	180
A9. Muestra geológica Fa-20	180
A10. Muestra geológica Fa-43	181
A11. Muestra geológica Fa-44	181
B1. Modelo del mallado usado por el <i>Oasis montaj</i> para la corrección topográfica.	182
B2. Atracción gravitatoria de un prisma rectangular recto.	183
B3. Atracción gravitatoria de un prisma.	184
B4. Atracción gravitatoria de un anillo seccional.	185
F1. Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente de la Anomalía de Bouguer	192
F2. Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.	194

LISTA DE TABLAS

Tabla N°	Pág.
4.1. Datos de las estaciones base gravimétricas usadas en el levantamiento gravimétrico.	70
4.2. Parámetros estadísticos de los datos de Anomalía de Bouguer.	79
4.3. Parámetros estadísticos de los datos de Intensidad Magnética Total.....	109
5.1. Parámetros de control utilizados para el modelado gravimétrico-magnético de los perfiles A-A' y B-B'.	150
D1. Valores de densidad promedio de las muestras geológicas.....	188
E1. Valores de susceptibilidad magnética promedio de las muestras geológicas.....	190

LISTA DE APÉNDICES

APÉNDICE A. MUESTRAS REPRESENTATIVAS DE LA ZONA DE ESTUDIO OTORGADAS POR EL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA DE LA UCV PARA LA DETERMINACIÓN DE LA DENSIDAD Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	176
APÉNDICE B. MÉTODO QUE UTILIZA EL OASIS MONTAJ V.6.4.2 (GEOSOFT INC., 2007) PARA CALCULAR LA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA	182
APÉNDICE C. MÉTODO UTILIZADO POR EL OASIS MONTAJ V.6.4.2 (GEOSOFT INC., 2007) ANTES DE APLICAR FILTROS A LOS DATOS.....	186
APÉNDICE D. DETERMINACIÓN DE LA DENSIDAD DE LAS MUESTRAS GEOLÓGICAS	187
APÉNDICE E. DETERMINACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS MUESTRAS GEOLÓGICAS.....	189
APÉNDICE F. ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDADES DE FUENTES GRAVIMÉTRICO-MAGNETICAS POR EL MÉTODO DE ANÁLISIS ESPECTRAL	192

CAPÍTULO I

PRESENTACIÓN

1.1 Introducción

La interacción existente entre las placas del Caribe y Suramericana al norte de Venezuela, se encuentra representada por varios complejos de deformación con una orientación en dirección este-oeste (Giunta *et al.* 2002), por lo que se considera una zona activa de gran deformación y metamorfismo, debido al desplazamiento tipo transpresivo dextral y a la colisión oblicua existente entre ambas placas (Talukdar y Loureiro, 1982).

La zona de Yumare-Aroa, ubicada en los límites de los estados Yaracuy y Falcón, está influenciada estructural y geológicamente por la colisión mencionada anteriormente. En la misma se observan cuerpos ígneo-metamórficos que afloran al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, además de estructuras geológicas al sur de la región con una orientación este-oeste como lo es el Graben de Aroa, los cuales pudieran estar asociados al proceso de interacción entre estas placas. Por tanto, esta zona requiere, en parte, un amplio conocimiento a detalle de la estructura geológica del subsuelo en la región y además se necesita la comprensión de la tectónica dominante durante su formación. A la fecha se tiene poca información geológica sobre el área de Yumare-Aroa, lo que dificulta tener conocimiento sobre la tectónica dominante sobre la zona. A partir del empleo de diferentes métodos de prospección utilizados en Ingeniería Geofísica se obtuvo más información del lugar. Estos métodos están basados en la posibilidad de que una anomalía en determinada zona se puede inferir como una perturbación en las propiedades físicas del subsuelo, que además se pueden observar en superficie.

Uno de los estudios geológicos más recientes realizado en la zona de estudio, específicamente a los cuerpos ígneo-metamórficos que afloran al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, estado Yaracuy, en cuatro macizos, es el de Lozano y Mussari

(2007). En éste se muestran todas las unidades litológicas que afloran en los macizos mencionados anteriormente, que se disponen en dirección este-oeste, Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes. Como unidades ígneo-metamórficas se presentan: Metagabro Anortosítico de Yumare, Esquisto de Aroa, Metavolcano-sedimentarias de San Quintín y Serpentinitas (sin nombre formal), y como unidades sedimentarias alrededor de los macizos se tienen las formaciones La Luna, Matatere, Casupal, Capadare y Ojo de Agua, así como aluviones y terrazas del Cuaternario, todo esto sin tener información sobre la profundidad de cada una de las formaciones presentes.

Grande (2007) establece que las rocas de Yumare son alóctonas y que las mismas fueron incorporadas al norte de Venezuela por procesos tectónicos entre la placa del Caribe y Suramericana, y que existe la probabilidad que ellas formen parte de un bloque continuo o de grandes fragmentos de un basamento que subyace al noroccidente de Venezuela, de posible edad Proterozoico Tardío, el cual pudiera interpretarse como Grenvilliano.

Además, al sur de los cuerpos ígneo-metamórficos se destaca el valle del río Aroa, el cual es interpretado como una fosa tectónica o graben, rellena por grandes espesores de las formaciones Capadare y Ojo de Agua del Terciario y aluviones del Cuaternario. Se desconoce la profundidad de esta cuenca pero se supone que sea bastante profunda debido al carácter de sedimentación. Este valle se encuentra delimitado al norte por los macizos Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, y al sur por la Serranía de Aroa. Al norte y al sur de la cuenca se observan fallas verticales o de buzamiento alto en dirección de la cuenca.

Por lo anteriormente expuesto, se programó y realizó este estudio integrado geológico-geofísico en la zona de Yumare-Aroa, para obtener más información del subsuelo, en particular, sobre la estructura geológica del mismo, el comportamiento del basamento cristalino, la extensión y contactos de presuntos cuerpos geológicos y el comportamiento del Graben de Aroa en profundidad. Todo esto para entender lo

ocurrido en esa área y así tener un conocimiento más amplio sobre el tema de la interacción existente entre las placas Caribe y Suramericana, al noroccidente de Venezuela, de la cual existen aún numerosas interrogantes.

Esta investigación se ha desarrollado en el marco del proyecto GEODINOS (Geodinámica reciente del límite norte de la placa Suramericana), financiado por el Fondo Nacional de Ciencia y Tecnología (FONACIT), con la finalidad de responder a las interrogantes siguientes: ¿El modelo geológico del subsuelo de la zona de Yumare-Aroa, se ajusta a las condiciones allí presentes?, ¿Sirve para establecer la tectónica dominante durante su formación, así como la actual?, ¿Cómo son los contactos entre los cuerpos ígneo-metamórficos?, ¿Cómo es el comportamiento del basamento cristalino? y ¿Cuál es el comportamiento del Graben de Aroa en profundidad?

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Proponer un modelo geológico y estructural del subsuelo en el Área Yumare-Aroa que se ajuste a las condiciones allí presentes y que abarque los cuerpos ígneo-metamórficos de Yumare y el Graben de Aroa, empleando métodos gravimétricos y magnéticos.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Realizar un estudio integrado geológico-geofísico de la zona Yumare-Aroa, con datos geológicos y geofísicos existentes en el área objeto de estudio, así como también los adquiridos en este trabajo.

- Valorar estadística y geoestadísticamente los datos gravimétricos y magnéticos.
- Interpretar los mapas de Anomalías de Bouguer (AB) e Intensidad Magnética Total (IMT) de la zona de estudio, así como sus efectos regionales y residuales, y aplicar filtros necesarios para resaltar las características más importantes.
- Estimar profundidades de fuentes gravimétricas y magnéticas por medio de los métodos de análisis espectral y deconvolución de Euler.
- Calcular y estimar la densidad y susceptibilidad magnética de muestras representativas de las unidades geológicas presentes en la zona de estudio.
- Construir los modelos geológicos y estructurales del subsuelo de la zona, con base en la información geológica y geofísica adquirida en este trabajo, así como también en modelos ya propuestos, estableciendo el que mejor se ajuste a los datos.
- Definir los contactos entre los diferentes cuerpos ígneo-metamórficos presentes en el subsuelo de área de estudio, así como la estructura del Graben de Aroa en profundidad y el comportamiento del basamento cristalino infrayacente.

1.3 Ubicación del Área de Estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada al norte del estado Yaracuy y se extiende hasta el estado Falcón. Los cuerpos ígneo-metamórficos se ubican al norte de la Colonia Agrícola de Yumare y el Graben de Aroa se encuentra al sur de estos cuerpos. (Figura 1.1)

Se abarcó una ventana extensa que cubre más allá de los objetivos de este estudio, para así eliminar efectos de borde. La misma se encuentra limitada por los paralelos 10°04' y 10°56' de latitud norte, y los meridianos -69° y -68°16' de longitud oeste. Las coordenadas UTM equivalentes son desde 1113000 hasta 1210000 norte y desde 500000 hasta 580000 este, respectivamente. El sistema de coordenadas usado es *Universal Transverse Mercator (UTM) Zona 19 N*.

En la zona existen diferentes vías de penetración, como caminos y carreteras de tierra, los cuales permiten casi todo el cubrimiento del área de interés, tales como las distintas carreteras con orientación norte-sur ubicadas al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, que alcanzan los cuerpos ígneo-metamórficos, y atraviesan el Graben de Aroa. Para llegar a la zona de interés se atravesó la autopista Rafael Caldera del estado Yaracuy, hasta el pueblo de Marín, donde se tomó la carretera Marín-Yumare.

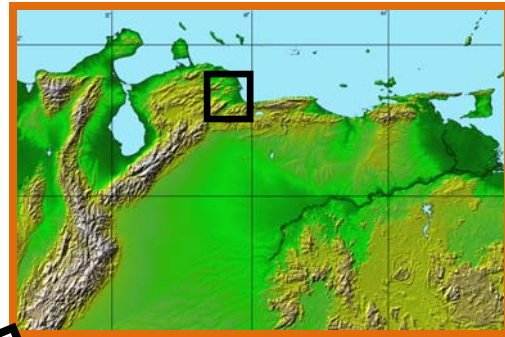
1.4 Trabajos Previos

El área de estudio, ubicada en la zona noroccidental de Venezuela, ha sido objeto de diversos estudios geológicos y geofísicos, en su mayoría de carácter regional sin mucho énfasis en los cuerpos ígneo-metamórficos y en el Graben de Aroa, objetivos de este estudio. Se presenta seguidamente una breve descripción de los trabajos previos realizados en la zona, que han servido de referencia para la realización de esta investigación.

El estudio geológico de Wiedenmayer, en el año 1924, es uno de los primeros realizados alrededor del área de estudio, donde se describe la serie Capadare de edad Mio-Plioceno. En el año 1928 Liddle introduce formalmente el nombre de Formación Capadare y además indica que en la región de Yumare existe la presencia de rocas ígneo-metamórficas, las cuales se observan por primera vez en los mapas.



(Recuperado el 7 de noviembre de 2007 del programa Google Earth)



(Recuperado el 7 de noviembre de 2007 de <http://www.oarval.org/>)

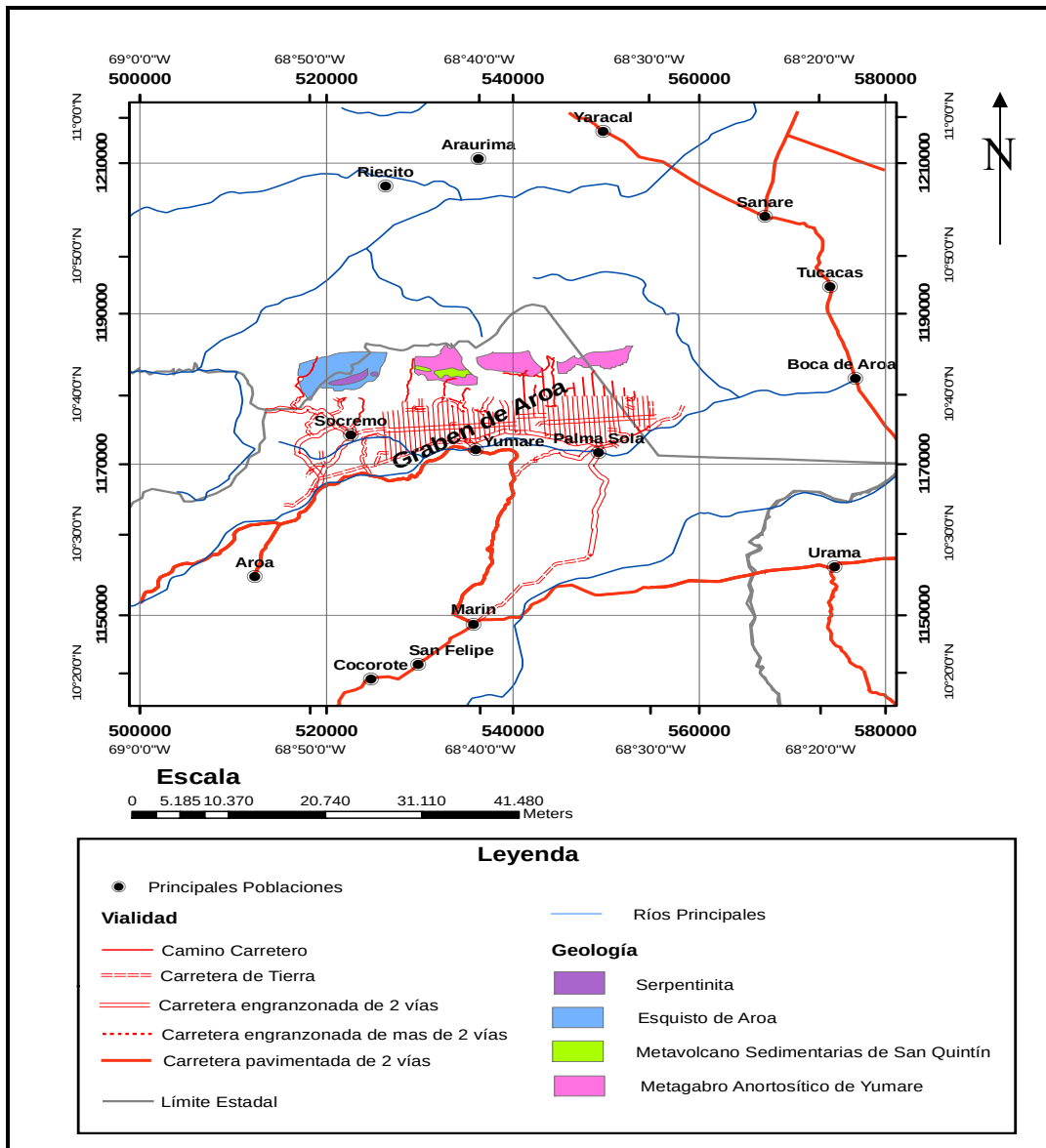


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio

El cuerpo más oriental, Salsipuedes, fue reconocido por Kugler en 1949, aunque la primera cartografía geológica para estas rocas fue por el geólogo Domingo Rodríguez Gallardo, quien se encontraba bajo la dirección de A. Bellizzia del Ministerio de Minas e Hidrocarburos (MMH) (Bellizzia y Rodríguez, 1968) con pocos estudios adicionales posteriores. Existen también informes privados de compañías petroleras, entre los años 1925 y 1932, los cuales describen las unidades sedimentarias de la Cuenca de Falcón, en especial su parte suroriental, hasta los límites entre el estado Yaracuy y Falcón. La primera descripción general de la geología del distrito minero de Aroa, fue por MacLaren (1933, en Bellizzia y Rodríguez 1976), donde se estimó un espesor de rocas metamórficas, que se les atribuyó a las formaciones El Cantil y Guayusa, las cuales se conocen hoy en día como Esquisto de Aroa. López, *et al* (1944) en el informe sobre las minas de Aroa le atribuyeron un espesor estimado de 750 m a la Unidad Esquisto de Aroa. La *Creole Petroleum Corporation* integró el mapa C-6-C a escala 1:50.000 en el año 1962, el cual contenía información fotogeológica de Rhor (1955), al igual que de geología de superficie de Natera (1957). En este mapa se incluyeron los macizos de Yumare, pero el estudio estaba dirigido a rocas sedimentarias. Bellizzia y Rodríguez (1966, 1968) introducen el nombre de Formación Aroa y además presentan su descripción. Los mismos introdujeron en los años 1966 y 1968, el nombre de Formación Matatere, para la secuencia de turbiditas, las cuales se encuentran asociadas con varios horizontes de capas de peñones. Von Der Osten (1967) considera a la unidad de secuencia de turbiditas como sinónima de la Formación Morán, pero luego en trabajos posteriores Stainforth (1968) rectificó y mantuvo el nombre de Formación Matatere.

En el año 1976, Bellizzia y Rodríguez le dan el nombre de Formación San Quintín, a una secuencia metavolcano-sedimentaria que aflora 10 km al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, en el macizo San Quintín, en el estado Yaracuy; además resaltan en su publicación, el descubrimiento de un complejo de rocas con un alto grado de metamorfismo, que contiene anortosita, granulita, gneis y anfibolita.

Estas rocas meta-ígneas plutónicas, nombradas por los autores como Complejo de Yumare, afloran en los macizos San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, y las compara con las rocas precámbricas que afloran en el macizo de Santa Marta (Colombia). Así mismo, consideran que la zona forma parte de la región occidental de la Cordillera de la Costa y que sólo se tiene un estudio preliminar de las mismas. Interpretan los valles de los ríos Yaracuy y Aroa como fosas tectónicas, y se considera como la falla más importante la de Boconó, la cual atraviesa el valle del río Tocuyo y se une al sistema de fallas del Caribe. Se postula además un sistema de fallas al norte de los macizos, que afloran al norte del río Aroa y se extienden hacia el oeste, hasta unirse con la Falla de Oca.

Recientemente, Urbani *et al.* (2007) reconocen las formaciones La Luna y Matatere al norte de los macizos, los cuales eran denominados Formación Cerro Misión por Bellizzia y Rodríguez (1976) y propone cambiar los nombres de Complejo de Yumare y Formación San Quintín por Metagabro Anortosítico de Yumare y Metavolcano-sedimentarias de San Quintín. Además compara a las unidades sedimentarias de la región de Yumare con las de la región de Siquisique, estado Lara. Otro de las investigaciones recientes es la de Grande (2007), quién considera que las rocas de Yumare son alóctonas y que fueron incorporadas al norte de Venezuela por procesos tectónicos entre la placa del Caribe y la Suramericana; estima que existe la probabilidad que ellas formen parte de un bloque continuo o de grandes fragmentos de un basamento que subyace al noroccidente de Venezuela, de posible edad Proterozoico Tardío, el cual pudiera interpretarse como Grenvilliano. Lozano y Mussari (2007) en una investigación realizada sobre los cuerpos ígneo-metamórficos de la zona de estudio, muestran todas las unidades litológicas que afloran en los macizos, que se disponen en dirección este-oeste, Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes. Como unidades ígneo-metamórficas se presentan: Metagabro anortosítico de Yumare, Esquisto de Aroa, Metavolcano-sedimentarias de San Quintín y Serpentinitas (sin nombre formal), y como unidades sedimentarias

alrededor de los macizos se tienen: La Luna, Matatere, Casupal, Capadare, Ojo de Agua, aluviones y terrazas del Cuaternario.

A escala regional se tienen estudios geofísicos en el noroccidente de Venezuela, como el de Rodríguez (1974) que con gravimetría define tres provincias tectónicas, las cuales son: Provincia al norte de la Falla de Oca-Ancón, provincia del Lago de Maracaibo y provincia al este del sistema de fallas del Lago de Maracaibo. Mediante magnetometría Bonini (1984) define estructuras como el Anticlinorio de Falcón, la Cuenca de Bonaire y el Golfo de Venezuela. En cuanto a trabajos de sismicidad en el noroccidente del país se tiene el de Audemard (1993), que a pesar de ser una zona de poca actividad sísmica realiza un análisis sísmico con un enfoque geotectónico y paleosísmico. Malavé y Suarez (1995), con datos de sismicidad, proponen una subducción litosférica en el noroccidente de Venezuela. Por otro lado, con tomografía sísmica realizada por Van Der Hilst y Mann (1994) se propone la existencia de un prisma de acreción, debido a la subducción existente entre Colombia y Venezuela. Propone que el “*slab*” de subducción se encuentra a 100 km por debajo de la población de Churuguara y a 200 km por debajo de la Cordillera de los Andes, con una suave inclinación menor a 20°S, lo que pudiera significar unos 150 km aproximadamente por debajo de la población de Yumare.

Rodríguez y Sousa (2003) a través de la integración geológico-geofísica en el estado Falcón representan dos modelos con diferentes profundidades en la subducción: subducción somera y subducción profunda; ajustándose mejor a la respuesta gravimétrica el modelo de subducción somera. Además se puede contemplar en ambos modelos el bloque de Bonaire y en el modelo de subducción profunda una inclinación de 30°S para el “*slab*” (Figura 1.2 y 1.3). Bezada (2005) con apoyo en un estudio de velocidades sísmicas entre los estados Lara y Falcón, determina la existencia de una subducción de la Placa del Caribe bajo la Suramericana, y estima una profundidad de 20 km, así como un adelgazamiento de la

corteza continental bajo la Cuenca de Falcón, con una profundidad a Moho de 27 km en la población de Aracua, al oeste de la zona de investigación (Figura 1.4).

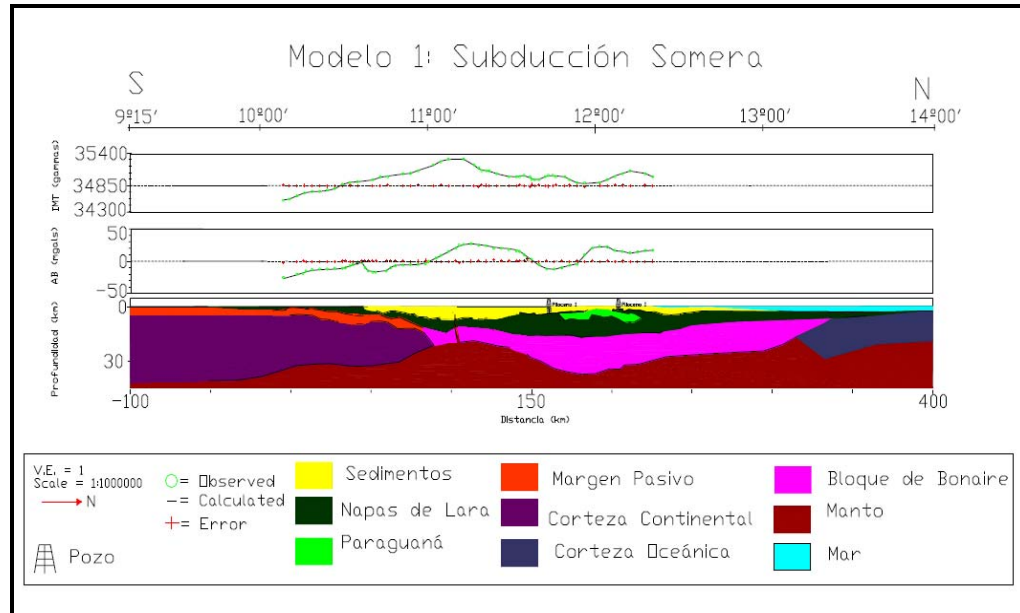


Figura 1.2. Modelo geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto con subducción somera.
(Rodríguez y Sousa, 2003)

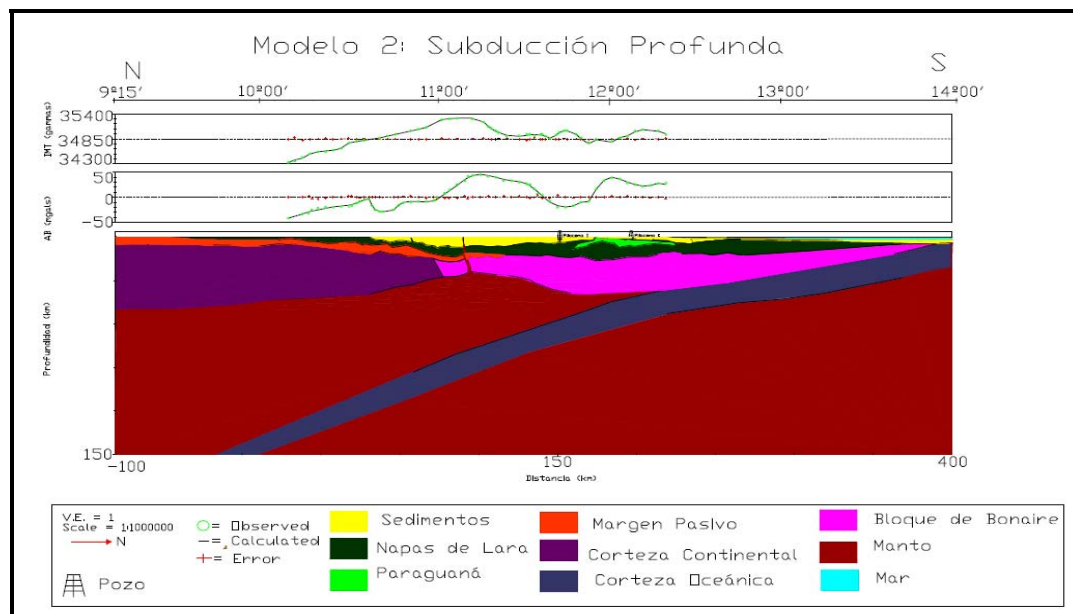


Figura 1.3. Modelo geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto con subducción profunda.
(Rodríguez y Sousa, 2003)

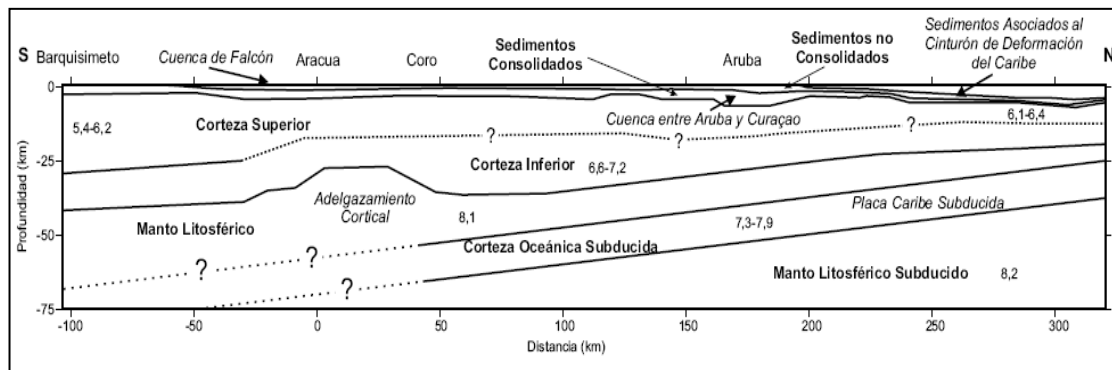


Figura 1.4. Modelo esquemático de velocidades P (km/s) y profundidad (km) sobre el perfil de orientación 70° O al occidente de Venezuela, estados Falcón y Lara (Bezada, 2005).

Quijada (2006) por medio de inversión gravimétrica, estima por un contraste de densidades una capa con baja densidad, la cual propone como una subducción. Garzón (2007) con perfiles gravimétricos realizados en los meridianos, 69°O y 68°O, a diferentes profundidades en el “slab” de subducción, propone que el mejor modelo de ajuste a la respuesta gravimétrica es el modelo de la subducción somera, (Figuras 1.5 y 1.6) coincidiendo con Rodríguez y Sousa (2003), quién además presenta que la discontinuidad de Mohorovic reduce en profundidad de sur a norte, encontrándose profundidades al sur de 35 km y al norte de 15 km.

En el mapa residual gravimétrico del noroccidente de Venezuela tomado de Díaz (2002) (Figura 1.7) se observa que en la zona objeto de estudio existen altos valores de Anomalía de Bouguer, que pudieran ser respuesta de los cuerpos ígneo-metamórficos al norte de Yumare. Por otro lado, en el mapa magnético correspondiente a la misma zona, tomado también de Díaz (2002) (Figura 1.8) se observa la influencia que tienen los cuerpos estudiados en la respuesta magnética, en la cual se reflejan altos valores de Intensidad Magnética Total.

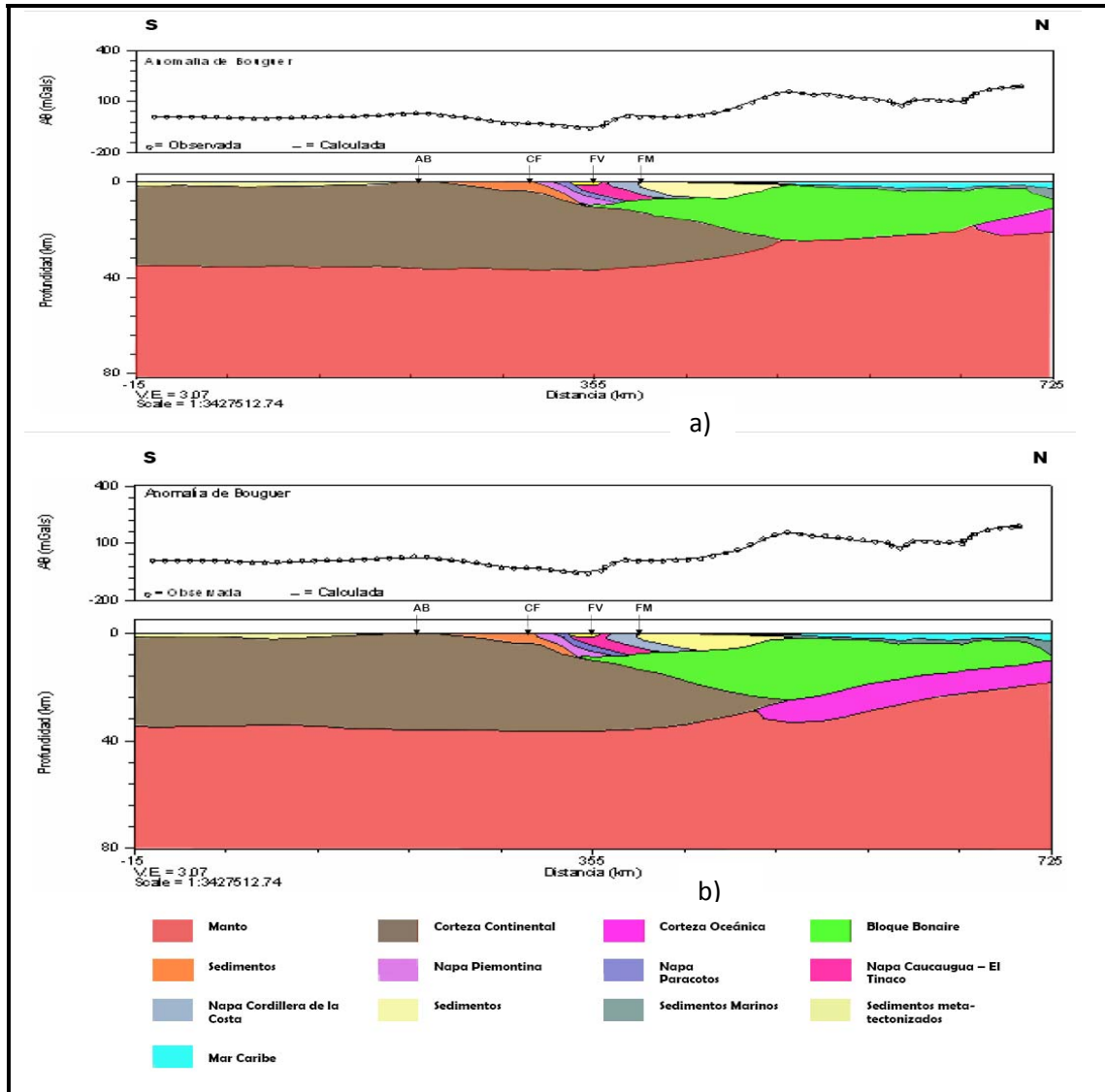


Figura 1.5. Modelo gravimétrico bidimensional propuesto para el perfil 68°O. con lámina de subducción: a) somera y b) profunda. AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FV = Falla de la Victoria, FM = Falla de Morón – San Sebastián. (Garzón, 2007).

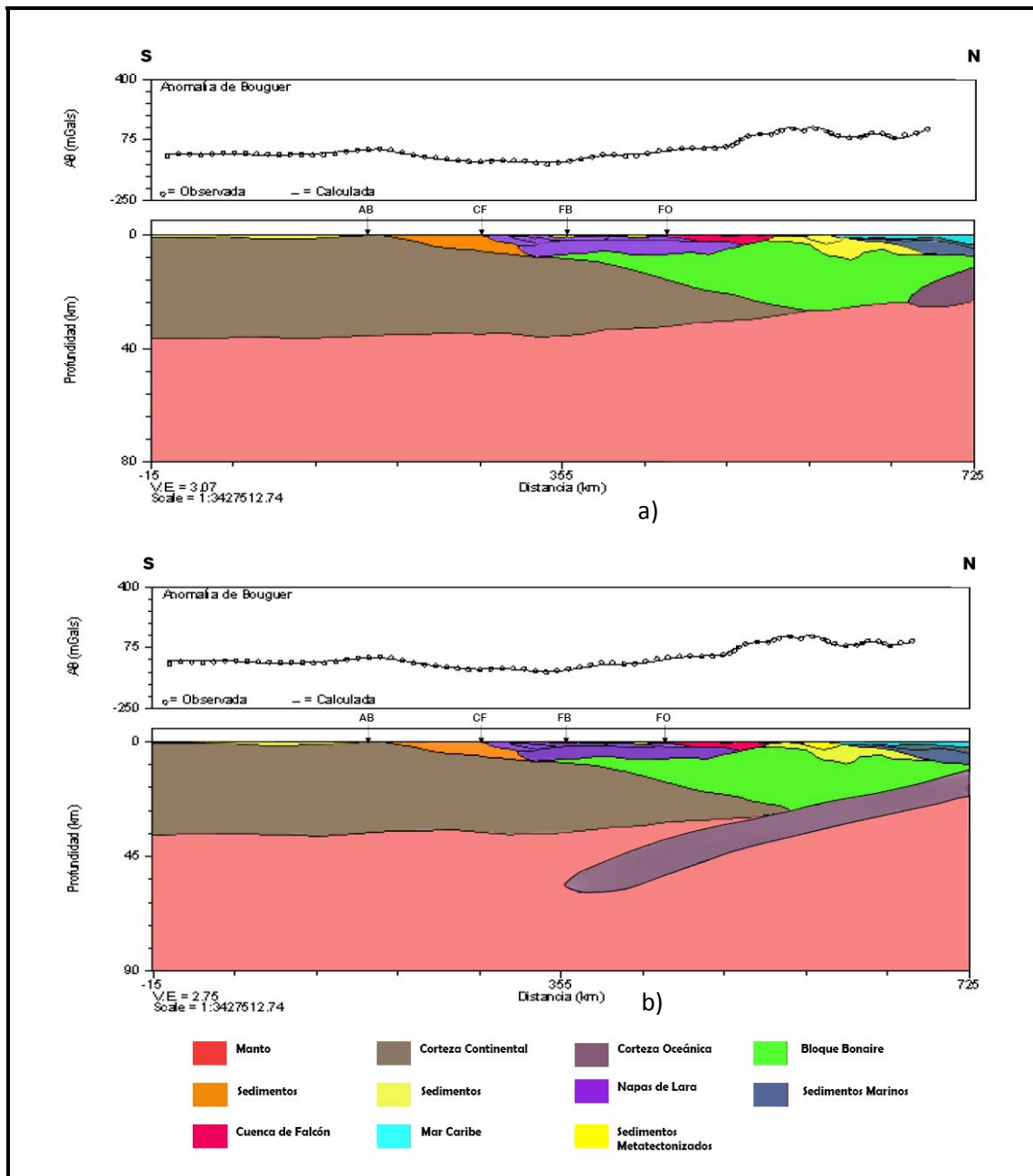
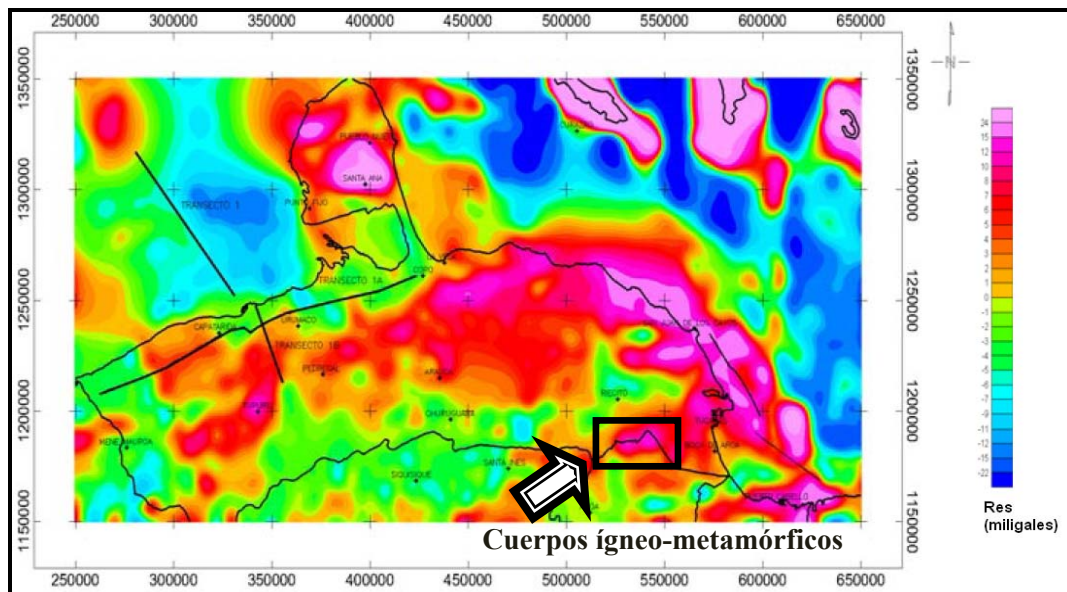


Figura 1.6. Modelo gravimétrico bidimensional propuesto para el perfil 69°O. con lámina de subducción: a) somera y b) profunda. AB = Alto del Baúl, CF = Corrimiento Frontal, FB = Falla de Boconó, FO = Falla de Oca. (Garzón, 2007)



CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Tectónica Caribe

Para poder entender la configuración actual de la zona de estudio, la cual se encuentra ubicada en la región noroccidental de Venezuela, es necesario conocer la evolución geológica y tectónica de las placas del Caribe y Suramérica.

2.1.1 Generalidades del Caribe

La placa del Caribe se encuentra limitada al norte por la Placa de América del Norte, al oeste por la Placa de Nazca, al este por la Placa del Atlántico y al sur por la Placa Suramericana (Molnar y Sykes, 1969), que debido a la interacción entre ellas hacen que el Caribe sea una zona de intensa deformación y muy compleja dentro del contexto tectónico. La corteza del Caribe es oceánica, sin embargo algunos estudios sísmicos muestran que tiene características diferentes a las que poseen las cortezas oceánicas en el mundo, tiene un espesor anómalo de 15 a 20 km y se encuentra por debajo de una secuencia sedimentaria (Donnelly, 1994)

Existen en el Caribe cuatro cuencas principales bien definidas que son la Cuenca de Yucatán, la Cuenca de Colombia, la Cuenca de Venezuela y la Cuenca de Grenada, cuyas ubicaciones, así como las de otros accidentes geográficos del Caribe, pueden ser observadas en la Figura 2.1.

2.1.2 Evidencias Geofísicas sobre el Origen de la Placa del Caribe

Se conocen diferentes estudios geofísicos para tratar de demostrar las diferentes teorías del origen del Caribe. Uno de estos estudios es el de anomalías

magnéticas que se realizó en la Cuenca de Venezuela, las cuales se encuentran orientadas en dirección noreste-suroeste.

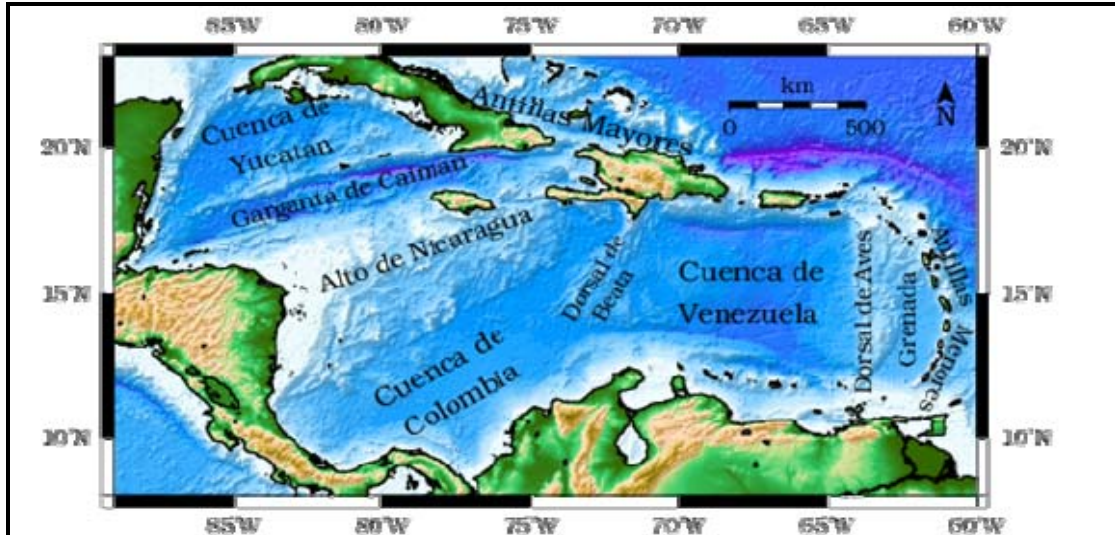


Figura 2.1. Ubicación de las Cuencas y Accidentes Geográficos del Caribe (Tomado de Quijada, 2006)

Para los autores que defienden la Teoría del Modelo Alternativo (Teoría de Origen *in situ*) este estudio concuerda con que la corteza oceánica de la placa del Caribe se formó por la apertura de Norteamérica y Suramérica durante el Jurásico y el Cretácico, debido a que las anomalías presentan la dirección de la apertura (Meschede y Frisch, 1998). En cambio para otros autores las anomalías representan diques o patrones de deformación alineadas (Donnelly, 1994).

También se han realizado estudios paleomagnéticos a complejos ofiolíticos que rodean al Caribe, los cuales indican que los mismos tienen un origen ecuatorial; esto no concuerda con la Teoría del Pacífico el cual propone que este complejo se formó al sur del Ecuador (Pindell, 1994). A este complejo se le han realizado estudios radiométricos (Sinton *et al.* 1997), los cuales demuestran que estas rocas tienen una gran similitud a las formadas en el punto caliente de Los Galápagos. Este estudio no puede apoyar a la Teoría del Pacífico debido a que el complejo ofiolítico relacionado

con la formación del Caribe difiere en edad de las rocas formadas en el punto caliente mencionado anteriormente.

2.1.3 Modelos de Evolución del Caribe

El origen y evolución del Caribe han sido objeto de diversos estudios debido a las muchas interrogantes que se tienen sobre esa región. Existen dos fuertes teorías sobre su origen: La Teoría del Pacífico, plantea que la placa del Caribe se genera en el punto caliente de Los Galápagos (“*hotspot*”), que luego migra hasta una posición entre las dos Américas. (Burke *et al.* 1978; Ross y Scotese, 1988; Pindell *et al.* 1988; Pindell y Barrett, 1990; Stephan *et al.* 1990; Ostos 1990; Pindell, 1994). La otra teoría llamada Modelo Alternativo (Teoría de Origen *in situ*), establece que la placa del Caribe se origina en algún lugar entre las dos Américas (Dengo 1985; Frisch *et al.* 1992; Giunta, 1993; Meschede y Frisch, 1998; Giunta *et al.* 2002). A estas dos teorías se le añade una tercera propuesta más reciente por Pindell y Kennan (2001), la cual establece que el origen del Caribe es en el Pacífico, pero no se produjo muy hacia el oeste, pasando por el punto caliente de Los Galápagos.

Las diferencias entre ambas teorías se explican a continuación de acuerdo a las edades geológicas que marcaron significativamente estos hechos, ya que estas discrepancias existen en los acontecimientos de los eventos.

- **Jurásico**

La Teoría del Pacífico parte de una reconstrucción paleográfica de África, Norteamérica y Suramérica poco tiempo después del inicio de la extensión continental y antes de la formación de la corteza oceánica en el Atlántico central (Jurásico Temprano, Figura 2.2). En el Jurásico Tardío ocurre la depositación de evaporitas en los bordes norte y sur del golfo de México, además de basaltos almohadillados tipo dorsal oceánica hacia el centro del golfo.

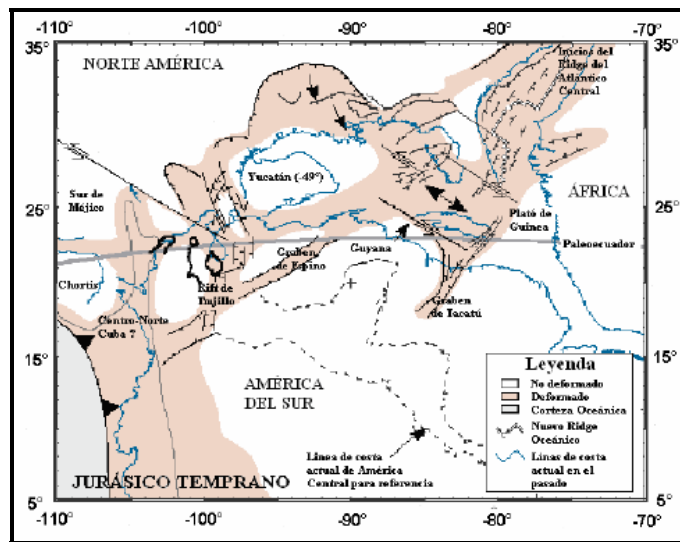


Figura 2.2. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Jurasico Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001)

Para la Teoría de Origen *in situ*, la evolución tectónica se inicia durante el Caloviense-Oxfordiense (Figura 2.3), etapa temprana de la ruptura de Pangea. Con el inicio de la ruptura entre Norteamérica y Suramérica se observa un eje de expansión noreste-suroeste el cual continúa hasta el océano Atlántico central al este y hasta el eje de expansión entre la placa de Farallón y la placa de Phoenix al oeste. En el Caribe la apertura oceánica es significativa al final del Oxfordiense.

- **Cretácico**

Según Pindell y Kenan (2001) la posición final del Caribe con respecto a Norteamérica la adquiere durante el Cretácico Temprano, después de rotar aproximadamente 30°, por lo cual se necesita un reacomodo de la expansión proto-Caribe, que pudo haber conectado la dorsal atlántica con el oeste de Suramérica. En el Cretácico Tardío culmina la expansión oceánica, en la cual se observa una disminución de la extensión retro-arco en México y los Andes.

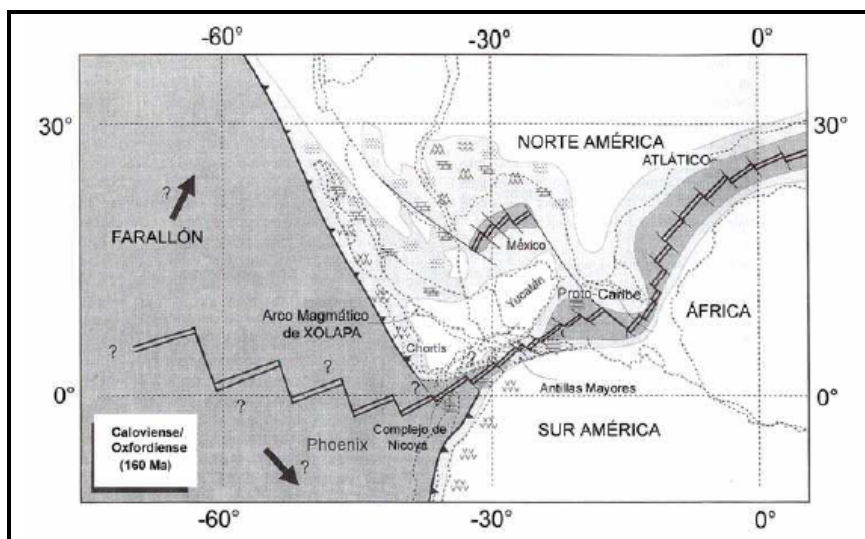


Figura 2.3. Teoría del Origen *in situ* durante el Caloviense/Oxfordiense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

En el Aptiense (Figura 2.4), comienzan a separarse las placas Caribe y Farallón; además, en esta época, ocurre una inversión de polaridad de subducción entre las dos Américas, que pudo ser causada por la aceleración de la expansión que estaba ocurriendo en el Atlántico. Con este cambio la placa del Caribe puede entrar entre las placas Norteamericana y Suramericana para luego migrar y ocupar la posición que tiene actualmente.

La separación acelerada entre las Américas en esta misma época (Aptiense), produce la subducción en noreste de la Placa de Caribe. Además ocurre el acortamiento y clausura del retro-arco de los Andes, en la convergencia entre las Placas del Caribe y Suramericana sin subducción en gran parte de la placa, evidenciado por datos de tomografía (Van der Hilst, 1994) y de refracción sísmica (Bezada, 2005) los cuales muestran un “slab”, que representa una subducción joven de la Placa Caribe bajo la Suramericana.

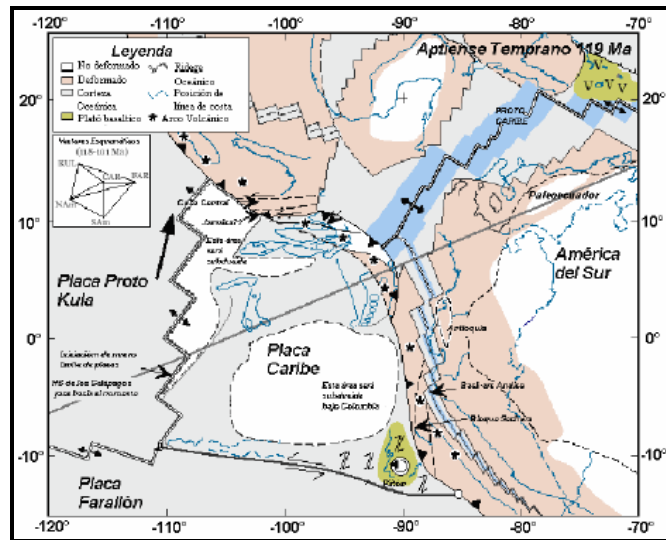


Figura 2.4. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Aptiense. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001)

La interacción entre las placas del Caribe y la Suramericana comienza a ser más compresiva por la disminución de la velocidad de expansión Proto-Caribe. La placa del Caribe comienza su engrosamiento en la corteza debido a que la misma se ve afectada por vulcanismo esporádico.

En la Figura 2.5 se muestra el avance relativo hacia el este de la placa Caribe durante el Albiense, por tanto la convergencia entre la misma y Suramérica propició el cierre del retroarco Andino.

Durante el Maastrichtiense (Figura 2.6) comienzan los sobrecorrimientos en la Península de La Guajira. Además sigue la migración de la deformación andina hacia el noreste, la cual alcanza el occidente de Maracaibo. Caribe comienza a atravesar el espacio existente entre la Placa Yucatán y la Suramericana, restaurando el traslado de la Antillas Mayores consiguiendo fragmentos más unidos entre sí.

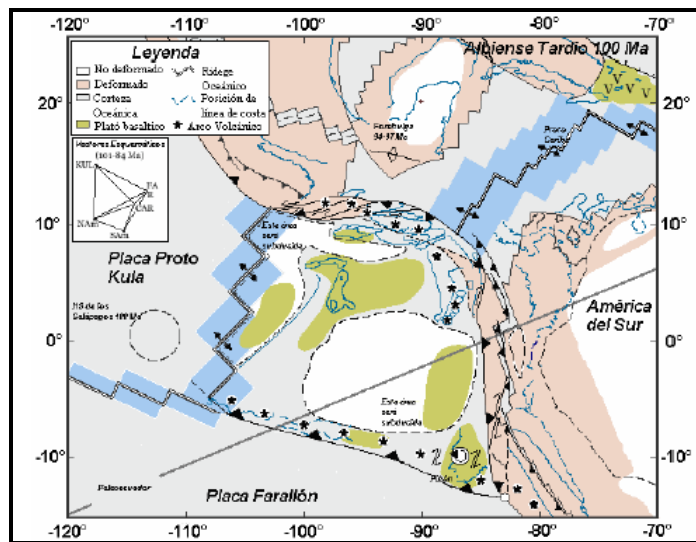


Figura 2.5. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Albiense Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001)

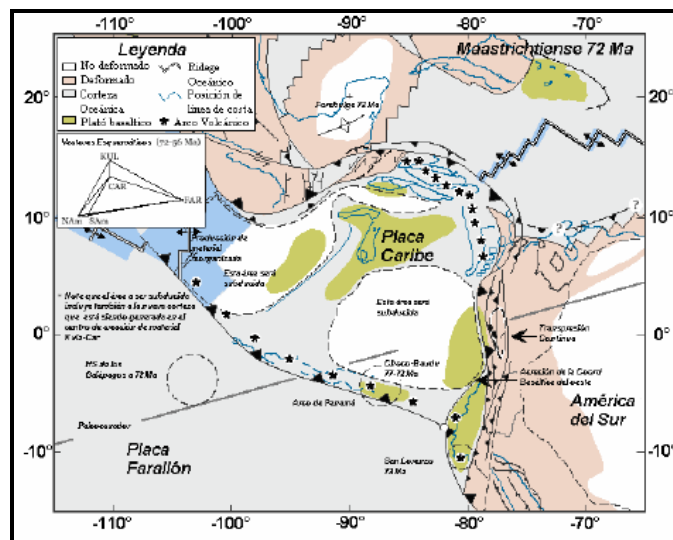


Figura 2.6. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Maastrichtiense. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001)

Para el modelo de Meschede y Frisch (1998), en el Cretácico Temprano se inicia la apertura proto-Caribe, con una velocidad aproximada de 0,4 y 0,5 cm/año y el mismo finaliza entre el Albiense Tardío y el Cenomaniense. En el Cretácico parte media comienza la actividad de arcos volcánicos hacia el norte y sur de las Antillas

Mayores. Durante el Aptiense y Albiense (Figura 2.7) comienza una subducción en los bordes norte y sur del Caribe, dando como resultado una nueva placa aislada limitada por arcos de islas.

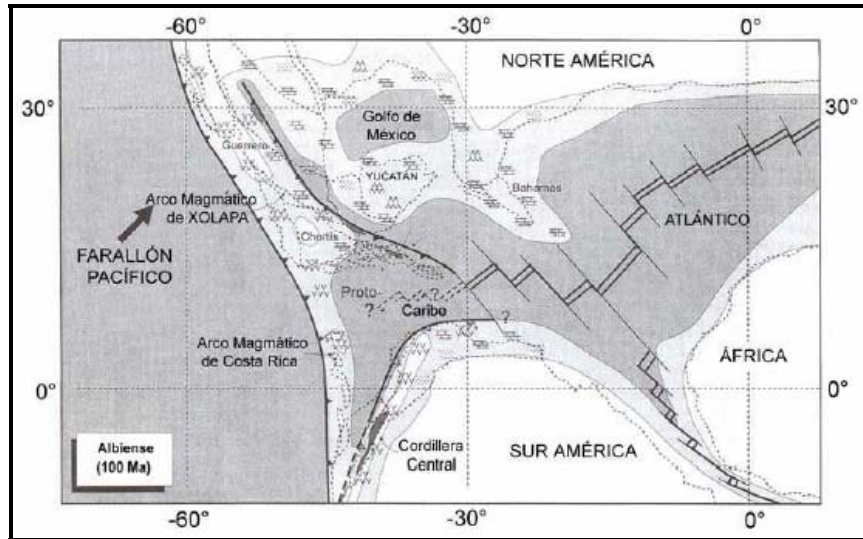


Figura 2.7. Teoría del Origen *in situ* durante el Albiense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Durante el Albiense, Santoniense (Figura 2.8) y hasta el Campaniense comienza el engrosamiento de la corteza oceánica basáltica del Caribe, asociada al evento mundial de la superpluma en el Cretácico parte media. En el Cretácico Tardío la corteza oceánica basáltica ocupa casi todo la zona correspondiente al Caribe.

- **Cenozoico**

En el Paleoceno, para Pindell y Kenan (2001) (Figura 2.9), el Arco de las Antillas inicia el proceso de expansión debido a la mayor cantidad de espacio disponible, con lo que se crean las cuencas retro-arco de Grenada y Yucatán.

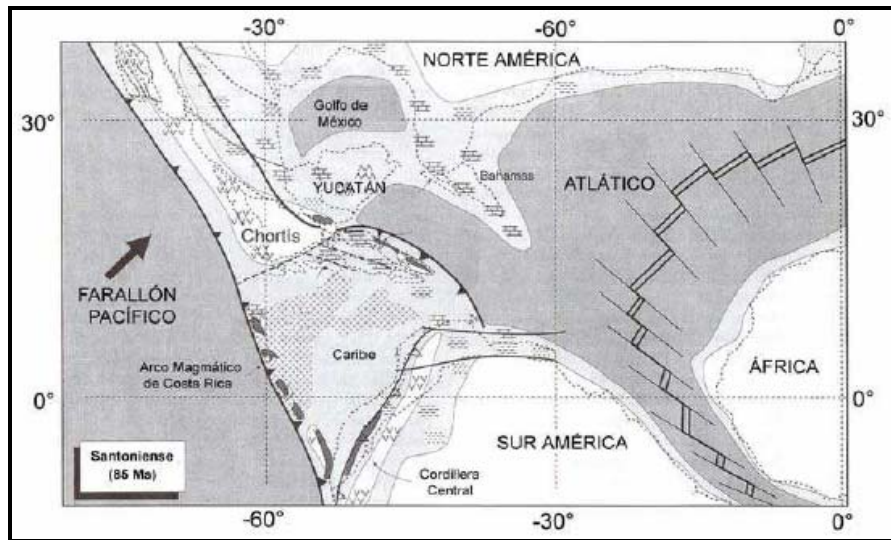


Figura 2.8. Teoría del origen *in situ* durante el Santoniense. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

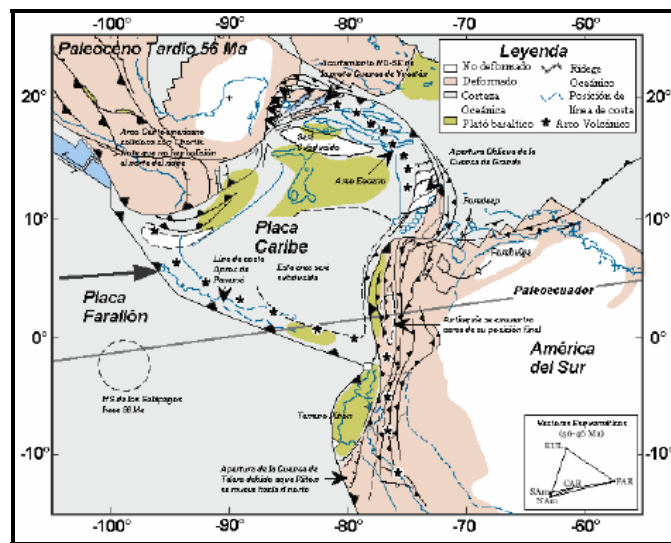


Figura 2.9. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Paleoceno Tardío. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001)

En el Eoceno Medio (Figura 2.10) ocurre el emplazamiento de las Napas de Lara. Además en esta época se inicia la apertura de la Fosa de Caimán, la cual acomoda el desplazamiento relativo entre Norteamérica y el Caribe, que comienza a desplazarse más hacia el este con respecto a Suramérica.

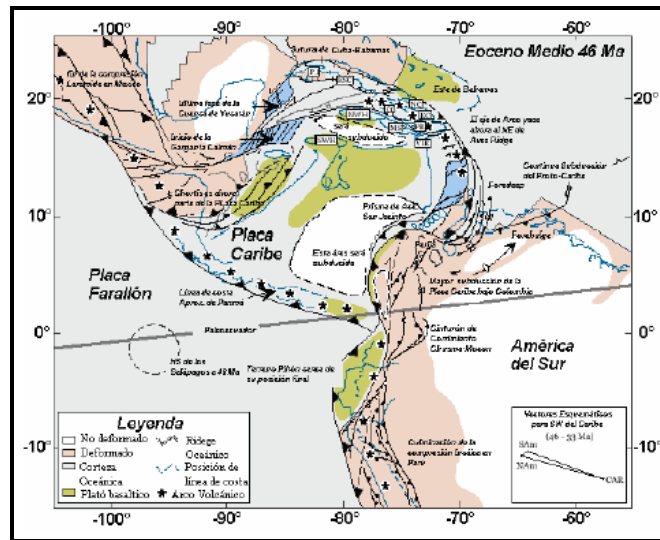


Figura 2.10. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Eoceno Medio. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

Para el Oligoceno se tiene el desplazamiento relativo hacia el este de la Placa Caribe cuyo resultado es el emplazamiento diacrónico de napas en el norte de Venezuela (Figura 2.11), las cuales alcanzan la subcuenca de Maturín en el Mioceno medio. Al noroeste de Venezuela la placa Caribe subduce de forma plana al bloque de Maracaibo, debido a la convergencia entre las placas y a la acreción de terrenos. La colisión entre el Arco de Panamá y Colombia provoca el desplazamiento del bloque de Maracaibo hacia el noreste, durante el Mioceno medio.

En el Mioceno Tardío ocurre un cambio en la dirección del movimiento de la placa Caribe con respecto a las Américas que causa en el límite sureste de la misma un régimen transtensional (Figura 2.12).

En la teoría de Origen *in situ*, se tiene que con el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el este con respecto a Norteamérica y Suramérica durante el Cenozoico se abre la Fosa de Caimán. Entre el Paleoceno (Figura 2.13) y Plioceno se genera el emplazamiento de napas de manera diacrónica al norte de Venezuela.

Entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano (Figura 2.14) la Placa de Farallón se separa de las Placas de Cocos y Nazca. Debido al desplazamiento de Suramérica hacia el oeste, el arco de Panamá colisiona con el oeste de la cordillera Colombiana durante el Mioceno.

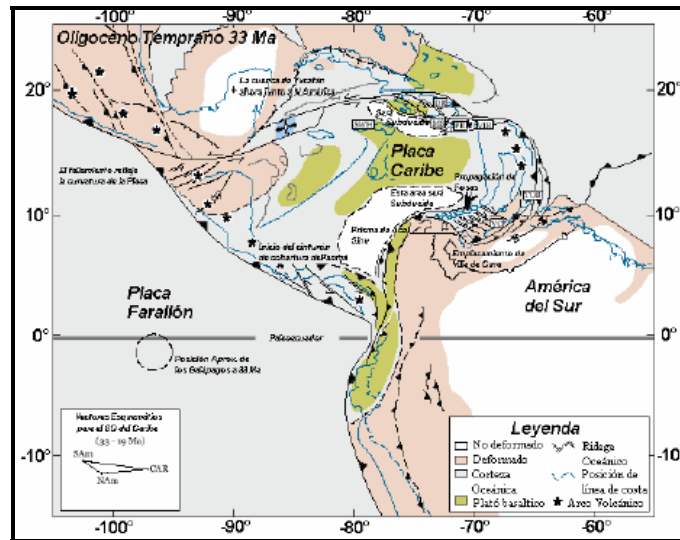


Figura 2.11. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Oligoceno Temprano. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001).

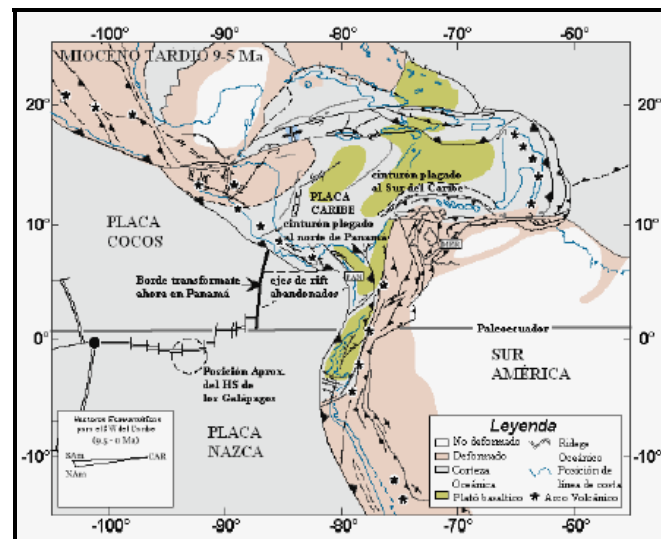


Figura 2.12. Teoría de Origen del Caribe en el Pacífico durante el Mioceno Tardío. (Tomado de Pindell y Kennan, 2001)

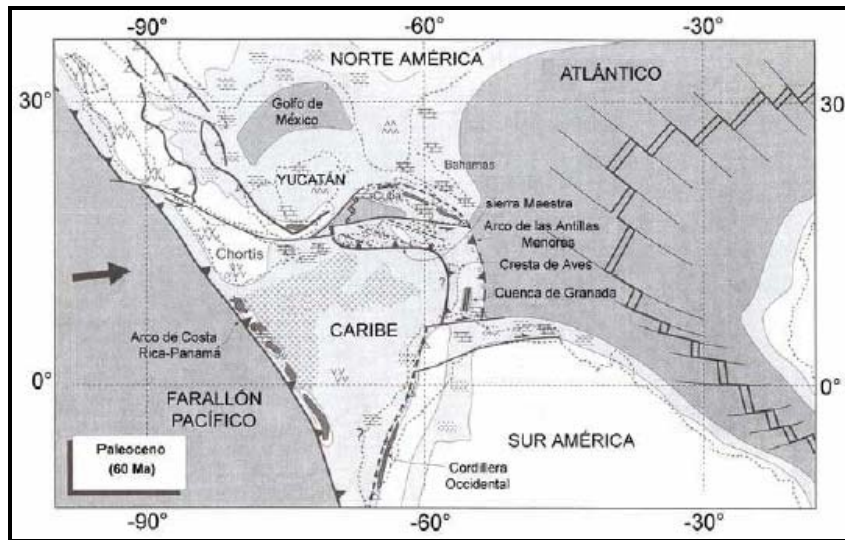


Figura 2.13. Teoría de Origen *in situ* durante el Paleoceno. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

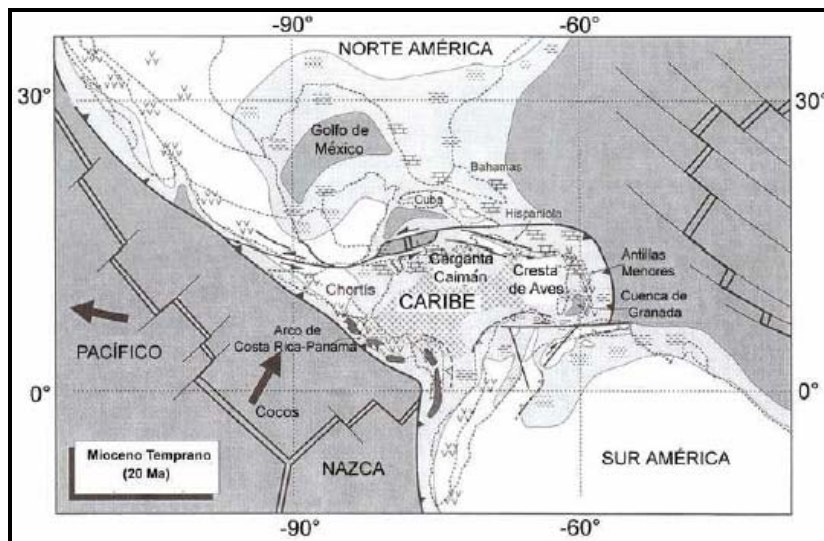


Figura 2.14. Teoría de Origen *in situ* durante el Mioceno Temprano. (Tomado de Meschede y Frisch, 1998)

Además se tiene otra teoría propuesta por Ostos (1990) quién plantea un modelo de tectónica de placas, basado en los vectores de movimiento de placas propuesto por Pindell (1988), para exponer la evolución tectónica del norte de Suramérica. En este modelo el Sistema Montañoso del Caribe, las islas holandesas y venezolanas, y la plataforma de Venezuela son alóctonas y deformadas como

resultado de dos colisiones: Una colisión temprana de un microcontinente con el arco de islas y una colisión tardía del sistema de arco de islas del Caribe y el noroeste de Suramérica. El transporte tectónico temprano de los terrenos es una consecuencia de la convergencia oblicua de placa. El sistema montañoso del Caribe, las islas holandesas y venezolanas, y la plataforma Venezolana, pudieron, inicialmente, haberse unido a la placa Suramericana, pero debido a la alta oblicuidad fueron desplazados al este como parte de la placa del Caribe. Es importante resaltar que Ostos (1990) establece que el esfuerzo principal de deformación en la zona de estudio tiene dirección NO-SE, producto de la interacción existente entre la placa del Caribe y Suramericana.

2.2 Geología Estructural

2.2.1 Cuenca de Falcón

La Cuenca de Falcón está ubicada al noroccidente de Venezuela y abarca el estado Falcón, el este del estado Zulia y la parte septentrional de los estados Lara y Yaracuy, y aflora en la actualidad en unos 36000 km² (Audemard, 1995b). La misma es una depresión estrecha con una tendencia este-oeste y está compuesta principalmente por una espesa secuencia de rocas sedimentarias de edad Oligoceno-Mioceno, que fue depositada por una serie de surcos de rumbo NO-SE y NE-SO. (Wheeler, 1963). Hacia el occidente de la cuenca los sedimentos se encuentran en contacto con la plataforma carbonática de Maracaibo; en la parte central y oriental los sedimentos suprayacen al alóctono caribeño, el cual fue emplazado durante la fase compresiva de edad Paleoceno-Eoceno Temprano (Audemard, 1995b).

La cuenca tuvo su máxima extensión durante el Oligoceno y Mioceno Temprano, y presentaba una forma elongada con dirección este-oeste, angosta en su parte central (Figura 2.15). La misma se encontraba abierta hacia el este donde tenía continuidad con la Cuenca de Bonaire. Estaba delimitada tanto al oeste como al sur

por zonas positivas, y al norte se encontraba cerrada por el Alto de Paraguaná. Boesi y Goddard (1991) describen las principales estructuras geológicas y morfología tridimensional de la cuenca basados en un modelo previamente planteado por Wheeler (1963) y González de Juana *et al.* (1980). El modelo se basa en la existencia de “*horsts*” y “*grabens*” de rumbo NO-SE hacia el norte de la cuenca, lo que explica la presencia de zonas levantadas (Paraguaná, Antillas Holandesas) y deprimidas (Surco de Urumaco y cuencas entre las islas) en la zona. (Figura 2.16)

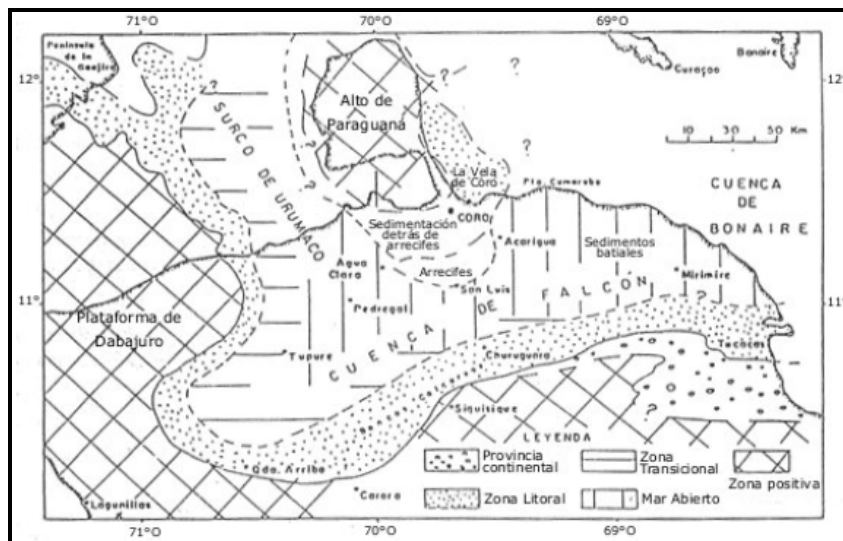


Figura 2.15. Mapa paleogeográfico del noroeste de Venezuela en el Mioceno Temprano (Tomado de González de Juana *et al.* 1980)

- **Estructura de la Cuenca de Falcón**

La Cuenca de Falcón sufre un proceso de inversión tectónica durante el Mioceno, donde se genera un anticlinorio con dirección noreste, el cual fue llamado Anticlinorio de Falcón. Las rocas presentes en él están plegadas y volcadas en los corrimientos con una tendencia hacia el norte (Macellari, 1995).

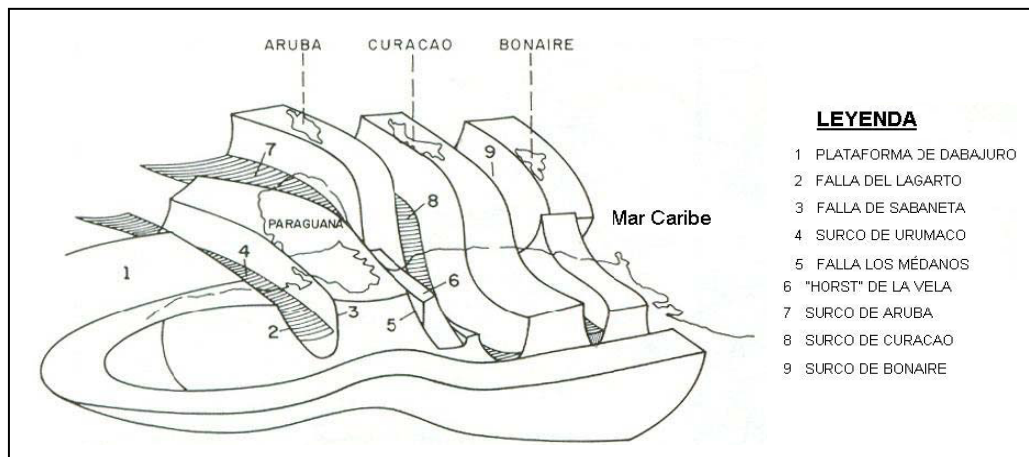


Figura 2.16. Modelo conceptual de la Cuenca de Falcón propuesto por Wheeler (1963) y González de Juana (1980). (Modificado de Hidalgo, 2006 de Boesi y Goddard, 1991).

Boesi y Goddard (1991) definen 3 estilos estructurales en la Cuenca de Falcón; uno que está formado por fallas normales con rumbo NO-SE, ubicado al norte de la cuenca; otro con fallas transcurrentes lateral-destral de rumbo este-oeste, que ha afectado a la cuenca desde el Eoceno, y por último una serie de pliegues de dirección NE-SO de gran longitud, ubicados en el centro de la cuenca, presentes en el Anticlinorio de Falcón. (Figura 2.17)

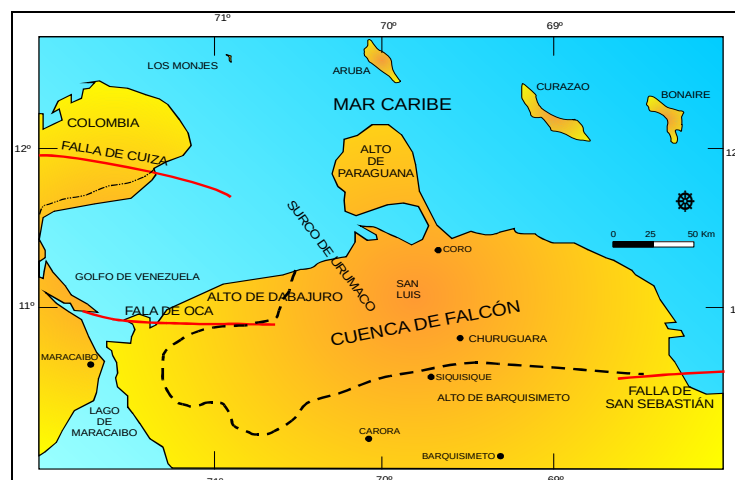


Figura 2.17. Localización de la Cuenca de Falcón con sus rasgos paleogeográficos y estructuras superficiales. La extensión aproximada de la cuenca se encuentra indicada por la línea punteada. (Muessig, 1984)

Además de los pliegues mencionados anteriormente, Muessig (1984) define otros 6 rasgos estructurales en el Anticlinorio de Falcón, a saber: (1) Fallas con transurrencia lateral-destral de rumbo este-oeste, entre las que se distinguen las fallas de Oca, Cuiza y San Sebastián. (2) Fallas normales este-oeste, como la Falla de Ancón, ubicada al sur y paralela a la Falla de Oca. (3) Fallas NO-SE a norte-sur, que se encuentran distribuidas por toda la cuenca. (4) Pliegues con ejes en dirección este-noreste y fallas inversas este-oeste a NE-SO, que son los más evidentes y destacados en el Anticlinorio de Falcón. (5) Fallas transcurrentes ONO-ESE a NO-SE, predominantes en Puerto Cumarebo y en el Surco de Urumaco. (6) Fallas transcurrentes norte-sur a NNE-SSO, que son pocos comunes.

Muessig (1984) considera que el Anticlinorio de Falcón es resultado de los esfuerzos compresivos existentes entre la placa del Caribe y Suramericana. Audemard (1995a) plantea así mismo que el Anticlinorio se formó a partir de la acción de la placa del Caribe, que provocó una inversión de la Cuenca de Falcón en el Mioceno Medio a Tardío, y que los sedimentos del Oligoceno-Mioceno que fueron depositados en la parte central sobre la secuencia alóctona sirvieron de amortiguador para la placa Bonaire, que luego se transformó en Anticlinorio de Falcón debido a compresiones. (Audemard, 2001)

- **Origen de la Cuenca de Falcón**

La evolución tectónica de la cuenca está ligada a la interacción existente entre la Placa del Caribe y la Suramericana. Existen dos teorías sobre la evolución de la cuenca, ambas coinciden en que la misma fue generada por extensión, pero la geometría y dirección de la extensión varía. Las teorías son: (1) Cuenca en Tracción (Boesi y Goddard, 1991; Muessig, 1978, 1984; Macellari, 1995; Silver *et al.* 1975). (2) Cuenca tipo Retro Arco con extensión de la Cuenca de Grenada (Audemard, 1993, 1995a, 1995b).

El modelo de Cuenca de Tracción establece que la Cuenca de Falcón se formó entre fallas transcurrentes de desplazamiento lateral-destral, las cuales son paralelas y fueron desplazadas luego de la deformación compresional, seguida por el emplazamiento de terrenos antes del Eoceno.

La evolución de la Cuenca de Falcón está relacionada con un bloque cortical mayor (Figura 2.18), llamado Bloque de Bonaire por Silver *et al.* (1975), en la cual se observan estructuras de tracción. El bloque se encuentra limitado al norte por el Alto de Curazao, el cual podría representar un prisma de acreción producto de la subducción del Caribe bajo Suramérica; al sur por las Fallas de Oca-Cuiza y San Sebastián y al este por el Cañón de Los Roques.

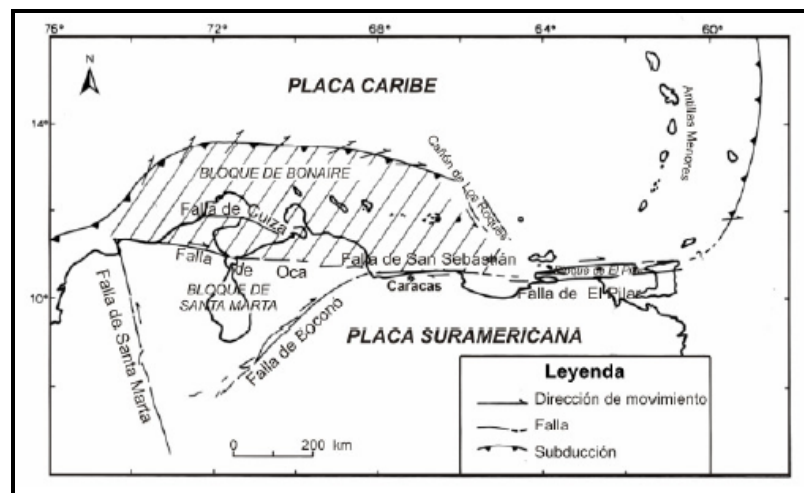


Figura 2.18. Mapa esquemático de la ubicación y extensión del bloque de Bonaire (Tomado de Silver *et al.* 1975)

Durante el Oligoceno y el Mioceno se plantea una extensión este a noreste, en la zona de tracción entre fallas transcurrentes en el límite de las placas Caribe y Suramericana por Muessig (1984). Se plantea además que la extensión del bloque fue en dirección norte y noroeste. Debido a la extensión dispersa en varias zonas de la cuenca, se generó estabilidad y subsidencia.

Las zonas de subsidencia corresponden a estructuras de tracción dentro de la cuenca, como lo son: el surco de Urumaco, la zona de Golfo triste y otras estructuras al oeste de la cuenca. Las fuentes de los sedimentos de la cuenca se encuentran en las zonas altas (Plataforma de Dabajuro, Paraguaná, Guajira y Siquisique).

Se plantea que la Cuenca de Falcón siempre estuvo en continuidad hacia el este con la Cuenca de Bonaire, debido a las características estratigráficas y estructurales observadas en Falcón (Silver *et al.* 1975). Las cuencas sedimentarias ubicadas entre Aruba y Curazao son de tipo romboidal y se encuentran rodeadas por fallas normales, además se observa gracias a estudios gravimétricos que las anomalías son positivas en su mayoría, a pesar de la presencia de grandes espesores sedimentarios (Muessig, 1984). Silver *et al.* (1975) plantean que la Cuenca de Bonaire tiene su origen en el post-Eoceno por la edad de los conglomerados existentes en la misma. En cambio Muessig (1984) plantea que la cuenca existió antes de la depositación, siempre y cuando la cadena de islas fuera continua desde Bonaire hasta Paraguaná, lo que verifica que la extensión y ruptura de la cadena tiene edad Post-Eoceno.

El modelo de Audemard (1995a) establece que la Cuenca de Falcón formaba una única cuenca retro-arco con las Cuencas de Bonaire y Grenada. La extensión de esta cuenca está asociada a la disminución en la tasa de desplazamiento entre las placas del Caribe y Suramericana.

La dorsal de Aves, que es la base del arco volcánico de las Antillas Menores y el arco ya extinto de las Antillas Holandesas pertenecían a un mismo arco denominado Arco Mesozoico del Caribe. En la Cuenca de Grenada se genera corteza oceánica debido a la extensión ocurrida en el Paleoceno y el Eoceno en el Arco Mesozoico del Caribe.

En este modelo se considera activa la subducción al norte del Bloque de Bonaire, debido a estudios sismológicos que indican la actividad sísmica a profundidades mayores y a la identificación de una capa subductante por tomografía (Van der Hilst, 1994). Debido a que esta subducción es relativamente moderna no se tiene actividad volcánica en esa zona. (Duque Caro, 1978 en Kellogg y Bonini, 1982).

2.2.2 Valle de Yaracuy (Cuenca de Yaracuy)

La Cuenca del río Yaracuy, tectónicamente remodelada por el río del mismo nombre, tiene una edad Terciario Temprano-Cuaternario y se ha desarrollado entre las Fallas de Boconó y Morón (Figura 2.19). 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 Mio-Plioceno y ser reactivada como cuenca de tracción durante el Plio-Cuaternario (Schubert, 1980). La misma tiene una longitud de 42 km aproximadamente. El desplazamiento lateral dextral asociado a la generación de la cuenca pudiera estar comprendido entre los 6 y 16 km.

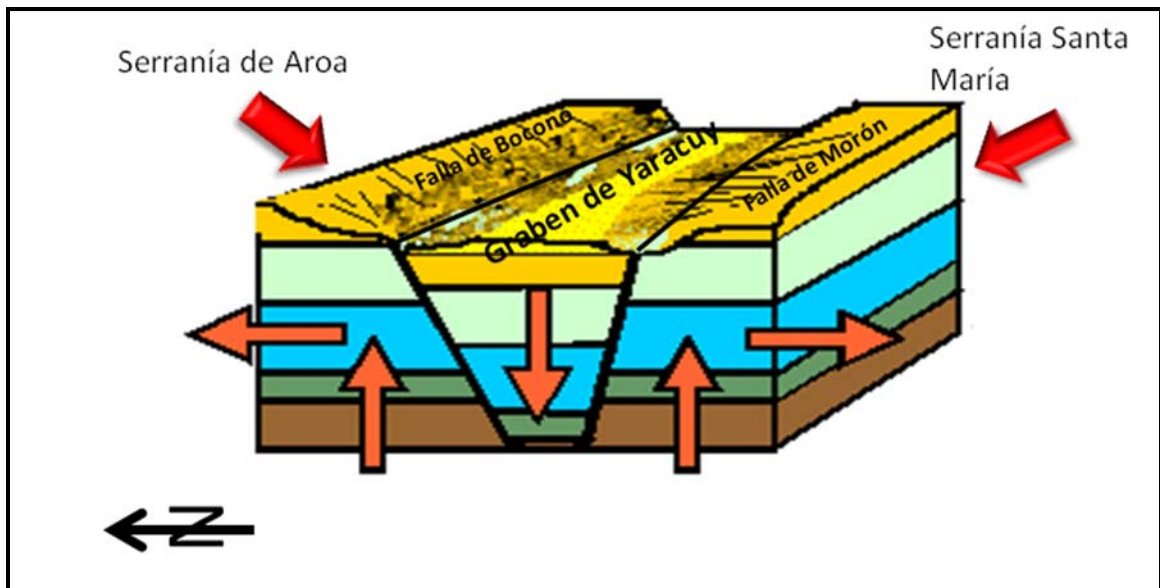


Figura 2.19. Bloque diagramático de la Depresión de Yaracuy.

La parte norte de la cuenca se encuentra limitada por fallas verticales o de alto buzamiento en dirección del valle y 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)

2.2.3 Valle de Aroa (Graben de Aroa)

El Valle de Aroa se interpreta también como una fosa tectónica o graben, rellena por grandes espesores de las formaciones Capadare y Ojo de Agua del Terciario, más aluviones del Cuaternario, y está integrada a la Cuenca de Falcón oriental. Esta cuenca se encuentra emplazada entre la Serranía de Aroa y al sur de los cuerpos ígneo-metamórficos de Yumare (Figura 2.20). Así mismo se desconoce la profundidad de este valle pero se considera bastante profundo por el tipo de sedimentación que se presenta. La misma se encuentra limitada al norte y al sur por fallas verticales o de alto buzamiento en dirección de la cuenca. (Bellizzia y Rodríguez, 1976)

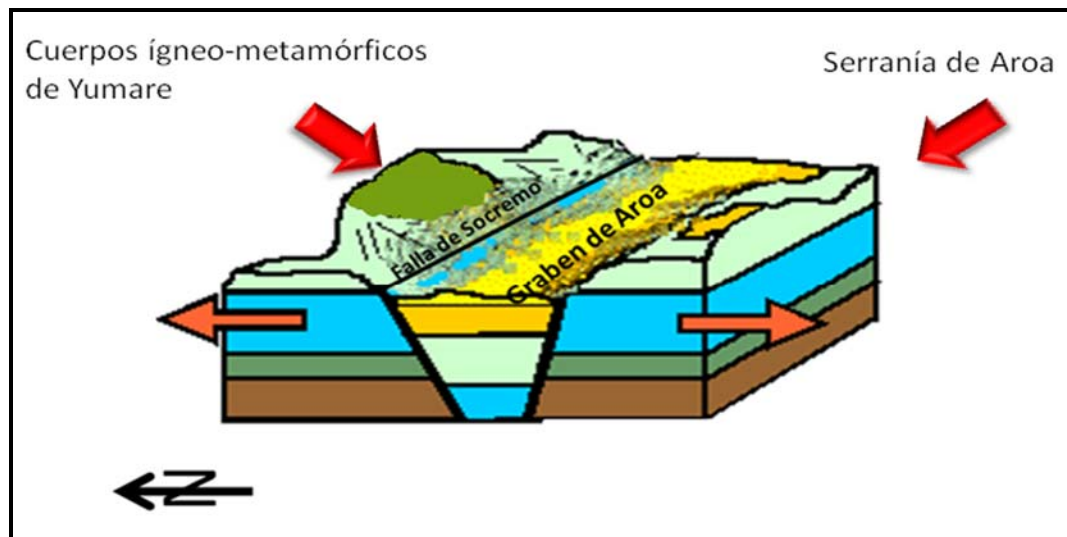


Figura 2.20. Bloque diagramático de la Depresión de Aroa.

2.2.4 Faja Caucagua-El Tinaco

En la parte norte de Venezuela se encuentra el Sistema Montañoso del Caribe, el cual se divide en su parte central de norte a sur en cuatro cinturones tectónicos bien definidos. Uno de éstos es la Faja Caucagua-El Tinaco, en donde Menéndez (1966), Bellizzia (1972) y Bellizzia & López (1972) incluyen a los cuerpos ígneo-metamórficos al norte de Yumare. Luego se propone cambiar este nombre por Faja Caucagua-El Tinaco-Yumare-Siquisique y agrupan estos afloramientos en dos grupos (Sthephan, 1985, en Bellizzia 1985):

- 1) La Unidad de Yumare, compuesta por un basamento de edad Pre-Mesozoico y una cobertura volcano-sedimentaria del Cretácico que aflora en la región de Yumare y Los Algodones.
- 2) Unidad Ofiolítica desmembrada de Siquisique, que aflora al norte de esta población y se considera que ocupa una posición comparable con la ofiolita de Loma de Hierro.

2.2.5 Fallamiento

Una de las fallas importantes presente en la zona, es la falla activa dextral de Boconó, la cual presenta un desplazamiento cercano a los 21 km aproximadamente (Audemard y Giraldo, 1997). La misma atraviesa los Andes Venezolanos desde la depresión de Táchira hasta Morón; al noreste se conecta con el sistema de fallas del Caribe, que está compuesto por grandes fallas de dirección este-oeste.

En la zona, al norte de los cuerpos ígneo-metamórficos de Yumare, se observa una zona de fallas que se extiende al oeste a lo largo del río Tocuyo, llegando hasta la región de Siquisique, hasta unirse con la Falla de Oca-Ancón más hacia el oeste. La

traza de esta falla se encuentra cubierta por sedimentos del Terciario Tardío de la Cuenca de Falcón (Lozano y Mussari, 2007)

Al sur de los cuerpos ígneo-metamórficos se observa un frente inverso de corrimiento, una falla con rumbo oeste-este, nombrada Falla de Socremo, así como otras con esa misma dirección (Lozano y Mussari, 2007)

2.3 Geología Regional

- **Metagabro Anortosítico de Yumare (Xy) (Precámbrico, Proterozoico Tardío)**

El Complejo de Yumare aflora al norte del río Aroa y al sur de la Serranía El Chacal Cerro-Misión Agua Linda, estado Yaracuy, en cuatro macizos llamados San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, afloramientos septentrionales extremos de las rocas ígneo-metamórficas del Sistema Montañoso del Caribe. Esta formación está constituida por rocas metamórficas de muy alto grado, como rocas gneísicas y rocas anortosíticas, granulitas, anfibolitas y piroxenitas, las cuales se encuentran bien expuestas en los macizos mencionados anteriormente (Bellizzia y Rodríguez, 1976).

El Complejo de Yumare forma un cuerpo elongado en dirección este - oeste, de unos 17 km de longitud, por un ancho medio de unos 2 a 3 km y a la fecha no se ha estimado su espesor; además se encuentra segmentado por fallas. Esta región constituye el extremo noroccidental de las rocas ígneo-metamórficas de la Cordillera de la Costa (LEV III, 1997). El Complejo está en contacto al norte con las formaciones Terciarias Casupal, Capadare y Ojo de Agua, según el mapa de Bellizzia y Rodríguez (1976).

- **Complejo Yaritagua (Pzy) (Pre-Mesozoico)**

El Complejo Yaritagua, ubicado en el estado Lara, fue denominado por Bushman (1959) para definir a las rocas metamórficas que están expuestas al sur del poblado Yaritagua; consideradas como una formación equivalente a la Formación Las Brisas. Bellizzia y Rodríguez (1976) representan esta unidad como la base de la secuencia metamórfica en la mayoría de los estados Lara y Yaracuy, es decir, la más antigua de las secuencias en esos estados con un espesor aparente de 1500 m; además la nombran Complejo Yaritagua debido a la gran variedad en cuanto a la petrología y a la presencia de rocas graníticas.

Tanto Bellizzia y Rodríguez (1968) como Bushman (1959) consideraron esta unidad como la unidad más antigua y la que se encuentra en la base de las secuencias metamórficas de las regiones de Barquisimeto, Bobare, Duaca, Yaritagua y le atribuyen una edad pre-Cretácico pero por su correlación con las rocas del Complejo Avila, es preferible asignarle a este Complejo la edad Pre-Mesozoico.

- **Complejo San Julián (Pzsj) (Pre-Mesozoico)**

El Complejo San Julián ubicado en la Quebrada de San Julián, que nace en la Silla de Caracas y desemboca en el mar Caribe en Caraballeda, Distrito Federal, consiste en una mezcla tectónica de rocas meta-sedimentarias y meta-ígneas plutónicas de félsicas a máficas. Aflora a todo lo largo de la Serranía del Litoral y su espesor no se ha medido ni estimado. La extensión desde 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 Cabo Codera en el estado Miranda. Los contactos con las rocas del Complejo La Costa al norte (fases Nirgua, Antímano y Tacagua) son predominantemente de fallas de corrimiento y de ángulo alto (Urbani y Ostos, 1989).

- **Complejo Nirgua (Kn) (Mesozoico)**

Bellizzia y Rodríguez (1967) la denominan bajo este nombre con una descripción somera, que posteriormente amplían (1968) para incluir una secuencia de rocas metamórficas con predominio de rocas anfibólicas en la parte central al norte del estado Yaracuy, incluyéndola en el Grupo Los Cristales. No se tiene información sobre el espesor de este complejo debido a que esta unidad metamórfica está muy deformada y el espesor que pudiese medirse sería una medida aparente.

Las rocas metaígneas máficas muy características de la unidad, preservan asociaciones mineralógicas de un metamorfismo de alta presión y baja temperatura. Posteriormente todas fueron afectadas por un metamorfismo de la facies del esquistoso verde. Se han encontrado recientemente en el cerro de El Guayabo (estado Yaracuy), afloramientos de rocas charnoquíticas y mármol de alto grado, con diópsido y forsterita (Urbani, 2007).

- **Esquistoso de Aroa (JKa) (Jurásico Tardío-Cretácico)**

El término de Formación Aroa fue introducido para designar una espesa secuencia de rocas metamórficas por Bellizzia y Rodríguez, en el año 1966. Las mismas se encuentran expuestas en la Serranía de Aroa, estado Yaracuy, en el distrito minero de Aroa, y está asociada a una mena de piritas cupríferas. La Formación Aroa está presente en las Serranías de Aroa y de Nirgua-Tucuragua, estados Lara, Yaracuy y Cojedes, y esta unidad es concordante y transicional sobre la Formación Nirgua.

En el año 1976, Bellizzia y Rodríguez describen lo difícil de determinar el espesor de la unidad por su intenso cizallamiento, plegamiento, isoclinal y replegamiento; pero estiman un espesor mínimo de 1200 m. MacLaren (1933, en Bellizzia y Rodríguez, 1976) estimó 600 metros de espesor de rocas metamórficas, y López *et al.* (1944) dieron un espesor estimado de 750 m.

- **Metavolcanosedimentarias de San Quintín (Ks) (Cretácico?)**

En el flanco sur del macizo de San Quintín, estado Yaracuy, aflora una secuencia metavolcánica-metasedimentaria. En algunas localidades las metavolcánicas aparentemente se intercalan a varios niveles con rocas de alto grado metamórfico del Complejo del Metagabro Anortosítico de Yumare; en otras zonas están incluidas en las rocas metasedimentarias. Según Bellizzia y Rodríguez (1976), esta aparente concordancia de las metavolcánicas con las rocas del Complejo antes mencionado es de carácter tectónico.

La formación muestra un cuerpo elongado en dirección este-oeste, de unos 8 km de longitud por unos 3 km de ancho (Bellizzia y Rodríguez, 1976, mapa; González de Juana *et al.* 1980, p. 324). Por su presunta posición "estratigráfica" entre las formaciones Aroa (Jurásico - Cretácico) y Cerro Misión (Eoceno), Bellizzia y Rodríguez (1976) le atribuyen una edad Cretácica. Además su contacto es tectónico pero concordante con rocas del Complejo Metagabro Anortosítico de Yumare.

- **Serpentinita (Ksp) (Cretácico?)**

Bellizzia y Rodríguez en 1976, señalan la existencia de cuerpos pequeños y medianos de serpentinita y peridotita serpentinizada asociadas a la secuencia metamórfica existente en la Cordillera de la Costa, que son las mismas que afloran al sur del macizo Tarana, en las Serranías de Aroa, Nirgua y Santa María-Puerto Cabello.

- **Formación La Luna (Kl) (Cretácico Cenomaniense-Campaniense)**

Se ubica en la quebrada La Luna, unos 200 m al oeste de la Hacienda La Luna, 16 km al oeste de Villa del Rosario, distrito Machiques, estado Zulia, Sierra de Perijá. Garner (1926) le dio el nombre de Caliza de La Luna, la cual posteriormente

fue descrita a detalle por Hedberg & Sass (1937). Esta formación comprende caliza y lutita carbonática fétida y sus espesores varían entre 70 y 300 m, con tendencia a aumentar de sur a norte.

- **Formación Matatere (Tem) (Paleoceno-Eoceno Medio)**

El nombre de Formación Matatere fue introducido por Bellizzia y Rodríguez (1966,1967) para designar una secuencia espesa de turbiditas, asociadas a varios horizontes de capas de peñones. Aunque esta unidad fue considerada como sinónima de la Formación Morán por Von der Osten y Stainforth (1967), Stainforth (1968) cambió el criterio y mantuvo la validez de la Formación Matatere.

La Formación Matatere aflora extensamente en el estado Lara, aproximadamente una tercera parte de su superficie está cubierta por sedimentos de esta formación. La unidad toma su nombre de la Serranía de Matatere, constituida casi totalmente por sus rocas. Se encuentran buenas secciones de referencia en el flanco oriental de la Serranía de Matatere, en las quebradas Matatere, Cambural y Morrocoy y en el flanco occidental, en las quebradas Parapara, Cogollal y Los Yabos. La sección de la carretera Barquisimeto-Carora constituye otra excelente sección de referencia por la calidad de sus afloramientos y su fácil acceso. La complejidad estructural y la monotonía de la secuencia dificultan la estimación precisa del espesor de la unidad; en base a las diversas secciones estudiadas (en el estado Lara) se estima un espesor mínimo de 3.000 m.

- **Formación Cerro Misión (Tcm) (Paleógeno Eoceno Tardío)**

Renz (1948) describe la Formación Cerro Misión como lutitas calcáreas, de color gris oscuro, mientras que Hunter (1972, 1974) nombra una lutita marina de color gris oscuro, calcárea, ricamente microfosilífera. Para Renz (1948), el espesor debe ser superior a 400 m, mientras que Camacho *et al.* (1989) midieron una sección

incompleta de 130 m en la región de Sanare-Buena Vista. La Formación Cerro Misión aflora en el borde sur de la Cuenca de Falcón oriental, habiendo sido penetrada por varios pozos en Riecito y en El Mene de Acosta. Esta formación aflora en los altos de La Esperanza y Guacharaca, en Falcón nororiental. Se indica una edad no más joven que Eoceno Tardío.

- **Formación Casupal (Tmøca) (Oligoceno-Mioceno Medio)**

Originalmente Liddle (1946) le da el nombre de Capas de Casupal, a un conjunto de areniscas que afloran al norte y oeste del rancho Casupal, en el distrito Silva, estado Falcón. No se conoce el espesor exacto de la Formación Casupal, ya que su base está fallada en todos los afloramientos. Pero se puede estimar un espesor de 500 a 1000 m, y se edad probablemente sea Mioceno Temprano a Mioceno Medio.

La formación se extiende geográficamente por los bordes sur-central y suroriental de la subcuenca de Falcón, desde cerca de Churuguara hasta la región de Riecito-Cerro Misión y montañas de Agua Linda. La mejor sección de referencia aflora en la quebrada Pluma, entre los cerros Riecito y Misión, a unos 8 km de la Colonia Agrícola Araurima en el municipio Silva.

- **Formación Capadare (Tmcd) (Mioceno Medio)**

La formación se ubica en el Cerro Capadare, en el distrito Acosta del estado Falcón (Wiedenmayer, 1924). La misma consiste en caliza margosa y lutita carbonática de color crema, algunas arenáceas o limosas y ricas en contenido faunal, y escasos lentes de arenisca carbonática de grano fino; se estima un espesor de 190 m.

La unidad suprayace discordante ya sea a la Formación Agua Linda o a la Formación Casupal y a veces descansa directamente sobre rocas ígneas y metamórficas de la región (Bellizzia y Rodríguez, 1967); su contacto superior con la

Formación Ojo de Agua es concordante y transicional diacrónico (González de Juana *et al.* 1980). Contiene ricas faunas micro y macrofósilíferas que indican una edad Mioceno medio. Según Natera (1957), la Formación Capadare representa el período máximo de transgresión del Mioceno en los valles de Tocuyo-Aroa. Se correlaciona con parte de la Formación Ojo de Agua y con la Formación Caujarao en la región de Cumarebo.

- **Formación Ojo de Agua (Tmoa) (Mioceno Tardío)**

La unidad consiste principalmente de areniscas micáceas intercaladas con arcillas, conglomerados, calizas arenosas y nodulares con ostras y otros moluscos. Al sur del río Aroa afloran lutitas, areniscas, calizas y algunas capas de lignito; en el flanco sureste de la Serranía de Agua Fría hay frecuentes lutitas yesíferas y algunas capas macizas lenticulares de yeso que se explotan en la quebrada El Yeso. Se estiman unos 250 m de espesor para la unidad que es típicamente de aguas salobres a marinas muy someras y cercanas a la costa.

La formación suprayace concordante y transicionalmente a la Formación Capadare o discordantemente a las metamórficas, e infrayace bajo sedimentos del Cuaternario. En el flanco norte de las montañas de Aroa es discordante sobre las metamórficas de las unidades de Yumare y Aroa. Se correlaciona con la Formación La Vela de Falcón central pero, por su edad, parece más bien corresponder a la parte superior de la Formación Caujarao.

- **Formación Maporita (Tmap) (Terciario Plioceno-Cuaternario Pleistoceno)**

Se encuentra ubicada en la quebrada El Fraile, cercana al caserío Maporita en el estado Yaracuy y se compone de conglomerados, areniscas, limolitas, lutitas, arcillas y margas. Debido a la escasez de afloramientos continuos y al hecho de estar

cubiertos en gran parte por sedimentos recientes, no se ha establecido un espesor verdaderamente representativo de la unidad. En la localidad tipo se estima un espesor de 300 m, la unidad aflora en una franja angosta desde los alrededores de la población de Morón, estado Carabobo, hasta las cercanías del río Taria en el estado Yaracuy. Los autores (L.E.V., 1970) le asignan una edad Mio-Plioceno en base a las correlaciones.

- **Aluvión (Qal) y Terraza (Qpt) (Cuaternario)**

La zona se encuentra cubierta en gran parte por sedimentos granulares sueltos, como aluvión reciente, aluvión antiguo, terrazas y depósitos piemontinos. El aluvión reciente compuesto por gravas, arenas, limos y arcillas, se encuentra en zonas inundables topográficamente bajas y ocupa las partes centrales a lo largo de los valles. El aluvión antiguo presenta una composición litológica similar y cubre la mayor parte del área de los valles. Los depósitos de terraza, compuestos por gravas gruesas mal escogidas, presentan cantidades variables de arena, limo y arcilla, débilmente estratificadas, y se encuentran diseminados en los toques de pequeñas colinas o en las partes altas de las laderas. Los depósitos piemontinos se distribuyen irregularmente en las laderas de las colinas y consisten de peñones, gravas, arenas, limos, arcillas, ocasionalmente con débil estratificación. (Bellizzia y Rodríguez, 1976).

2.4 Geología de los Macizos Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes

En la zona objeto de estudio se han realizado pocos estudios geológicos, por tanto se utilizará como referencia para la geología local, el trabajo realizado recientemente por Lozano y Mussari (2007), en el cual se muestran las unidades ígneo-metamórficas presentes en cada macizo, así como las rocas sedimentarias que afloran alrededor de la zona o en los macizos en forma de cuerpos alargados.

Al norte del Macizo de Tarana se observan afloramientos de filita grafitosa-micácea, y al sur, esquisto grafitoso cuarzo-micáceo y mármol, que pertenecen a la unidad Esquisto de Aroa y se encuentra representada por rocas sedimentarias metamorfizadas. En el mismo macizo se observa también un lente alargado de serpentinita emplazada tectónicamente en el Esquisto de Aroa, perteneciente a la Asociación Metamórfica de La Costa, ubicado al sur del macizo en la parte central.

La anortosita y el gabro afloran al norte del macizo de San Quintín, incluyen leucogabro a melanogabro, pertenecientes al Metagabro Anortosítico de Yumare; al sur del macizo afloran metalavas, metatobas, brechas volcánicas y meta-sedimentarias, pertenecientes a las Meta-volcanosedimentarias de San Quintín.

Al norte del macizo La Zurda se encuentran dos cuerpos de caliza alargados que pertenecen a la Formación La Luna. En este macizo se observan intercalaciones de rocas gabroides y granofiro pertenecientes a la unidad litológica Metagabro Anortosítico de Yumare.

Uno de los macizos más heterogéneo es el macizo Salsipuedes, en el cual se observan de manera intercalada afloramientos de gneis, esquisto, granofiro y gabro pertenecientes a la unidad Metagabro Anortosítico de Yumare. Además se observa a la Formación Matatere al sur del macizo, como una secuencia de flysch en forma de lente alargado, arenisca intercalada con limolita y lutita.

Las unidades sedimentarias representadas por las formaciones Casupal, Capadare y Ojo de Agua, se observan también al oeste, este, norte y sur de los cuerpos.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Método Gravimétrico

3.1.1 Aspectos Generales

El método gravimétrico tiene la finalidad de medir las variaciones laterales del campo gravitacional sobre la superficie terrestre, las cuales se encuentran asociadas a distribuciones de densidad en el subsuelo. 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 existentes entre las estructuras, así como también de la masa que las rodea, por tanto causan deformaciones en la distribución normal de la densidad, las cuales se reflejan en el campo gravitatorio terrestre como anomalías.

3.1.2 Ley de Gravitación Universal

La Ley de Gravitación Universal es un término muy importante entender en un estudio gravimétrico, la cual está relacionada, según Dobrin (1961), con el movimiento de cuerpos y la aceleración de los cuerpos cuando son atraídos por la Tierra. Esta ley deducida por Newton establece que entre dos cuerpos de masa m_1 y m_2 existe una fuerza de atracción, la cual es directamente proporcional al cuadrado de la distancia entre las mismas (Ec. 3.1):

$$F = \frac{G \cdot m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad \text{Ec. 3.1}$$

Donde F es la magnitud de la fuerza ejercida entre las dos partículas de masas m_1 y m_2 , r es la distancia entre las mismas y $G = 6,67259 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{Kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ que es la constante de Gravitación Universal de Newton.

Como todo cuerpo tiene un peso sobre la superficie terrestre, la fuerza que actúa sobre el cuerpo atrayéndola hacia la Tierra se determina como campo gravitatorio terrestre. Dado que la Tierra no es totalmente redonda y homogénea, la gravedad terrestre varía dependiendo del lugar donde se encuentre sobre la superficie terrestre, ya que es afectada por la altura y por las masas rocosas que la rodean.

3.1.3 Aceleración de Gravedad

La aceleración de gravedad según Dobrin (1961) es una fuerza que actúa sobre una unidad de masa, por tanto nos da la medida del campo gravitatorio que actúa en cualquier punto. Entonces, de acuerdo a la segunda ley de Newton, la aceleración “a” de una masa m_2 debido a la atracción de una masa m_1 viene dada por la Ec. 3.2:

$$a = \frac{F}{m_2} = G \cdot (m_1 \cdot r^2) \quad \text{Ec. 3.2}$$

La aceleración en unidades cgs se expresa en:

$$1 \text{ cm/s}^2 = 1 \text{ Gal (según Galilei)}$$

$$0,001 \text{ cm/s}^2 = 1 \text{ mgal (miligal)}$$

En gravimetría se ha definido el Gal como unidad de gravedad, pero como en la exploración se trabaja con cambios muy pequeños en la gravedad, la unidad más usada para expresar aceleración gravitacional es el miligal (mGal).

3.1.4 Campo Gravitacional Terrestre

Debido a que la Tierra no es perfectamente homogénea y esférica, la atracción gravitacional terrestre no es la misma en toda la superficie terrestre, por tanto los valores de gravedad observados dependen de la latitud, de la elevación topográfica, de las mareas, así como también de la distribución de masas en el subsuelo. La gravedad teórica o el campo gravitacional normal 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 diferentes fórmulas (Ec. 3.3, 3.4, 3.5), que fueron adoptadas por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica en diferentes años (Geosoft Inc, 2006)

Fórmula 1930

$$g_0 = 978049[1 + 0,052884\text{sen}^2(b) - 0,0000059\text{sen}^2(2b)]; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 3.3}$$

Fórmula 1967

$$g_0 = 978031,846[1 + 0,00527895\text{sen}^2(b) + 0,000023462\text{sen}^4(b)]; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 3.4}$$

Fórmula 1980

$$g_0 = 978032,7[1 + 0,0053024\text{sen}^2(b) - 0,0000058\text{sen}^2(2b)]; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec.3.5}$$

Donde b es latitud geográfica.

3.1.5 Medidas de Gravedad

Cuando se realiza un estudio gravimétrico, la gravedad puede ser medida de dos maneras: relativa o absoluta. Las medidas absolutas son aquellas que se realizan con péndulos o estudiando la caída libre de los cuerpos, y las medidas relativas se

pueden obtener a partir de péndulos, balanzas de torsión y gravímetros. Debido a que las medidas absolutas son muy difíciles de medir, se acostumbra en la prospección geofísica a determinar la gravedad relativa, las cuales dan la diferencia de gravedad (Δg) entre el punto de observación y la estación tomada como base. (Parasnis, 1970)

3.1.6 Gravímetro *SCINTREX AUTOGRAV CG-5*

El gravímetro *SCINTREX AUTOGRAV CG-5* (Figura 3.1) es automatizado y se basa en microprocesadores y tiene un rango de medición de hasta 7000 miligales y una resolución de lectura de 0,005 miligales, lo cual permite que el equipo sea utilizado tanto en investigaciones de campo de gran detalle como en estudios a escalas regionales o geodésicos. Las lecturas del mismo se muestran en una pantalla de cristal líquido, en miligales, y además todos los datos relacionados con esas lecturas son almacenados en una memoria del equipo, la cual puede ser descargada en una computadora. (Scintrex Ltd, 2006).



Figura 3.1. Gravímetro Digital *SCINTREX AUTOGRAV CG-5*. (Tomado de Reinoza, 2006)

El principio de funcionamiento del gravímetro *SCINTREX AUTOGRAV CG-5* se basa en un sistema elástico de cuarzo fundido. La fuerza gravitatoria en la masa de prueba es equilibrada por un resorte y una fuerza restauradora electrostática relativamente pequeña. Antes de tomar lecturas con el gravímetro es importante realizar la nivelación y calibración del mismo, mientras que éste realiza

automáticamente la compensación de temperatura y la corrección de los sensores de inclinación electrónicos (*“tilts”*) y mareas, por tanto garantiza la precisión de las lecturas y evita posibles errores.

3.1.7 Correcciones de los Datos Gravimétricos

Las lecturas gravimétricas dependen de diferentes factores como lo son: latitud, altitud, topografía, mareas terrestres, deriva instrumental y variaciones de densidad en el subsuelo, por tal motivo deben aplicarse a las lecturas gravimétricas distintas correcciones para poder eliminar estos efectos, y así poder llevar esas mediciones de gravedad a una superficie equipotencial determinada, como el Geoide, y con ello poder obtener información del interior de la Tierra.

- **Corrección por Latitud:**

La rotación de la Tierra y el achatamiento de los polos producen un cambio en la gravedad, que va a depender del lugar en donde nos encontremos sobre la superficie terrestre. En el ecuador la aceleración centrífuga es máxima y disminuye cuando 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). Es por esta razón que se debe corregir la gravedad por latitud y para ello se deben referir los valores medidos en las estaciones de observación a la estación base de coordenadas geográficas conocidas.

- **Corrección por Marea:**

Debido a la sensibilidad que poseen los gravímetros, éstos difieren en valores, en cuanto a la atracción gravitatoria del sol y de la luna, y registran las pequeñas variaciones periódicas que son causadas por los movimientos de la Tierra con respecto al sol y a la luna. Las fuerzas gravitatorias regularmente alzan y bajan las

aguas terrestres, y a su vez están regidas por el efecto en cuanto a la atracción lunar. Las mismas fuerzas actúan en la superficie terrestre sólida deformándola en la misma manera como el agua, aún en dimensiones más pequeñas. Estos cambios están superpuestos a las variaciones causadas por las fuerzas atractivas de los cuerpos del sistema Tierra - Sol - Luna. (Cantos, 1974). Estos cambios varían con la latitud, el día y el mes. El ciclo entero de las mareas se caracteriza por variaciones iguales y menores a 0,2 y 0,3 mgal. Su variación media es aproximadamente de +/- 0,1 mgal. (Dobrin, 1961)

- **Corrección por Deriva:**

Esta corrección se debe a las variaciones que puede presentar el equipo debido a la fatiga de los muelles o a las fibras de torsión que no son completamente elásticos, y están sometidos a una lenta recuperación durante largos períodos. Todo esto puede ser generado al ser expuesto a diferentes temperaturas, a presión atmosférica y a la influencia de las mareas, los cuales afectan a las medidas que van a ser tomadas a lo largo de un día. Para realizar la corrección se debe promediar y convertir las medidas del gravímetro en miligales y luego de ser corregidos por marea se hace la corrección por deriva. (Dobrin, 1961 y Cantos, 1974)

La corrección por deriva se realiza a través de curvas de gravedad en función del tiempo antes de comenzar cualquier adquisición gravimétrica, para poder determinar los intervalos de tiempo en que se puede realizar la adquisición. Luego del estudio gravimétrico se realiza la corrección por deriva a los datos para poder eliminar este efecto casi por completo, debido a que pueden ser observados diferentes valores en una misma estación. La Ec. 3.6 muestra como se halla la corrección por deriva:

$$Deriva = \frac{Lect_{\cdot inicial(Base)} - Lect_{\cdot final(Base)}}{t} \quad \text{Ec. 3.6}$$

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

Así la lectura corregida por deriva de cada estación viene dada por (Ec. 3.7):

$$Lect_{Estación(corregida)} = Lect_{Estación} + Deriva \cdot t \quad \text{Ec. 3.7}$$

donde t es el tiempo transcurrido entre la lectura inicial (Estación Base) y la lectura tomada de 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:**

La intensidad de la gravedad varía en relación inversa al cuadrado de la distancia al centro de la Tierra. El campo gravitatorio terrestre decrece con la altura de la estación que se encuentra sobre la superficie terrestre. Se tiene que la ley de los cuadrados inversos dice que la atracción de la Tierra a una altura h viene dada por:

$$g = \frac{g_0 \cdot R^2}{(R + h)^2} \quad \text{Ec. 3.8}$$

Siendo g_0 es el valor en el nivel de referencia y R el radio de la Tierra.

Si se sustituye g_0 por 980 y R por 6377,5 km sabiendo que $h \leq R$ se tiene:

$$g = \frac{2g_0 \cdot h}{R} = 0,3086 \cdot h \quad \text{Ec. 3.9}$$

Por tanto la corrección por aire libre viene dada por:

$$Cg_{AL} = 0,3086 \cdot h; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 3.10}$$

donde h es la cota de la estación en metros.

- **Corrección de Bouguer:**

La corrección Bouguer se basa en el hecho de que el terreno que se encuentra entre el nivel de la estación y el de la base ejerce una atracción gravitatoria sobre las estaciones que están por encima de la estación base. Este incremento de la atracción gravitatoria por las rocas presentes se modela utilizando una lámina horizontal de dimensiones infinitas y de densidad uniforme, donde se toma como piso el nivel de referencia y el techo como el nivel de la estación de observación y se emplea la Ec. 3.11 para eliminar este efecto:

$$Cg_B = \mp 0,04191 \cdot \rho \cdot h \quad [\text{mgal}] \quad \text{Ec. 3.11}$$

donde:

ρ = Densidad de Bouguer de las masas de rocas ubicadas entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación en g/cm^3 ,

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

- **Corrección Topográfica:**

Se aplica a los valores adquiridos con el fin de remover los efectos de la topografía. En estudios de gravimetría esta corrección toma en cuenta la atracción de las masas situadas por encima y por debajo del nivel de la estación. (Dobrin, 1961). Esta corrección siempre se suma a la gravedad observada debido a que las masas más altas que ejercen una atracción por encima de la estación, se oponen a la gravedad y por tanto hay que sumarlas; las masas que se encuentran por debajo de la estación se deberían restar pero fueron consideradas en la corrección de Bouguer por tanto se

tienen que sumar para compensar lo que fue sustraído y así poder eliminar este efecto. (Dobrin, 1961).

3.1.8 Anomalías Gravimétricas

Luego de haber realizado las correcciones pertinentes a las lecturas gravimétricas es necesario hallar las Anomalías Gravimétricas, que no son más que la diferencia entre la gravedad corregida y la gravedad teórica, las cuales surgen debido a que la densidad en el interior de la Tierra no es totalmente homogénea. Los dos tipos de anomalías más usados en exploración geofísica son la Anomalía de Aire Libre y la Anomalía de Bouguer.

- **Anomalías de Aire Libre:**

Esta anomalía se define por las correcciones de Aire Libre, mareas y deriva que se le hacen a los valores medidos de gravedad. Por tanto, la Anomalía de Aire Libre se expresa como la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica, además de aplicar las correcciones mencionadas anteriormente. (Ec. 3.12)

$$\Delta g_{AL} = g_m + Cg_{AL} - g_t \quad \text{Ec. 3.12}$$

donde:

g_m = Gravedad medida, corregido por mareas y deriva.

g_t = Gravedad Teórica.

Cg_{AL} = corrección por Aire Libre.

Debido a que no se toma en cuenta la corrección de Bouguer en esta anomalía, no se está corrigiendo el efecto que tiene la masa que se encuentra entre el datum y el punto de medición, por lo tanto sigue existiendo una atracción gravitatoria de este material que no se está considerando.

- **Anomalías de Bouguer:**

Se define la Anomalía de Bouguer como la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica con la aplicación de todas las correcciones realizadas a los valores de gravedad medidos. (Ec. 3.13)

$$\Delta g_{AL} = g_m + (Cg_{AL} - Cg_B + Cg_T) - g_t \quad \text{Ec. 3.13}$$

donde:

g_m = gravedad medida, corregido por mareas y deriva.

g_t = gravedad teórica.

Cg_{AL} = corrección por Aire Libre.

Cg_B = corrección de Bouguer.

Cg_T = corrección topográfica.

A diferencia de la Anomalía de Aire Libre, en esta anomalía se incluye la corrección de Bouguer, por tanto la misma sí considera la atracción de la masa existente entre la estación de medición y el datum definido. Si se utiliza un valor correcto para la densidad de la corteza, es posible remover efectivamente la influencia de la topografía. (Turcotte y Schubert, 2002). Es importante destacar que tanto la Anomalía de Bouguer como la Anomalía de Aire Libre están definidas a nivel del punto de medición. El haber aplicado las correcciones no lleva las anomalías al datum, simplemente corrige por todo aquello que se encuentra sobre él.

3.1.9 Algunas Aplicaciones del Método Gravimétrico

Gracias al método gravimétrico se pueden determinar contrastes de densidad que existen en la corteza terrestre, debido a los distintos tipos de rocas existentes en el subsuelo. Con este método se puede determinar la estructura interna del subsuelo, delinear el límite entre rocas sedimentarias y otro tipo de roca, así como también las

dimensiones de cuencas sedimentarias, todo esto debido a que la mayoría de las rocas presentan distintas densidades; un ejemplo de esto es que las rocas sedimentarias son menos densas si se comparan con la densidad de otro tipo de rocas. Además, este método se utiliza en la exploración minera, debido al alto contraste de densidad que existe entre los minerales y las rocas adyacentes. Es importante mencionar que en estudios de reconocimiento regional, el método gravimétrico resalta estructuras geológicas de gran importancia como lo son las fallas o lineamientos.

3.2. Método Magnético

3.2.1 Aspectos Generales

La Tierra es un imán natural que da lugar al campo magnético terrestre. Las pequeñas variaciones de este campo, pueden indicar la presencia en profundidad de propiedades magnéticas. El método magnético sirve para dar información sobre el basamento y su profundidad para entornos cristalinos y metamórficos. De igual manera ayudará a estudiar la geología regional y estructural de la zona.

3.2.2 Fuerza Magnética

La ley de Coulomb, en cuanto a la fuerza magnética está dada por la Ec. 3.14:

$$F = \frac{p_1 \cdot p_2}{\mu \cdot r^2} \quad \text{Ec. 3.14}$$

Donde r es la distancia entre los dos polos, los cuales poseen diferentes intensidades magnéticas p_1 y p_2 (cuyas unidades están dadas por $[N][m][A^{-1}]$) y permeabilidad magnética μ del medio (cuyas unidades están dada por $[N][m][A^{-2}]$), (Dobrin, 1961).

3.2.3 Campo Magnético

La intensidad del campo magnético terrestre tiene su componente vectorial con su proyección horizontal señalando aproximadamente al norte geográfico. Para obtener el mejor resultado del estudio para las componentes de intensidad del campo magnético terrestre se utiliza como sistema de referencia, un punto en la superficie de la Tierra y un sistema cartesiano de coordenadas X, Y y Z o sistema geográfico, donde el norte coincide con el norte geográfico, o proyección sobre el plano horizontal de la dirección del eje de rotación de la Tierra.

La componente horizontal "H" de la intensidad del campo magnético señala al norte magnético y tiene una desviación "D", en relación al norte geográfico; a esta desviación se le denomina declinación magnética. En cuanto al ángulo formado por la componente de la intensidad del campo magnético y la horizontal, es llamado inclinación magnética y se representa con la letra "I". El campo magnético total es un vector y está definido por su intensidad "F" la cual puede descomponerse en una componente vertical "Z" y una componente horizontal "H". (Parasnis, 1970). El plano en el cual se encuentran las tres componentes "F", "Z", y "H" se denomina meridiano magnético, donde "H" puede descomponerse en una componente horizontal "X" dirigida hacia el norte geográfico y una componente horizontal "Y" en sentido del este geográfico.

Un modelo para aproximar en un 90% el campo magnético de la Tierra puede ser un dipolo situado en su centro el cual está inclinado $11,5^\circ$ con respecto a la dirección del eje de rotación, donde el polo negativo del dipolo se encuentra en la dirección del polo norte magnético y se le denomina polo geomagnético. (Parasnis, 1970).

Para el campo magnético terrestre se utiliza usualmente como unidad el Oersted que se encuentra en el sistema cgs; debido a la baja intensidad de los campos

presentes a las rocas de la corteza terrestre, es habitual que en la prospección geofísica se utilice una unidad en el orden de 10^{-5} *Oersted*, la cual se denomina Gamma (δ). 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).

3.2.4 Susceptibilidad Magnética

El objetivo fundamental de la prospección magnética es modelar la distribución de los cuerpos litológicos en profundidad, teniendo en consideración las anomalías causadas por los cambios en las propiedades magnéticas de las rocas en el subsuelo. Cuando una roca se somete a un campo magnético H , adquiere una intensidad de imantación J que es proporcional al campo aplicado, lo cual es igual a:

$$J = k \cdot H \quad \text{Ec. 3.15}$$

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

3.2.5 Variaciones Temporales del Campo Magnético Terrestre

Los cambios de la Intensidad Magnética Terrestre se realizan de manera irregular y lenta. La manera de determinar estas variaciones y poder observar los cambios de periodos pequeños en la magnitud del campo es en un laboratorio. Las causas de estos cambios pueden ser seculares, diurnas solares, diurnas lunares y tormentas magnéticas. (Dobrin, 1961).

- **Variación Secular**

Son los cambios de la Intensidad Magnética que ocurren durante décadas o siglos de manera muy lenta. Se obtiene por medio de las pequeñas desviaciones en la

declinación, inclinación y en las diferentes componentes de la intensidad; es allí donde se puede determinar que la intensidad del campo varía con el tiempo y se ponen de manifiesto en los mapas isopóricos. (Dobrin, 1961).

- **Variación Diurna**

En la adquisición de datos magnéticos son muy importantes las oscilaciones en intervalos de tiempos cortos que tienen una periodicidad de 24 horas con una amplitud de 25 gammas promedio. Las variaciones diurnas son representadas en gráficas en los diferentes observatorios magnéticos alrededor del planeta, estos registros representan diferentes variaciones: se tienen las variaciones suaves o "días tranquilos", que se caracterizan por ser gráficos sin muchas variaciones y de poca amplitud, que puede ser descompuesta en componentes que pueden ser predecibles y poseen periodicidades solares y lunares. También se tienen los "días inquietos", más marcadas y éstas corresponde a tormentas magnéticas. (Dobrin, 1961)

- **Variación Solar Diurna**

Las variaciones magnéticas en los denominados "días tranquilos" se determinan en una periodicidad de 24 horas aproximadamente, en donde se establece que van a cambiar sus valores en dos variables que son: el tiempo local y la latitud geográfica de la zona. Debido a la similitud de la variación con el periodo de rotación terrestre, ésta es atribuida al sol y por eso se define como la variación diurna solar. Esta variación se encuentra en el orden de 30 gammas, aunque su amplitud puede aumentar durante el verano en cada hemisferio. La variación solar diurna es atribuida al efecto que ejerce el sol sobre las corrientes eléctricas en la zona externa de la atmósfera terrestre; los cambios en estas corrientes ocasionan directamente variaciones en el campo magnético los cuales inciden en la superficie terrestre. (Dobrin, 1961).

- **Variación Lunar Diurna**

Existe otra componente en la variación periódica de los elementos magnéticos terrestres el cual posee una periodicidad de 25 horas aproximadamente y cuya amplitud es quince veces menor que la amplitud de la variación solar diurna. Debido a que esta variación es la duración del día lunar, está relacionada directamente con la rotación terrestre con respecto a la luna; debido a esto se le llaman variaciones lunares diurnas. La diferencia más resaltante entre estas dos variaciones es que una de ellas es a lo largo del tiempo (solar), mientras la otra varía cíclicamente a lo largo del mes (lunar). (Dobrin, 1961).

- **Tormentas Magnéticas**

Las tormentas magnéticas pueden definirse como bruscos disturbios o perturbaciones de partículas que liberan energía y acelera las partículas que se encuentran en el medio y que por semejanzas meteorológicas, se llaman tormentas magnéticas. Estas a su vez dan origen a cambios característicos en los elementos magnéticos que dependen principalmente de la latitud. En la actualidad no existe una teoría completa y/o exacta para explicar este fenómeno. Se conoce que hay relación con la actividad solar y se pone de manifiesto en períodos de 27 días, al igual que la rotación solar (Dobrin, 1961).

3.2.6 Aeromagnetometría

En el método aeromagnético se mide el campo magnético desde una aeronave con un magnetómetro bajo él. Se toman líneas de vuelo con separación según la resolución deseada y líneas de control perpendiculares separadas 2 a 5 veces más. Se mide varias veces por segundo o cada pocos segundos, obteniéndose mediciones separadas por distancias de sólo metros. La altura de vuelo dependerá de la resolución deseada, lo que se esté buscando y la topografía.

La aplicación de este método en cierto modo es sencilla, ya que el magnetómetro utilizado toma las mediciones en las cuales un operador a bordo del avión debe regular la sensibilidad, para que éste no se salga de rango, a su vez las líneas de vuelos deben realizarse suficientemente altas como para evitar tanto las influencias de las líneas eléctricas o líneas de alta tensión como también las zonas industriales o efectos magnéticos producidos en la superficie a la cual se realizará el levantamiento aeromagnético. Este procedimiento permite calcular la profundidad a la cual se encuentra el basamento, respecto a la altura de vuelo y por lo tanto se puede determinar la magnitud de los espesores sedimentarios. El aeromagnetismo posee una ventaja en cuanto al alcance en extensión de adquisición de datos en zonas de muy difícil acceso, el costo de una prospección aérea es menor en relación a una adquisición terrestre de igual magnitud en extensión.

Una aplicación geológica es el levantamiento de tendencias estructurales del basamento cubiertas por capas de sedimentos sueltos o compactados y el levantamiento de rocas ígneas y metamórficas ubicadas en una profundidad somera cubiertas por la vegetación o una capa aluvial. Una lineación delineada por los contornos de isolíneas magnéticas puede reflejar por ejemplo el rumbo del eje de un cuerpo intrusivo longitudinal o los planos de fallas grandes en la topografía del basamento. En un área caracterizada por una geología superficial bien expuesta se puede elaborar un mapa geológico con un esfuerzo mínimo, de modo que se combinan los datos geológicos obtenidos de algunos pocos afloramientos distribuidos irregularmente en terreno con las tendencias aeromagnéticas observadas. En este caso los datos magnéticos pueden justificar una interpolación de los pocos datos geológicos.

En Venezuela existen datos aeromagnéticos en un gran número de zonas con alto interés exploratorio. Estos datos fueron adquiridos en campañas exploratorias durante los años 1959 y 1961 por la empresa *Hunting Survey Geology and Geophysics Ltd.* para la búsqueda de nuevos yacimientos minerales.

3.2.7 Aplicaciones del Método Magnético

El método magnético es el método geofísico de prospección más antiguo utilizado en la prospección petrolera, en exploraciones mineras y en estudios arqueológicos. En la prospección petrolera el método magnético da información sobre la profundidad de rocas pertenecientes al basamento. Con estos datos se puede ubicar y determinar la extensión de cuencas sedimentarias ubicadas por encima del basamento, que probablemente puedan contener reservas de petróleo. Debido a que las rocas sedimentarias ejercen un efecto magnético no apreciable en comparación con el observado con la presencia de rocas ígneas, se pueden observar variaciones en cuanto a la intensidad magnética medida en la superficie terrestre, debido a los cambios litológicos y/o topográficos asociados a las rocas ígneas y sedimentarias existentes.

Los magnetómetros de alta precisión ayudan a definir pequeñas repuestas magnéticas de alta frecuencia y a la detección de pequeñas variaciones en cuanto a la intensidad magnética, que podrían estar relacionadas con variaciones diminutas en el carácter magnético de rocas sedimentarias existentes en profundidad somera con respecto a la superficie terrestre. Estas variaciones magnéticas son muy pequeñas y el contenido en minerales magnéticos se refieren a valores alrededor de 0,1 gammas.

CAPÍTULO IV

RECOPIACIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO

En el desarrollo de esta investigación se cubrió una etapa de compilación y organización de información geológica y geofísica existente en la zona de estudio; y una etapa de adquisición y procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos, para cumplir con los principales objetivos en el presente trabajo.

4.1 Recopilación de Información

Se realizó la recopilación de todos los datos disponibles en la zona de estudio, como información cartográfica y geológica (mapas de Cartografía Nacional a escala 1:100.000 y mapas geológicos de la zona). Igualmente se recopiló información bibliográfica de la zona de estudio, así como datos gravimétricos y magnéticos previamente adquiridos en la región, para poder optimizar el trabajo en campo y concentrarse en zonas con poca o ninguna información. Toda esta información fue digitalizada mediante el programa *ArcGIS Desktop v.9.1* (ESRI Inc., 2005) bajo el sistema de proyección UTM. También se recopilaron muestras de rocas de las formaciones más representativas del área para la determinación de la densidad y susceptibilidad magnética de cada una de ellas.

4.1.1 Mapas Geológicos, Estructurales y Hojas Cartográficas

De la zona de estudio se recopilaron diferentes mapas para la creación de un sólo mapa unificado con toda la información disponible y así facilitar el trabajo en la adquisición y en el procesamiento. Se escogió información contenida en los mapas topográficos del año 1969 de Cartografía Nacional del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB) a escala 1:100000, y las hojas utilizadas fueron 6447, 6448, 6547 y 6548. De estos mapas se tomaron las carreteras y vías disponibles, toponimia referente a los poblados importantes, así como drenajes y ríos

principales, todo ello para tener información de la región antes de ir a campo y poder penetrar con facilidad en la zona de estudio.

La información geológica y estructural se tomó a partir del Mapa Geológico de Venezuela digitalizado a escala 1:750000 de Hacley *et al.* (2006) (Figura 4.1) y del Mapa Geológico-Estructural del Ministerio de Minas e Hidrocarburos a escala 1:500000; adicionalmente se utilizó información de los mapas realizados por Lozano y Mussari (2007).

4.1.2 Datos Gravimétricos y Aeromagnéticos

Los datos gravimétricos y magnéticos fueron tomados de la base de datos del Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, los cuales cubren casi toda la ventana de trabajo, la cual está limitada entre coordenadas UTM desde 1113000 hasta 1210000 norte y desde 500000 hasta 580000 este.

4.1.3 Modelo de Elevación Digital (DEM)

Para realizar la corrección topográfica a los datos gravimétricos se necesitaron modelos de elevación digital (*Digital Elevation Model, DEM*), con una resolución de 900 m, los cuales fueron obtenidos de forma gratuita a través de la página web de *Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI)*. (Figura 4.2)

4.1.4 Muestras Geológicas

Las muestras de rocas de las diferentes formaciones presentes en la zona de estudio fueron otorgadas por el Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, a través de los Ingenieros

Lozano y Mussari (2007), con el fin de calcular la densidad y susceptibilidad magnética de cada una de ellas. (Apéndices D y E).

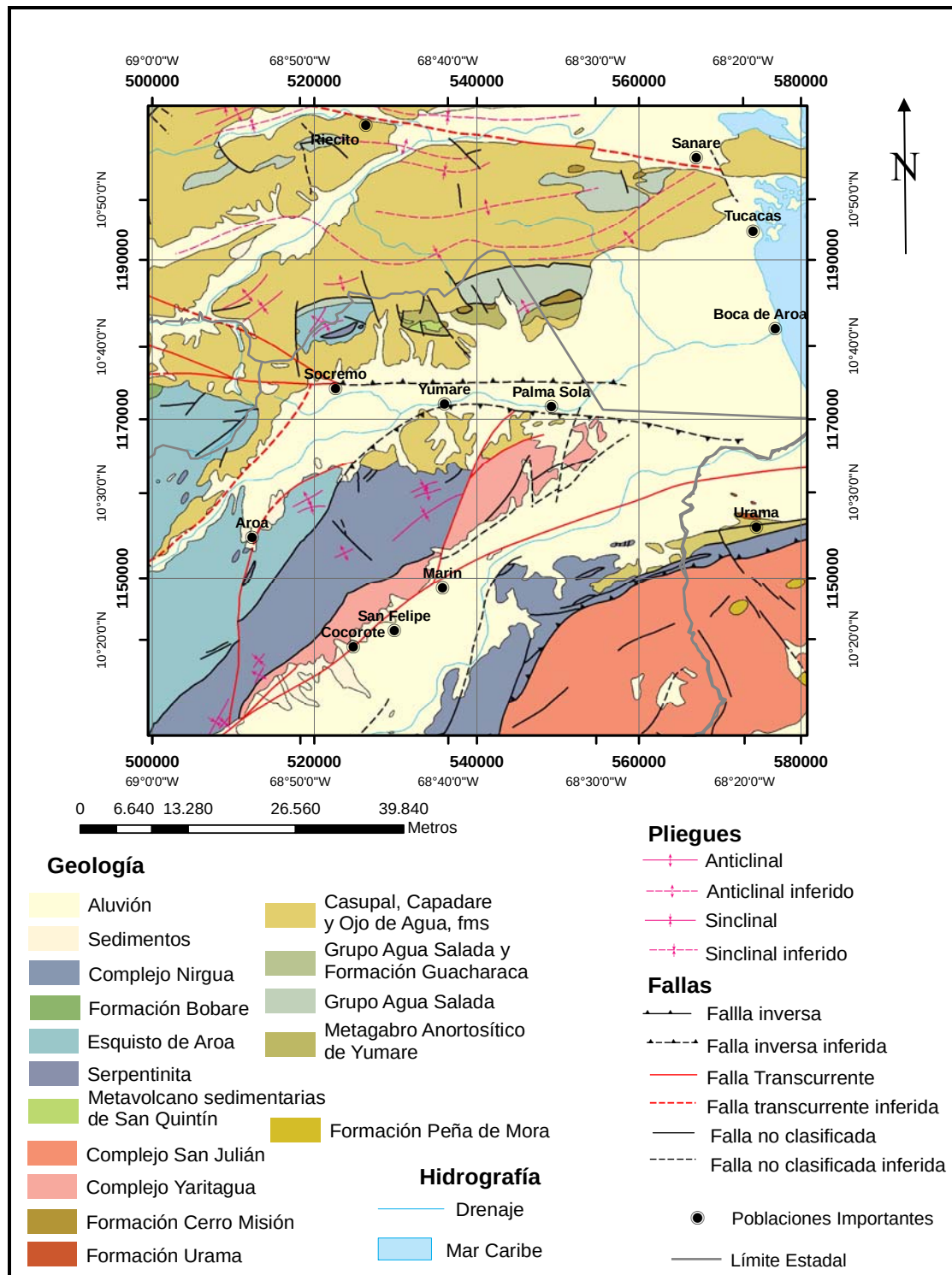


Figura 4.1. Mapa geológico-estructural del área en estudio (modificado de Hackley *et al.* 2006).

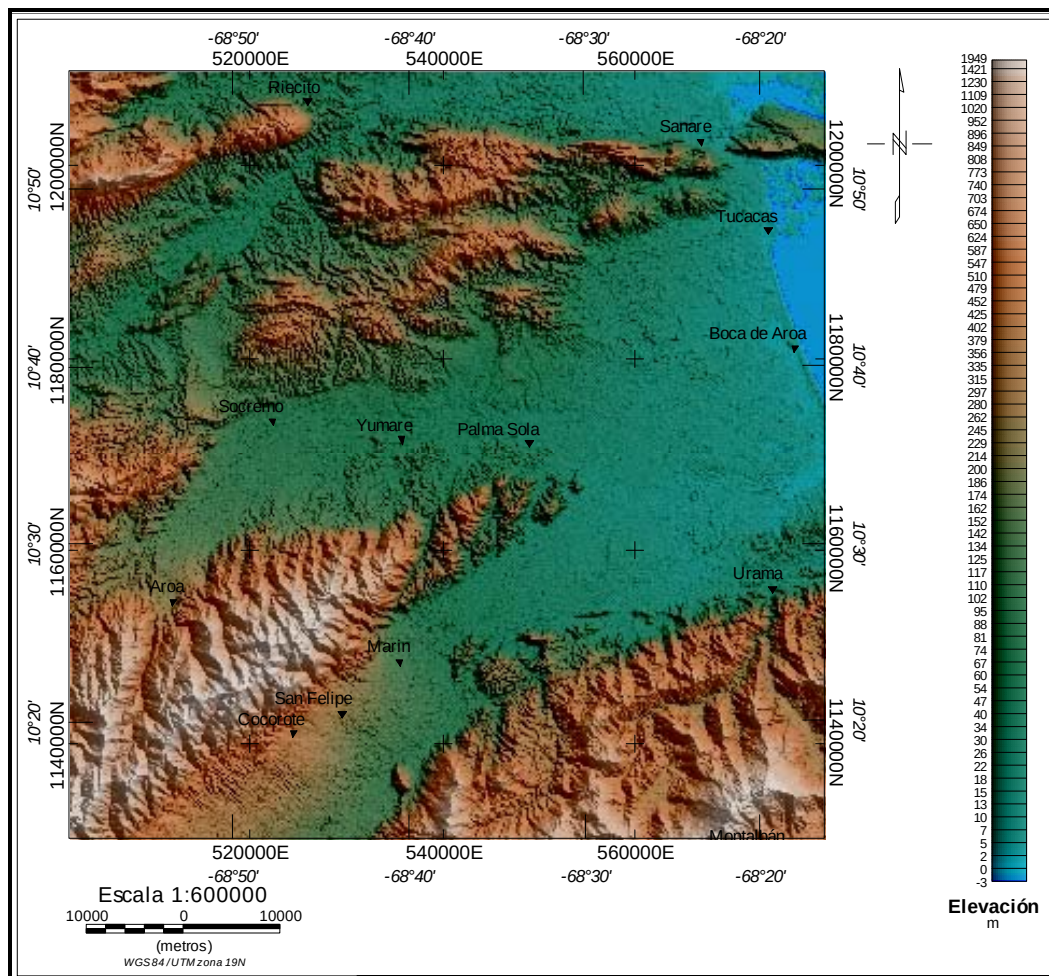


Figura 4.2. Modelo de Elevación Digital. (DEM) (Tomado de la página web *Consortium for Spatial Information, CGIAR-CSI*).

4.2 Adquisición de Datos Gravimétricos

La adquisición de datos gravimétricos en campo se realizó durante el mes de octubre, en la zona Yumare-Aroa, estado Yaracuy.

Los instrumentos utilizados fueron los siguientes:

- Gravímetro digital *SCINTREX AUTOGRAV CG-5*.
- Receptor *Garmin E-trex Legend GPS (Global Positioning System)*

- Mapas de la zona de estudio.

Gracias a la base de datos donde se incluyen estaciones gravimétricas adquiridas en la zona de estudio en trabajos previos, se pudo realizar una planificación para el levantamiento de estaciones ordinarias. Con ayuda del mapa digitalizado en el programa *ArcGIS Desktop v.9.1* (ESRI Inc., 2005) se seleccionaron zonas específicas con poca o ninguna información para la adquisición de datos, para poder cumplir con los objetivos en este estudio.

Previo a la adquisición se realizó la calibración del gravímetro *SCINTREX AUTOGRAV CG-5* por compensación de temperatura y corrección de pandeo (“tilts”) por la empresa SUELOPETROL C.A., la cual facilitó el instrumento para la adquisición de este estudio. Además, antes de empezar la adquisición gravimétrica en campo, se configuró el gravímetro, para que el mismo determinara la corrección por mareas, los datos originales y el ajuste de los sensores de inclinación al momento de medir.

4.2.1 Curva de Deriva

Para poder establecer los lapsos adecuados para las mediciones en campo, debido a la fatiga del sistema de muelles del gravímetro, se realizó el primer día de trabajo (7 de octubre de 2007) en la estación base de Churuguara, estado Falcón, específicamente en el Hotel Turístico Las Turas (Figura 4.3) (Una de las bases levantadas en el Trabajo Especial de Grado realizado por Rodríguez y Sousa, 2003), un estudio de deriva instrumental del equipo digital *SCINTREX AUTOGRAV CG-5*. La deriva del instrumento se realizó en la base de Churuguara, debido a que la adquisición de los datos en este estudio se realizó junto con la adquisición de datos del Trabajo Especial de Grado realizado por González y Martínez (2008).



Figura 4.3. Estación base gravimétrica de Churuguara, estado Falcón. (Foto tomada por Fátima Gomes)

Antes de empezar el estudio de deriva con el gravímetro, se niveló el equipo y se colocó en modo *CYCLING* para realizar la deriva. Automáticamente éste comenzó a registrar lecturas cada minuto (tiempo programado) en la misma estación, desde las 7:20 am hasta las 5:00 pm, guardándose estos datos en un archivo del equipo. Con las lecturas se realizó una gráfica de tiempo vs lecturas del gravímetro en miligales (Figura 4.4) y se determinaron los intervalos de tiempo mencionados anteriormente, donde la curva tuvo un comportamiento lineal.

En la gráfica posterior se puede observar que la curva tiene un comportamiento lineal desde las 7:20 a.m hasta las 5:00 p.m, por tanto se podrían levantar estaciones con confiabilidad en todo ese lapso. Sin embargo, se establecieron dos lapsos de tiempo para la adquisición, por razones de logística. Los lapsos tomados fueron desde las 7:20 a.m hasta la 12:00 pm y el segundo desde 1:00 pm hasta las 6:00 pm.

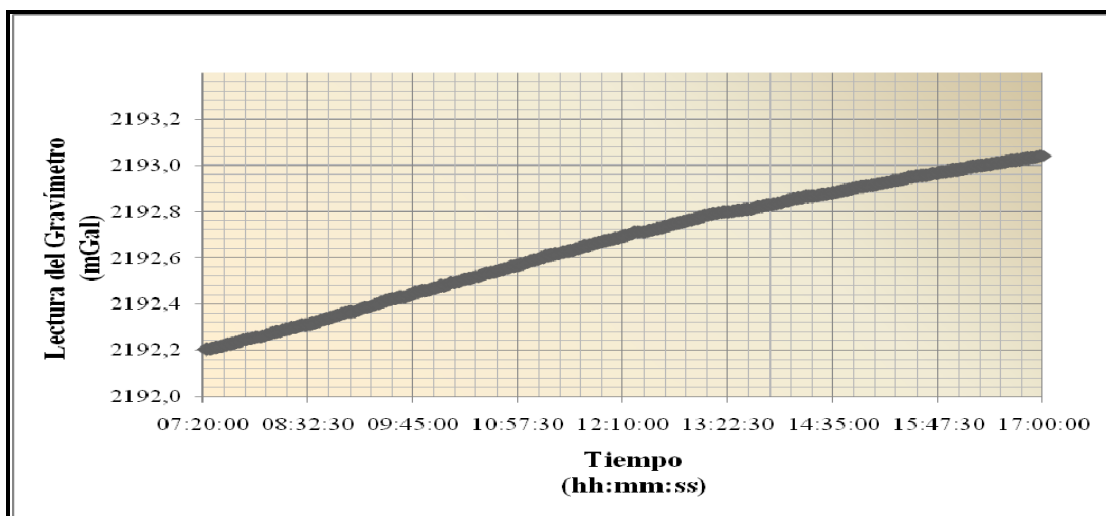


Figura 4.4. Curva de deriva del gravímetro *SCINTREX AUTOGRAV CG-5*, realizada el 7 de Octubre de 2007, en la estación base de Churuguara, estado Falcón.

4.2.2 Levantamiento de Estación Base

Para la adquisición gravimétrica en campo se levantó una estación base, a la cual se le asignaron valores de gravedad relativa a un BM (*Bench Mark*), que cuenta con cota y gravedad absoluta conocida en la Red Gravimétrica Nacional. El principal criterio utilizado para su ubicación fue la de no levantarse en terrenos con tendencias a deslizamientos o inestables.

La estación base perteneciente a la Red Gravimétrica Nacional más cercana a la zona de estudio, está ubicada dentro del Aeropuerto Nestor Arias de San Felipe, estado Yaracuy (Figura 4.5 y 4.6). Debido a las dificultades en el acceso al aeropuerto a las horas en que se realizaba la apertura y cierre de los circuitos en el levantamiento, se decidió levantar una nueva estación base a las afueras del mencionado aeropuerto, cerca de la torre de control (Figura 4.7); creada a partir de la estación base mencionada anteriormente que pertenece a la Red Gravimétrica Nacional.

Para el levantamiento de la estación base se realizaron tres circuitos cerrados, en el que se incluían la estación base dentro del Aeropuerto (BA) y la estación base

ubicada en la torre de control fuera del mismo Aeropuerto (BA_t). La secuencia de cada circuito fue BA-BAT-BA, abriendo y cerrando en la estación base y tomando diez lecturas con el gravímetro en cada estación. Este procedimiento es llamado circuito simple de triple repetición. Las estaciones bases utilizadas en este trabajo se resumen en la Tabla 4.1, en la cual se muestran su ubicación, cota y gravedad observada.



Figura 4.5. Base gravimétrica de la Red Gravimétrica Nacional en el Aeropuerto Néstor Arias de San Felipe, estado Yaracuy (Foto tomada por Fátima Gomes)



Figura 4.6. BM de estación base 9712-70 ubicada dentro del Aeropuerto Nestor Arias de San Felipe, estado Yaracuy (Foto tomada por Fátima Gomes)



Figura 4.7. Estación base levantada en la torre de control del Aeropuerto Néstor Arias de San Felipe, estado Yaracuy. (Foto tomada por Fénelix Martínez)

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)
Aeropuerto Nestor Arias de San Felipe (BA)	520070,3406	1145971,6581	231,92	978133,224
Torre de Control del Aeropuerto de San Felipe (BA _t)	526713	1136405	238	978133,1335

4.2.3 Levantamiento de Estaciones Ordinarias

Para el levantamiento de estaciones ordinarias, como se explicó anteriormente, se realizó una planificación previa para optimizar el trabajo en campo y definir las estaciones a levantar, de manera que se concentrara en zonas con poca información y se obtuviera una adquisición detallada sobre los cuerpos ígneo-metamórficos y el Graben de Aroa, que son de interés en la investigación.

En cada una de las estaciones levantadas se tomaron cinco lecturas con el gravímetro, anotando las horas en las que fueron realizadas las mediciones. Se tomaron las coordenadas *Universal Transverse Mercator (UTM)* y las cotas de cada una de las mismas, con ayuda del GPS, para poder tener su ubicación e introducir esos valores en el gravímetro obteniendo así las lecturas corregidas por mareas. El levantamiento se realizó abriendo y cerrando en la estación base y la distancia entre las estaciones ordinarias fue entre 1,5 y 3 km que dependía de la zona de interés que se estuviera levantando.

Todos los datos adquiridos (estudio de deriva, estaciones bases y estaciones ordinarias) fueron descargados a una computadora para poder ser procesados posteriormente. El archivo creado por el gravímetro incluye ubicación, cota, gravedad, fecha, hora, corrección por mareas y nomenclatura de cada estación levantada, así como también ajuste de los sensores de inclinación y temperatura al momento de ser adquiridas cada una de las estaciones. Para realizar este estudio gravimétrico se contó con una base de datos de una total de 539 estaciones ordinarias (Figura 4.8), de las cuales 75 estaciones fueron adquiridas en este trabajo durante el mes de octubre 2007 y 464 estaciones pertenecientes a la base de datos del Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela.

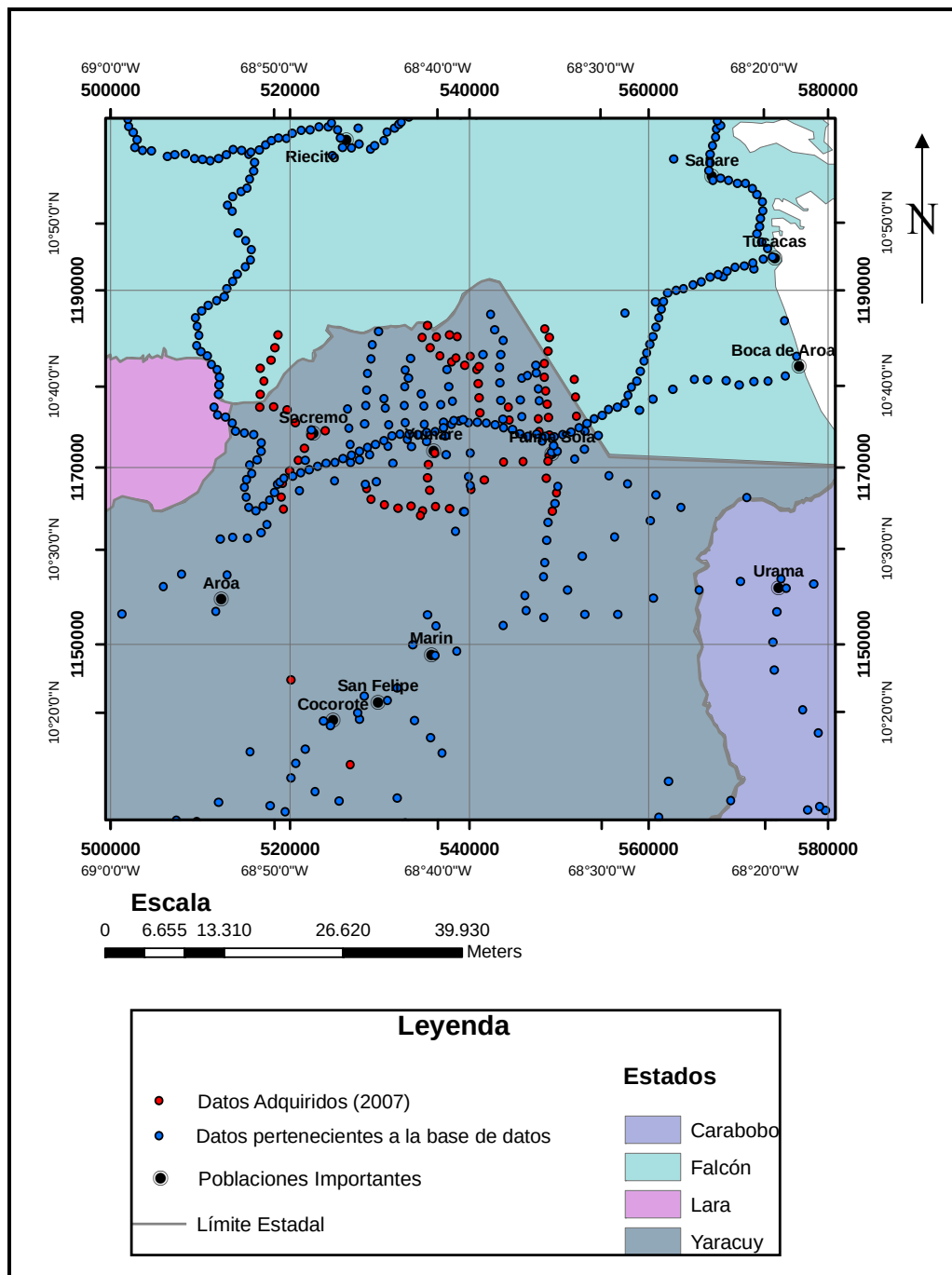


Figura 4.8. Ubicación de las estaciones gravimétricas.

4.3 Procesamiento de Datos Gravimétricos

Luego de la adquisición en campo fue necesario aplicar una serie de correcciones para poder eliminar diferentes efectos causados por distintos factores que afectan a las medidas de gravedad, y así poder tener valores finales de Anomalía de Bouguer. Para ello se utilizaron hojas de cálculo en *EXCEL* (para la corrección por deriva instrumental), y el programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc. 2007), en el cual se realizaron las correcciones de Aire Libre, Bouguer y topográfica, así como también el cálculo de la Anomalía de Bouguer y el modelaje gravimétrico.

Con ayuda del programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) se realizó la separación regional y residual de los datos gravimétricos, como la aplicación de métodos de filtraje, análisis espectral y deconvolución de Euler; mientras que la validación estadística se llevó a cabo gracias al programa *Statistical Package for Social Science versión 12.0* (SPSS Inc., 2003) y la Geoestadística por *The R Project for Statistical Computing version 2.6.1* (Free Software Foundation Inc., 2007). La aplicación de filtros, de análisis espectral, de deconvolución de Euler y la valoración estadística y geoestadística a los datos, representan y visualizan mejor la señal gravimétrica, que son respuesta de las características geológicas del subsuelo presentes en la zona de estudio, por tanto ayudan a mejorar el resultado final.

4.3.1 Corrección por Deriva

Para iniciar el procesamiento de los datos magnéticos se obtuvo la gravedad observada de cada estación a partir de la gravedad absoluta de la estación base, posterior a la aplicación de las correcciones por marea y deriva. La corrección por marea la realizó automáticamente el Gravímetro Digital *SCINTREX AUTOGRAV CG-5* utilizado en el levantamiento, que fue configurado antes de empezar la adquisición, mientras que la corrección por deriva se realizó por medio de la aplicación de la variación por minutos (*VARMIN*), con ayuda del programa *EXCEL*, a

pesar de haber controlado este efecto por el estudio de deriva instrumental realizado antes de la adquisición.

A los datos corregidos por marea se le aplicó la corrección para eliminar el efecto causado por la deriva del instrumento, se determinó la variación de la gravedad en función del tiempo por medio de la Ec. 4.1:

$$VARMIN = \frac{Lect.inicial - Lect.final}{tiempo_{total}} ; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 4.1}$$

Se multiplicó el *VARMIN* por el tiempo transcurrido por cada estación para obtener la corrección por deriva; posteriormente se sumó algebraicamente la corrección a las lecturas tomadas y se obtuvieron las lecturas corregidas por deriva.

Luego a los datos corregidos por deriva, se les determinó la gravedad observada (Ec 4.2), la cual se halló determinando la gravedad relativa, restándole a cada lectura, la lectura de la estación base. Todo esto debido a que se conoce la gravedad absoluta de la estación base y por tanto se refieren todas a la misma. Luego se sumó algebraicamente la gravedad relativa de cada estación a la gravedad absoluta de la estación base, obteniendo así la gravedad observada de cada estación.

$$G_{obs} = Valor_{(mGal)} - Valor_{(Base)} + G_{abs(Base)} ; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 4.2}$$

donde:

G_{obs} es la gravedad observada de la estación.

$Valor_{(mGal)}$ es la lectura en miligales de la estación.

$Valor_{(Base)}$ es la lectura en miligales de la estación base.

$G_{abs(Base)}$ es la gravedad absoluta de la estación base.

Posteriormente, estos datos fueron llevados al programa de procesamiento *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) para poder aplicar las diferentes correcciones a estos datos a través de la extensión *montaj Gravity and Terrain Correction*, y obtener la Anomalía de Bouguer.

4.3.2 Corrección Topográfica

Las medidas gravimétricas se ven afectadas por la topografía alrededor de la estación así como también por la densidad del terreno, es por esto que se realiza la corrección topográfica.

La corrección topográfica total se realizó por medio de uno de los paquetes proporcionado por el *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) el cual lleva el nombre de *montaj Gravity and Terrain Correction*. En el mismo hay una aplicación referente a la corrección topográfica, la cual determina una corrección topográfica total que es la suma de las correcciones interna, intermedia y externa.

En primer lugar, para determinar la corrección topográfica fue necesario crear dos mallados (*Regional DEM grid* y *Local DEM grid*) a partir de los modelos de elevación digital (*DEM*), un *DEM* regional y uno local. A partir de estos mallados el programa creó otros dos mallados de corrección topográfica (*Regional Terrain Correction Grid* y *Local Correction Distance*), con los cuales se calculó la corrección topográfica total, tomando en cuenta la densidad escogida en este estudio ($2,3 \text{ g/cm}^3$) y las distancias para la corrección local y regional, las cuales fueron de 50 m para la local y desde 50 m hasta 30 km para la regional.

El modelo de elevación digital (*DEM*) abarca una ventana bastante extensa para cubrir una distancia de más de 22 km, desde 390087,19 hasta 717682,94 norte y desde 995013,40 hasta 1327359,33 este; en coordenadas geográficas se tienen los meridianos -67° a -70° O longitud este y los paralelos 9° a 12° latitud norte.

Es importante mencionar que el programa utiliza algoritmos diferentes para calcular cada una de las contribuciones presentes en la corrección topográfica; zona cercana, intermedia y lejana (Apéndice B). (*Geosoft Inc.*, 2006)

4.3.3 Cálculo de la Anomalía de Bouguer

Para el cálculo de la Anomalía de Bouguer se utilizó el programa *Oasis montaj* v.6.4.2 (*Geosoft Inc.*, 2007) a través del paquete *montaj Gravity and Terrain Correction*, en el cual existe una aplicación referente al cálculo de la Anomalía de Bouguer. En primer lugar, se determinó la gravedad teórica a partir del elipsoide de referencia seleccionado. En este estudio se utilizó la fórmula internacional correspondiente al elipsoide de referencia de 1967 (Ec. 4.3), la cual fue adoptada en la Asamblea de la IAG (Asociación Internacional de Geodesia).

$$g_t = 978031,846[1 + 0,005278895\text{sen}^2(\alpha) + 0,000023462\text{sen}^4(\alpha)]; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 4.3}$$

Siendo α la latitud de la estación.

Seguidamente, el programa calcula la Anomalía de Aire Libre con la Ec. 4.4.

$$A_{AL} = G_{obs} - g_t \pm Cg_{AL}; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 4.4}$$

donde:

A_{AL} es la Anomalía de Aire Libre.

G_{obs} es la gravedad observada.

g_t es la gravedad teórica.

Cg_{AL} es la corrección por aire libre.

Posteriormente, el programa calcula el valor de la Anomalía de Bouguer, a través de la Ec. 4.5.

$$AB = A_{AL} - Cg_B + C_t + C_c; \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 4.5}$$

donde:

AB es la Anomalía de Bouguer.

A_{AL} es la Anomalía de Aire Libre.

Cg_B es la corrección de Bouguer

C_t es la corrección topográfica.

C_c es la corrección de curvatura.

Para este trabajo se utilizó una densidad de Bouguer de $2,37 \text{ g/cm}^3$, siendo ésta la densidad más representativa de las rocas pertenecientes a la zona de estudio.

La corrección de Bouguer asume que la masa entre la elevación de la estación y el nivel del mar se puede aproximar por una losa infinita. Por tanto, la corrección de la curvatura se resta de la corrección de Bouguer, y la misma compensa la masa de esta losa que se extienda más allá de la curvatura de la Tierra. La corrección de curvatura es calculada por la Ec. 4.6 de LaFehr (1991):

$$C_c = h \cdot (1,4639108e^{-3} + h(4,44964e^{-14} \cdot h - 3,532715e^{-7})); \text{ [mgal]} \quad \text{Ec. 4.6}$$

donde:

h es la elevación de la estación.

La corrección de curvatura está en unidades de miligal y no excede los décimos de miligal.

Finalmente, el programa proporciona los valores de Anomalía de Aire Libre y los de Anomalía de Bouguer con y sin corrección topográfica.

4.3.4 Análisis Estadístico de los Datos Gravimétricos

Para poder validar y verificar la calidad de los datos gravimétricos se realizó un estudio estadístico a los mismos, a través del programa *Statistical Package for Social Science version 12.00* (SPSS Inc., 2003), y así evaluar la distribución y dispersión de los datos. Para ello se realizaron histogramas de frecuencia, gráficos P-P y Q-Q, diagrama de caja y bigotes, así como el cálculo de diferentes parámetros estadísticos.

En este estudio se realizó un histograma de frecuencia, con los datos adquiridos en este trabajo y los provenientes a la base de datos del Departamento de Geofísica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Todo esto para poder determinar cómo se repiten los valores de un mismo rango, y así poder comprobar la confiabilidad de los datos gravimétricos, si ellos presentan una distribución normal, entendiéndose como esto que todos los datos puedan ser representados en una campana de Gauss. En el mencionado histograma (Figura 4.9) se puede observar que los datos se encuentran comprendidos entre un valor máximo de 51,80 mgal y un valor mínimo de -21,52 mgal, y el mismo presenta una distribución normal.

En la tabla 4.2 se muestran las medidas de tendencia central y dispersión de los datos de Anomalía de Bouguer, con una desviación estándar de 14,70 reflejando el poco esparcimiento de los datos de la media aritmética, que se asemeja a la mediana de los datos.

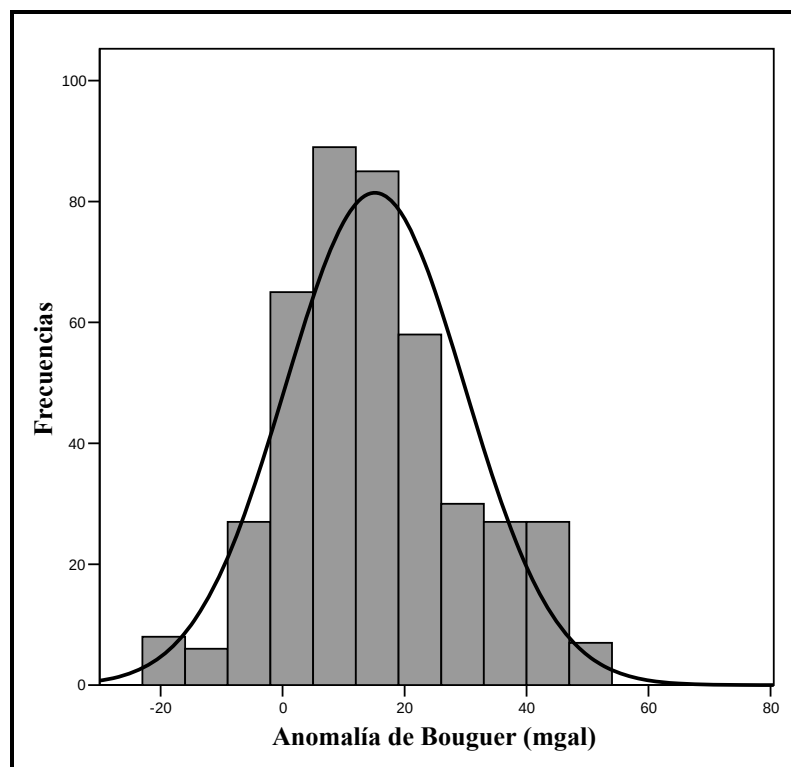


Figura 4.9. Histograma de frecuencias de los datos de Anomalia de Bouguer.

Tabla 4.2. Parámetros estadísticos de los datos de Anomalia de Bouguer.

PARÁMETROS ESTADÍSTICOS	AB (MGAL)
Número Total de Datos	539
Máximo	51,80
Mínimo	-21,52
Media	15,1553
Mediana	14,18
Moda	12,82
Desviación Estándar	14,70
Varianza	216,368

Posteriormente se construyeron los gráficos Q-Q y P-P (Figura 4.10 y 4.11) para poder verificar también la normalidad de los datos, en los cuales se observa que los mismos se distribuyen y ajustan aproximadamente a la recta de 45°, por lo que se puede decir que tienen un comportamiento normal. Además se construyó el diagrama de caja y bigotes, para poder establecer la presencia de datos fuera de rango, que

pueden representar valores atípicos. De esta representación gráfica se puede notar la simetría del conjunto de datos de Anomalía de Bouguer, y que no existen valores atípicos en la base de datos (Figura 4.12).

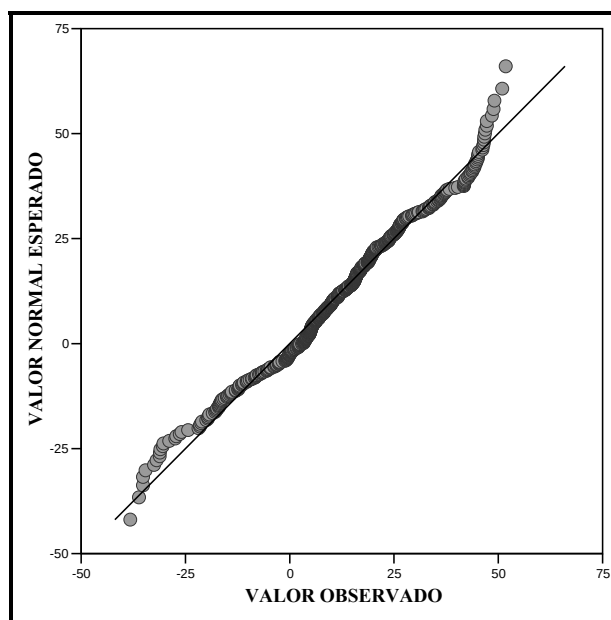


Figura 4.10. Gráfico normal Q-Q de los datos de Anomalía de Bouguer.

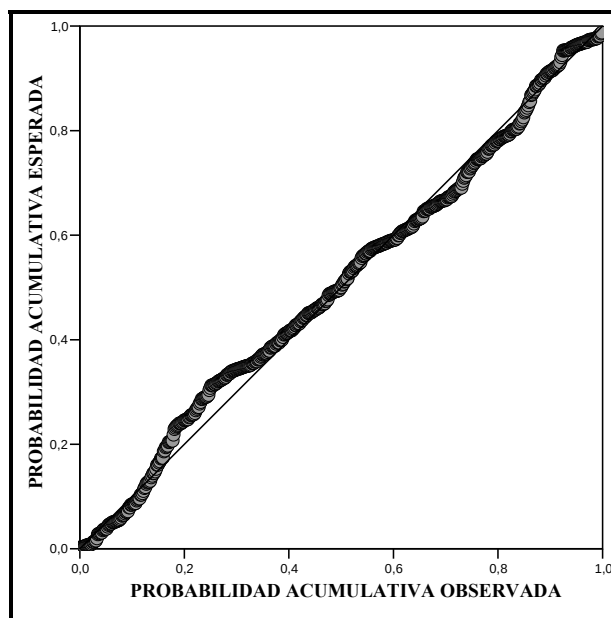


Figura 4.11. Gráfico normal P-P de los datos de Anomalía de Bouguer.

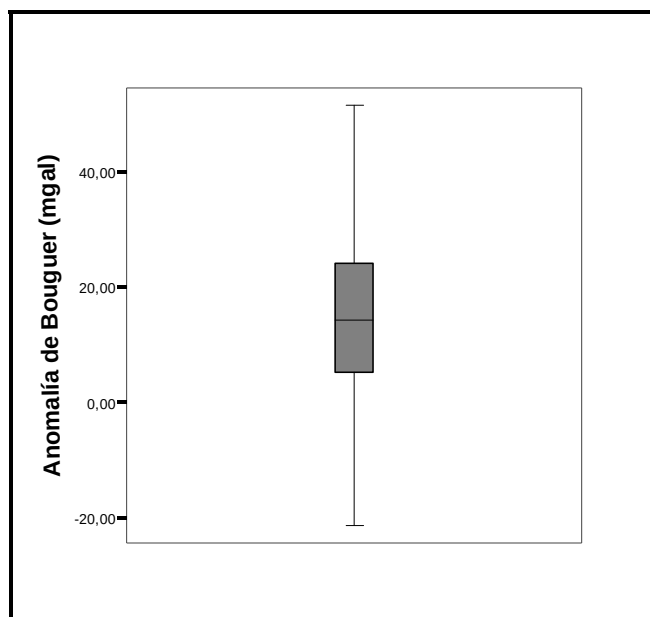


Figura 4.12. Diagrama de caja y bigotes para los datos de Anomalía de Bouguer.

Para completar el análisis estadístico se realizó el siguiente cálculo: $\mu \pm 3\delta$, con la ayuda del valor promedio (μ) y la desviación estándar (δ), por medio de una hoja de cálculo del programa *EXCEL*, todo esto para probar datos que estuvieran fuera de este intervalo, lo que no se observó en esta parte del análisis.

4.3.5 Análisis Geoestadístico de los Datos Gravimétricos

- **Variograma y Anisotropía de la Anomalía de Bouguer**

El variograma es una herramienta geoestadística muy útil en la determinación de características de variabilidad, correlación espacial y direcciones de anisotropía de algún fenómeno en estudio, éste muestra el promedio de las diferencias entre muestras separadas por una distancia cualquiera. Con ayuda del modelo del variograma, se estiman los puntos de los datos durante los cálculos de los contornos para la realización de mapas.

Los variogramas pueden ser modelados en diferentes direcciones, por tanto poseen diferentes combinaciones, siendo los modelos más comunes: esférico, exponencial, gaussiano, lineal, cuadrático, racional cuadrático y agujero-efecto. La selección del modelo y los parámetros apropiados a las características del variograma, son requisitos muy importantes usados en la interpolación geoestadística. El variograma experimental es el que se obtiene de los datos y a éste se le va ajustando el variograma teórico, para poder determinar el modelo más apropiado de ajuste.

Debido a la distribución no uniforme de los datos gravimétricos se procedió a realizar un análisis de variabilidad, por medio del programa *The R Project for Statistical Computing version 2.6.1* (Free Software Foundation Inc., 2007) y se obtuvieron los variogramas experimentales en distintas direcciones (Figura 4.13), así como el mejor modelo teórico de ajuste en la dirección de mayor variabilidad.

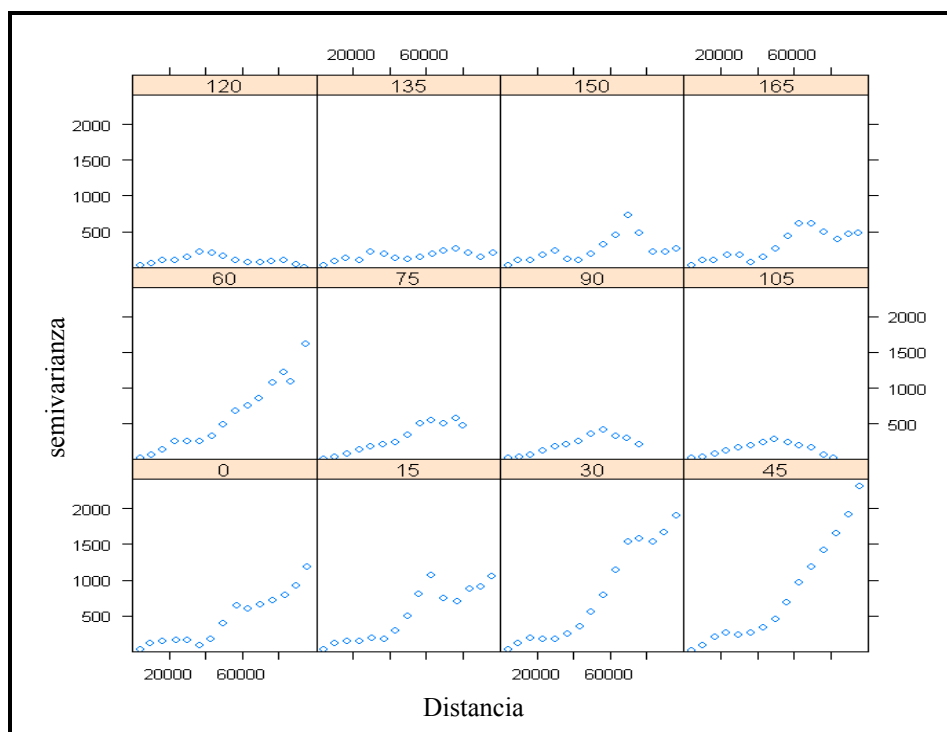


Figura 4.13. Variogramas experimentales en diferentes direcciones azimut de la Anomalia de Bouguer

De acuerdo a lo obtenido, se observa que la dirección que presenta mayor variabilidad es 45° azimuth; tomando en cuenta que la mayor continuidad debe ser perpendicular a la mayor variabilidad se tomará como dirección de menor anisotropía 135° azimuth. Por otro lado, se muestra en la Figura 4.14 el variograma teórico ajustado en la dirección máxima de anisotropía (45° azimuth), siendo el variograma gaussiano el que mejor representó el variograma experimental de los datos de Anomalía de Bouguer.

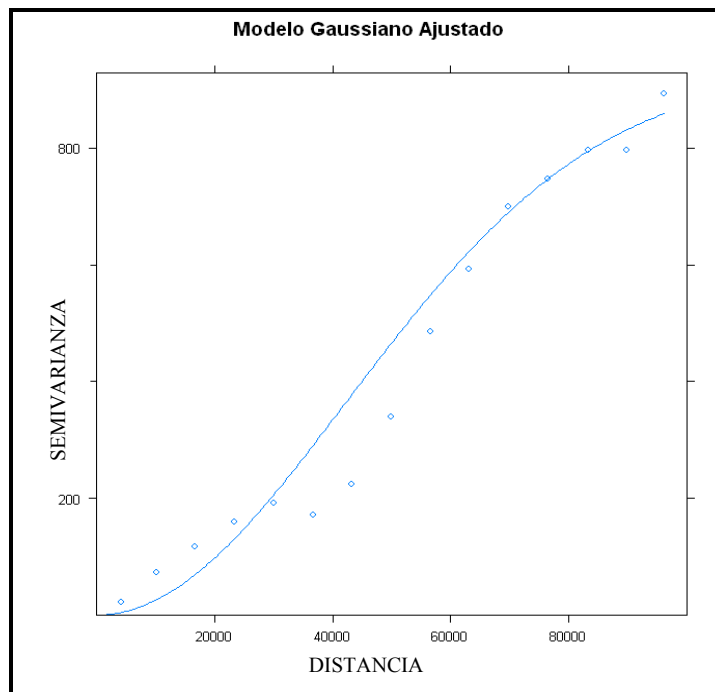


Figura 4.14. Variograma ajustado al modelo gaussiano, para los datos de Anomalía de Bouguer, en la dirección 45° azimuth (Mayor anisotropía)

- **Método de Mínima Curvatura**

El método de interpolación por mínima curvatura genera una superficie de interpolación, tal que pase por los puntos de referencia de los datos reales de manera aleatoria y que la curvatura sea mínima. (Geosoft Inc., 2006). La superficie de mínima curvatura es una de las superficies más suavizadas determinadas por el

método de interpolación, y se determina a través de iteraciones que se basan en el promedio de la distancia inversa existente entre los datos reales que se encuentra en un radio específico. Es por esto, que por medio de la extensión *montaj Gravity and Terrain Correction de Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) se realizó el mapa de Anomalías de Bouguer, utilizando la interpolación de mínima curvatura. (Figura 4.15)

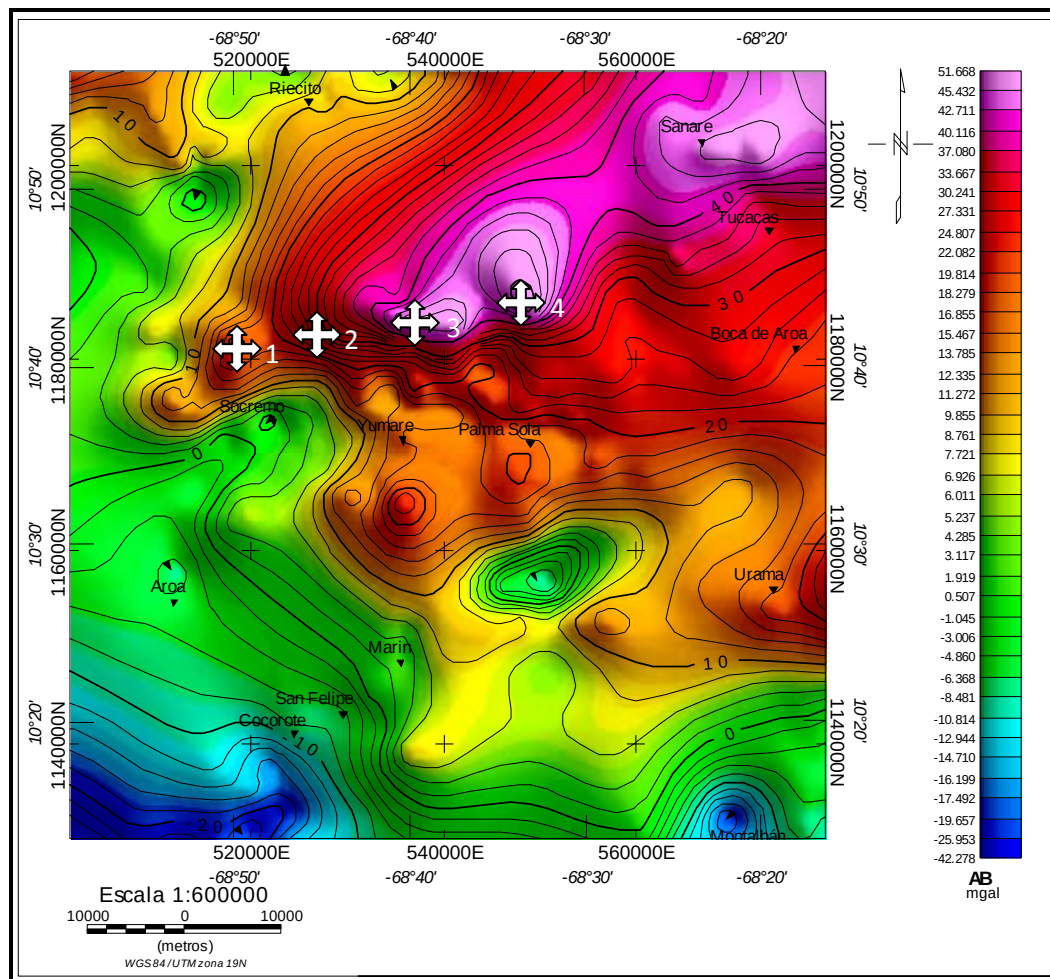


Figura 4.15. Mapa de Anomalia de Bouguer con densidad $2,37 \text{ g/cm}^3$, obtenido por el método de interpolación de mínima curvatura. (1 macizo Tarana, 2 macizo San Quintín, 3 macizo La Zurda y 4 macizo Salsipuedes)

4.3.6 Filtros Aplicados a la Anomalía de Bouguer

En todo estudio de métodos potenciales, es esencial que se realcen ciertas características importantes en los datos, dejando de lado aquellas de poco interés. De ello la necesidad de aplicar filtros a los datos para poder incrementar la visualización de aquellas anomalías objetivo de estudio, delineadas y deducidas sin importar su profundidad. Con este fin, se le aplicaron filtros a los datos de Anomalía de Bouguer, por medio de la extensión *montaj MAGMAP Filtering* del *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) y obtener así la mejor visualización de fuentes anómalas notorias.

Cabe destacar que el mapa de Anomalías de Bouguer se encuentra en el dominio del espacio, y para la aplicación de cualquier filtro es necesario pasarlo al espacio del número ondas, es por esta razón necesaria la aplicación de la transformada de Fourier en dos dimensiones al mapa. Para ello el programa sigue una serie de pasos que se explican en el Apéndice C.

- **Derivadas Verticales y Horizontales**

Al aplicar las derivadas a los datos gravimétricos, las anomalías locales, más pequeñas y superficiales tienden a acentuarse más que las características regionales, más amplias y profundas, dando como resultado un mapa más claro y exacto de los tipos de anomalías. Las anomalías profundas quedan anuladas en el mapa de derivadas, ya que las derivadas decrecen con las potencias de la profundidad de las masas. (Rosenbach, 1953). El método tiene la ventaja de que señala mejor los cambios bruscos de la gravedad y, así mismo, permite separar las anomalías gravimétricas compuestas (o sea, las debidas a la superposición de los efectos de varias masas próximas) en sus componentes separadas.

En la Figura 4.16 se observa el mapa de segundas derivadas verticales y en la Figura 4.17 el de primeras derivadas horizontales en la dirección de “Y” de los datos de Anomalía de Bouguer, realizado por medio del programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) en la aplicación *montaj MAGMAP Filtering*, el cual aplica el filtro luego de haber realizado la transformada de Fourier (Apéndice C) y llevar los datos al espacio de la frecuencia.

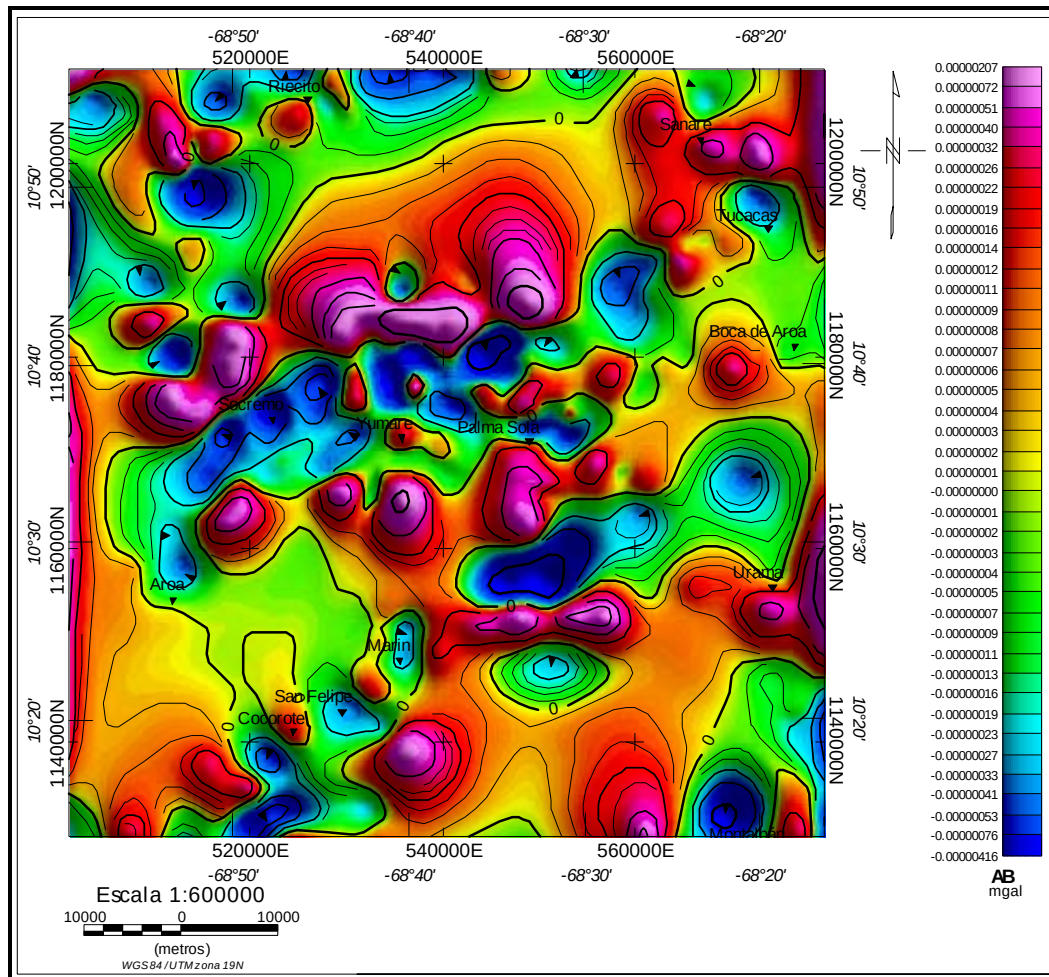


Figura 4.16. Mapa de segundas derivadas verticales de la Anomalía de Bouguer.

Es importante señalar que antes de aplicar estos filtros se realizó una continuación analítica del campo hacia arriba a 1500 m de altura, para eliminar las

altas frecuencias del ruido en el mapa en el dominio de Fourier, que son generados por la sensibilidad que presentan las derivadas al ser aplicadas.

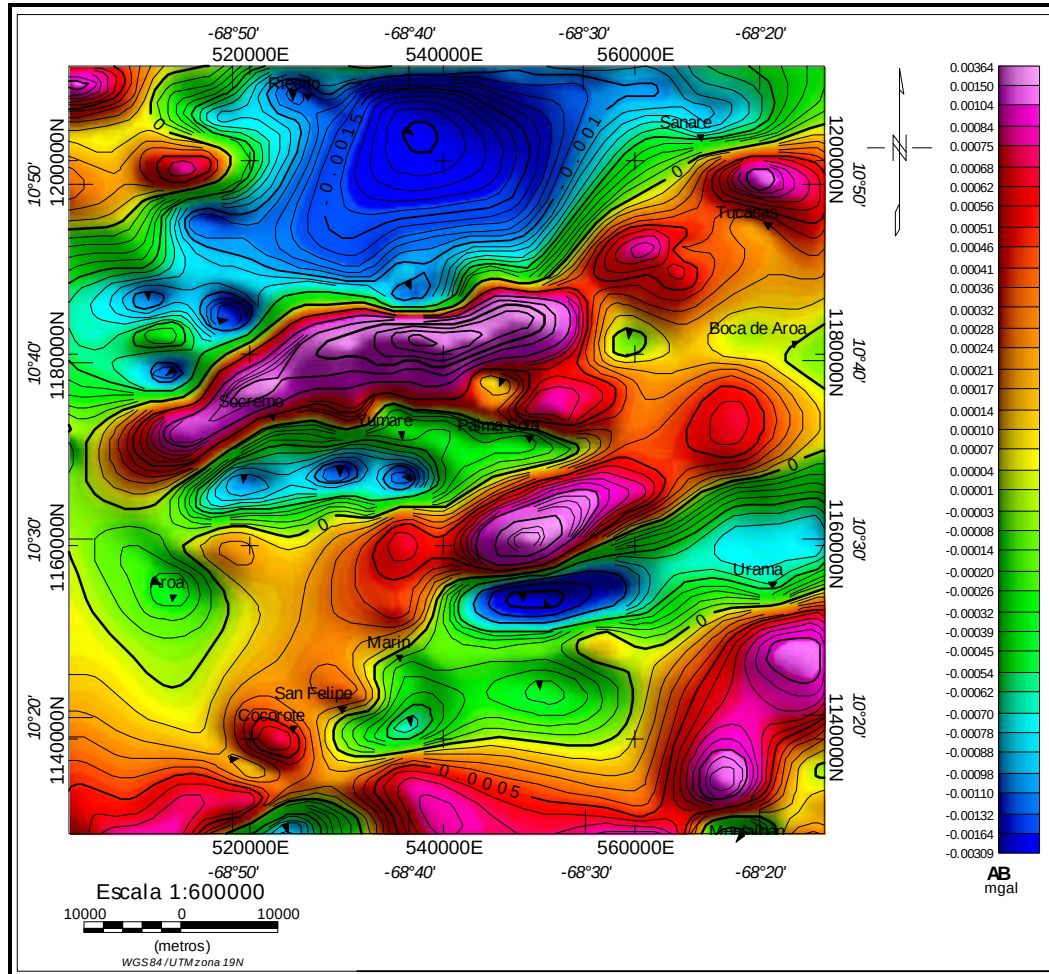


Figura 4.17. Mapa de primeras derivadas horizontales en Y de la Anomalia de Bouguer

- **Coseno Direccional**

En todo estudio gravimétrico es importante tener en cuenta la dirección que poseen algunas estructuras de gran importancia en el subsuelo. Es por esto, que con ayuda del filtro coseno direccional se pueden remover o resaltar características direccionales de un mallado. (*Geosoft Inc.*, 2007). Con ayuda del grado de esta función se puede filtrar todo lo que esté en esa dirección, resaltando las estructuras

que están fuera de esta tendencia, o se puede filtrar lo que esté fuera de esa dirección, resaltando características importantes que tienen esa orientación.

En el mapa geológico (Figura 4.1) se muestra que las estructuras geológicas objetivo en este estudio como los cuerpos ígneo-metamórficos, Graben de Aroa y Graben de Yaracuy tienen una orientación preferencial de E-O, N75°E y N60°E respectivamente, es por esta razón que se realizaron los mapas de coseno direccional de los datos gravimétricos, en estas diferentes direcciones por medio del *montaj MAGMAP Filtering* del *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) (Figuras 4.18).

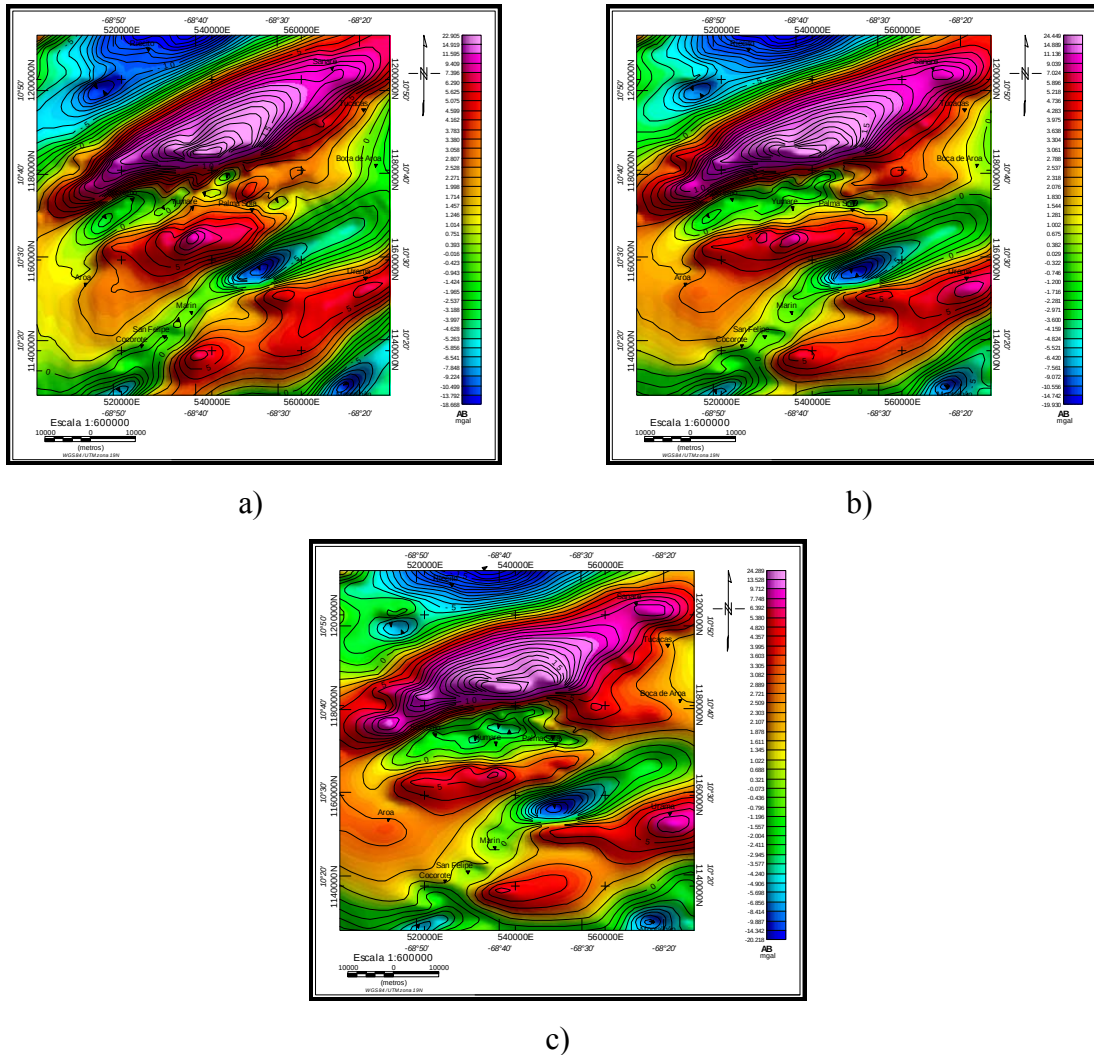


Figura 4.18. Mapa de coseno direccional de: a) N60°E, b) N75°E y c) E-O de la Anomalia de Bouguer.

El más representativo de todos los mapas de la Figura 4.18 es el E-O, que resaltó características importantes en esa dirección, mostrando una mejor expresión de los cuerpos ígneo-metamórficos y del Graben de Aroa, que son objetivo en esta investigación (Figura 4.19). Es importante resaltar que este filtro también se aplicó luego de haber realizado la transformada de Fourier, pasando los datos al dominio de la frecuencia. (Apéndice C)

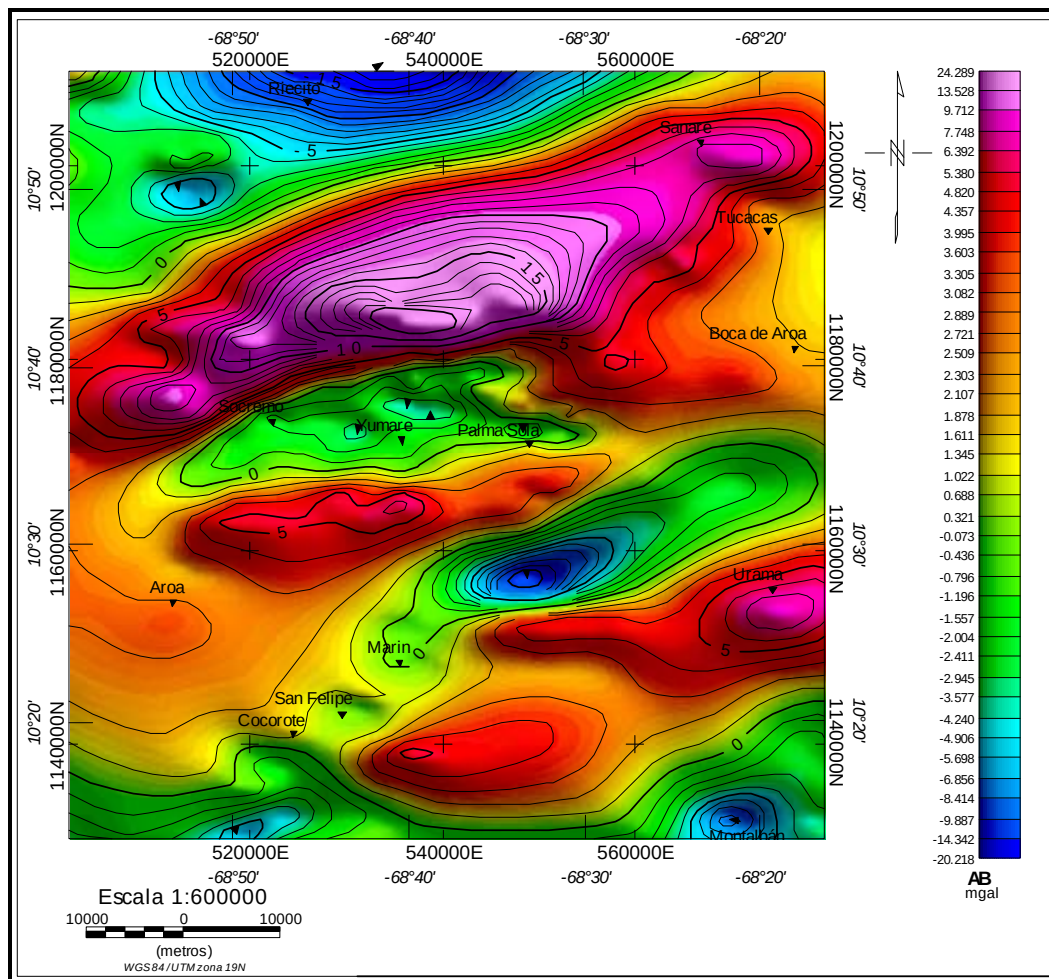


Figura 4.19. Mapa de coseno direccional de E-O de la Anomalia de Bouguer.

4.3.7. Análisis Espectral y Filtro Pasabanda de la Anomalía de Bouguer

- **Análisis Espectral**

Con ayuda de este método se puede estimar la profundidad de un cuerpo, que origina una anomalía, a partir de la respuesta de los métodos potenciales. Este análisis se realiza en el dominio de la frecuencia y permite evaluar cómo se distribuye la energía en función de la frecuencia.

La transformada de Fourier aplicada a datos gravimétricos y magnéticos, calculada por medio de un cuerpo prismático, muestra un punto máximo de la amplitud del espectro el cual es una función de la profundidad del tope y la base del cuerpo, siendo la amplitud determinada por la magnetización y densidad del cuerpo. (Bhattacharyya y Lei-Kuang, 1975). Cuando se grafica en una escala lineal la frecuencia en función del logaritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logarítmica de la energía con la frecuencia puede ser representada por una función lineal, con amplitudes decreciendo cuando se incrementa la frecuencia. Por lo tanto, la pendiente de línea recta es proporcional a la profundidad al tope del cuerpo.

Considerando un mallado, en el que se incluya varias fuentes (mallado de gran tamaño), la profundidad estadística de los topes de las fuentes podría ser determinada calculando el logaritmo del espectro (Ec. 4.7):

$$\text{Log}E_{(r)} = 4 \cdot \pi \cdot h \cdot r \quad \text{Ec. 4.7}$$

Donde h es la profundidad estimada por medio de la Ec. 4.8.

$$h = \frac{S}{4\pi} \quad \text{Ec. 4.8}$$

Siendo S la pendiente del espectro.

En la Figura 4.20 se muestra el espectro de energía promediado radialmente (*Radially Averaged Power Spectrum*), a través del programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) por medio de la aplicación *montaj MAGMAP Filtering*, que aplica esta herramienta luego de haber realizado la transformada de Fourier (Apéndice C), y tener los datos en el dominio de la frecuencia. El programa proporciona además una curva de profundidades estimadas, donde las mayores profundidades se deben a fuentes profundas y las menores a fuentes someras.

En el gráfico de análisis espectral se hallaron las pendientes con los cambios en la curva, que se atribuyen a tres posibles fuentes, una profunda, una intermedia y una somera (Apéndice F). Las profundidades de los topes de las fuentes se calcularon dividiendo entre 4π cada una de las pendientes del espectro de energía.

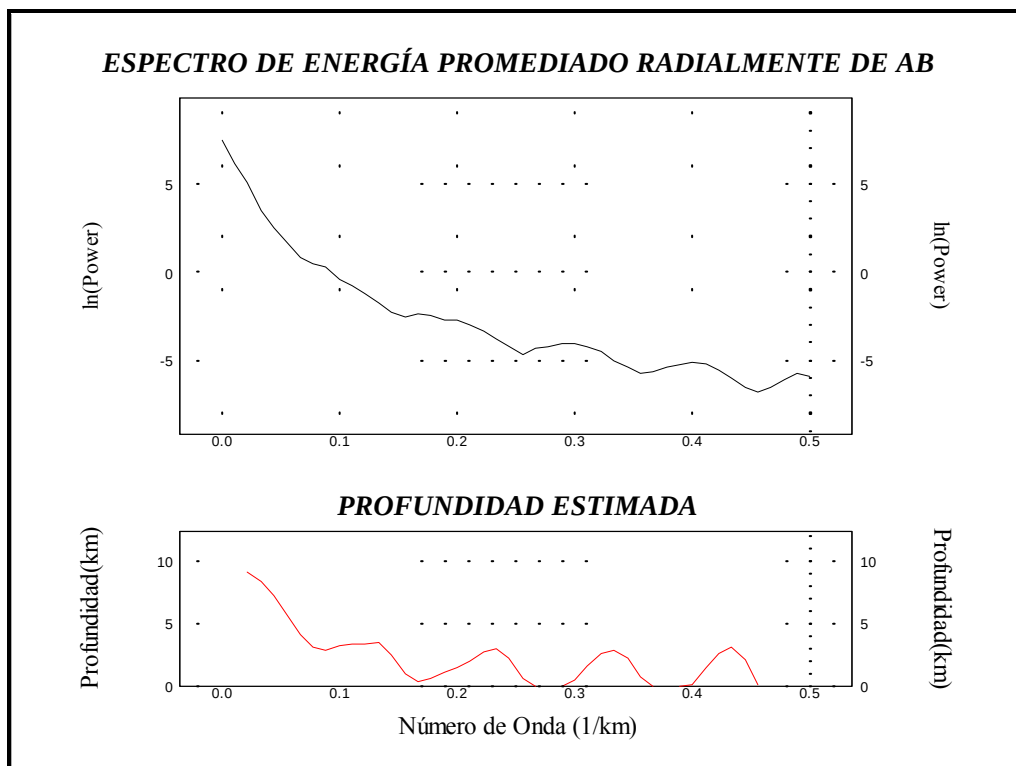


Figura 4.20. Espectro de energía promediado radialmente de la Anomalía de Bouguer

- **Filtro Pasabanda**

Unos de los errores inherentes a los datos, tales como los provenientes de las distintas correcciones, provocan un aumento del ruido en las longitudes de onda de la señal. La eliminación de este ruido se lleva a cabo mediante un filtro de longitud de onda que permite separar la señal deseada del ruido presente en ésta.

En este sentido, el filtro pasabanda se basa en un espectro de longitud de onda en función del tamaño de la fuente que provoca el campo, atenuando la señal no deseada y dejando pasar un determinado rango de frecuencia fijo o conocido, permitiendo separar en una misma función las longitudes de ondas cortas (mayormente ruidos) de las largas, por lo que combina las características de pasa bajo y pasa alto, pudiendo separar las señales deseadas de las no deseadas (ruido).

Con la extensión *montaj MAGMAP Filtering*, del *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) usando el espectro de energía interactivo y las profundidades determinadas anteriormente, se aplicó el filtro pasabanda, que realiza los efectos de las diferentes fuentes que intervienen en la señal, creando de este modo los mapas representativos de las fuentes profundas, intermedias y someras. (Figura 4.21).

4.3.8. Deconvolución de Euler de la Anomalía de Bouguer

Los datos de campo potencial pueden ser interpretados en forma de malla rápidamente, con la finalidad de estimar las profundidades y posiciones de las fuentes anómalas por deconvolución, usando la relación de homogeneidad de Euler. Además, se pueden imponer restricciones geológicas por medio del uso de un índice estructural (Reid *et al.* 1990).

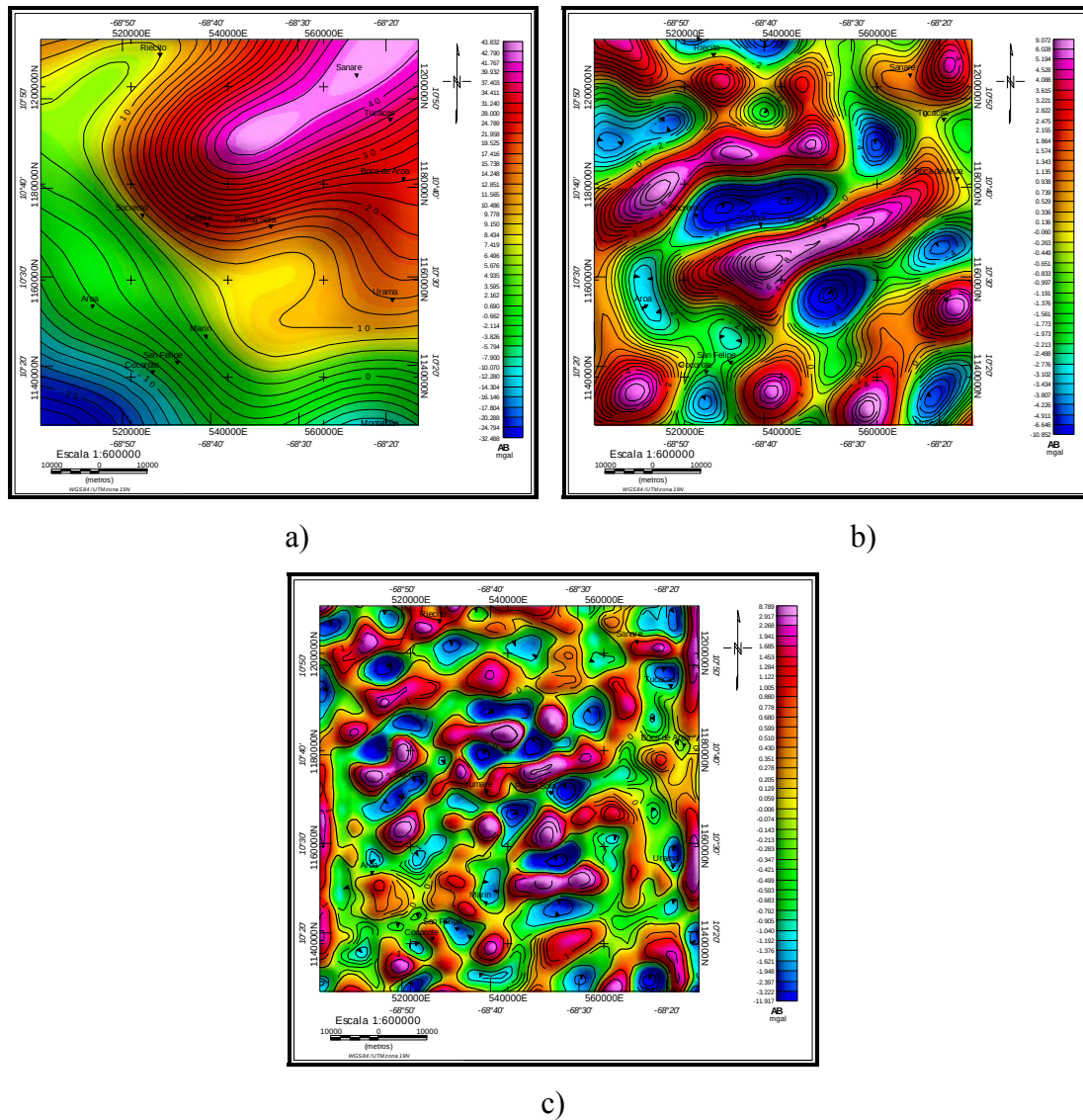


Figura 4.21. Mapa de filtro pasabanda de fuente: a) profunda, b) intermedia y c) somera de la Anomalía de Bouguer.

La deconvolución de Euler se puede aplicar a una gran variedad de situaciones geológicas y tiene la ventaja de que ningún modelo geológico es asumido, en tanto que usando un índice estructural apropiado se pueden hacer estimaciones de ubicación para una gran variedad de estructuras geológicas como fallas, contactos magnéticos, diques, intrusiones, etc. (Thompson, 1982). El mismo autor muestra que la relación de homogeneidad de Euler se puede escribir de la forma (Ec. 4.9):

$$(x - x_0) dT/dx + (y - y_0) dT/dy + (z - z_0) dT/dz = N (B - T) \quad \text{Ec. 4.9}$$

donde (x_0, y_0, z_0) es la posición de la fuente anómala cuyo campo total T es detectado en (x, y, z) , B es el campo total regional y N es el índice estructural (grado de homogeneidad). El índice estructural es una medida de la tasa de atenuación del campo con la distancia a la fuente y prevé una forma para discriminar entre geometrías de fuentes.

La elección del tamaño de la ventana de Euler, sobre la cual se calcularán las diferentes soluciones, el tamaño de celda de la malla e índice estructural de la fuente geológica de la anomalía ejercen la mayor influencia sobre la resolución de las profundidades estimadas, considerando igualmente la extensión espacial de las anomalías como factor importante. En este sentido, cada uno de los parámetros usados en el método de Euler conlleva a una incertidumbre, expresada generalmente en porcentaje, que se puede usar para descartar o no una solución resultante del proceso de inversión de Euler.

Por medio del módulo *Euler 3D* del *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) se generó el mapa de localización de las fuentes gravimétricas de la Figura 4.22, el cual fue obtenido considerando un error menor al 5% en el cálculo de las profundidades, un tamaño de la ventana de Euler igual a 10000 m y una extensión mínima de 10 m para x_0 e y_0 para controlar la extensión geográfica del conjunto de datos solución. El índice estructural usado fue 1, el cual corresponde a la forma de “*sill*”, concordante con la posible forma geológica de los cuerpos ígneo-metamórficos al norte de la población de Yumare, objetivo principal en este estudio.

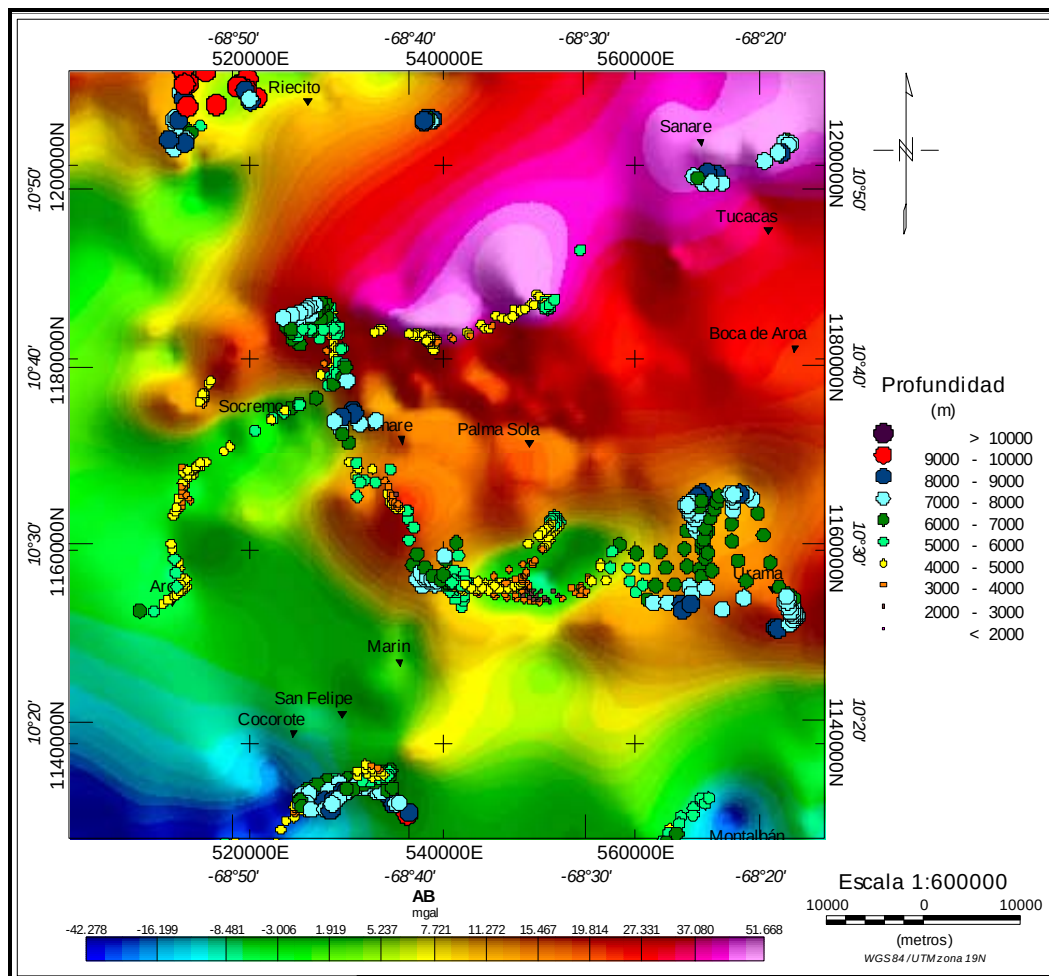


Figura 4.22. Mapa de ubicación en profundidad de las posibles fuentes gravimétricas obtenido por el método de deconvolución de Euler.

4.3.9 Separación Regional y Residual de la Anomalía de Bouguer

En todo estudio gravimétrico y magnético es necesaria la separación de efectos regionales y residuales, debido a que los mapas de Anomalía de Bouguer y de Intensidad Magnética Total contienen el efecto combinado de dos fuentes: gradientes, los cuales son anomalías de gran amplitud que reflejan la corteza terrestre, conociéndose como anomalías regionales y las distorsiones locales que son de menor amplitud y que representan anomalías del subsuelo cercanas a la superficie, conocidas como anomalías residuales (Rodríguez, 1974)

La separación regional-residual de datos puede ser realizada por distintos métodos que consisten en el ajuste de los datos a una superficie matemática. En este estudio se aplicaron los métodos de superficie de tendencia polinómica y continuación analítica del campo, realizados con la extensión *montaj MAGMAP Filtering*, del *Oasis montaj v.6.4.2 (Geosoft Inc., 2007)*.

La separación regional y residual por el método de superficie de tendencia polinómica realizado por el filtro *Trend* de la extensión mencionada anteriormente, removi6 del mapa de Anomalía de Bouguer todo el efecto residual de 1^{er}, 2^{do} y 3^{er} grado, obteniendo así los mapas regionales de cada grado polinómico (Figura 4.23). Posteriormente para la creación de los mapas residuales se sustrajo del mapa de Anomalía de Bouguer cada uno de los mapas regionales, consiguiendo así los mapas residuales de 1^{er}, 2^{do} y 3^{er} grado (Figuras 4.24).

Para poder obtener el mejor grado de polinomio que se ajuste a los datos fue necesario realizar un análisis de superficie de tendencia, calculando las superficies polinómicas de 1^{er} a 3^{er} grado, por lo que es importante la utilización de una serie de parámetros estadísticos que aseguren el buen ajuste desde un punto de vista analítico tomando en cuenta la geología. Las superficies polinómicas se calcularon por medio del programa *EXCEL* y luego por medio de las fórmulas de Bondad de Ajuste (Ec. 4.10, 4.11 y 4.12) de Davis (1973) se realizó la gráfica coeficiente de determinación vs grado del polinomio (Figura 4.25), y se tomó el de grado 3 que tiene la mejor correspondencia geológica en el área de estudio.

$$100\%.R_2 = (SS_r/SS_t) \quad \text{Ec. 4.10}$$

$$SS_r = \sum \hat{Y}^2 - ((\sum \hat{Y})^2/n) \quad \text{Ec. 4.11}$$

$$SS_r = \sum Y^2 - ((\sum Y)^2/n) \quad \text{Ec. 4.12}$$

Por el resultado obtenido en la gráfica de bondad de ajuste se determinó que la superficie que mejor se ajusta a los datos de Bouguer es el polinomio de grado 3 concordando con las características geológicas de la zona de estudio. En la Figura 4.26 se observa el mapa regional de Anomalia de Bouguer de grado 3 y en la Figura 4.27 el mapa residual de Anomalia de Bouguer del mismo grado, con el método de superficie de tendencia polinómica.

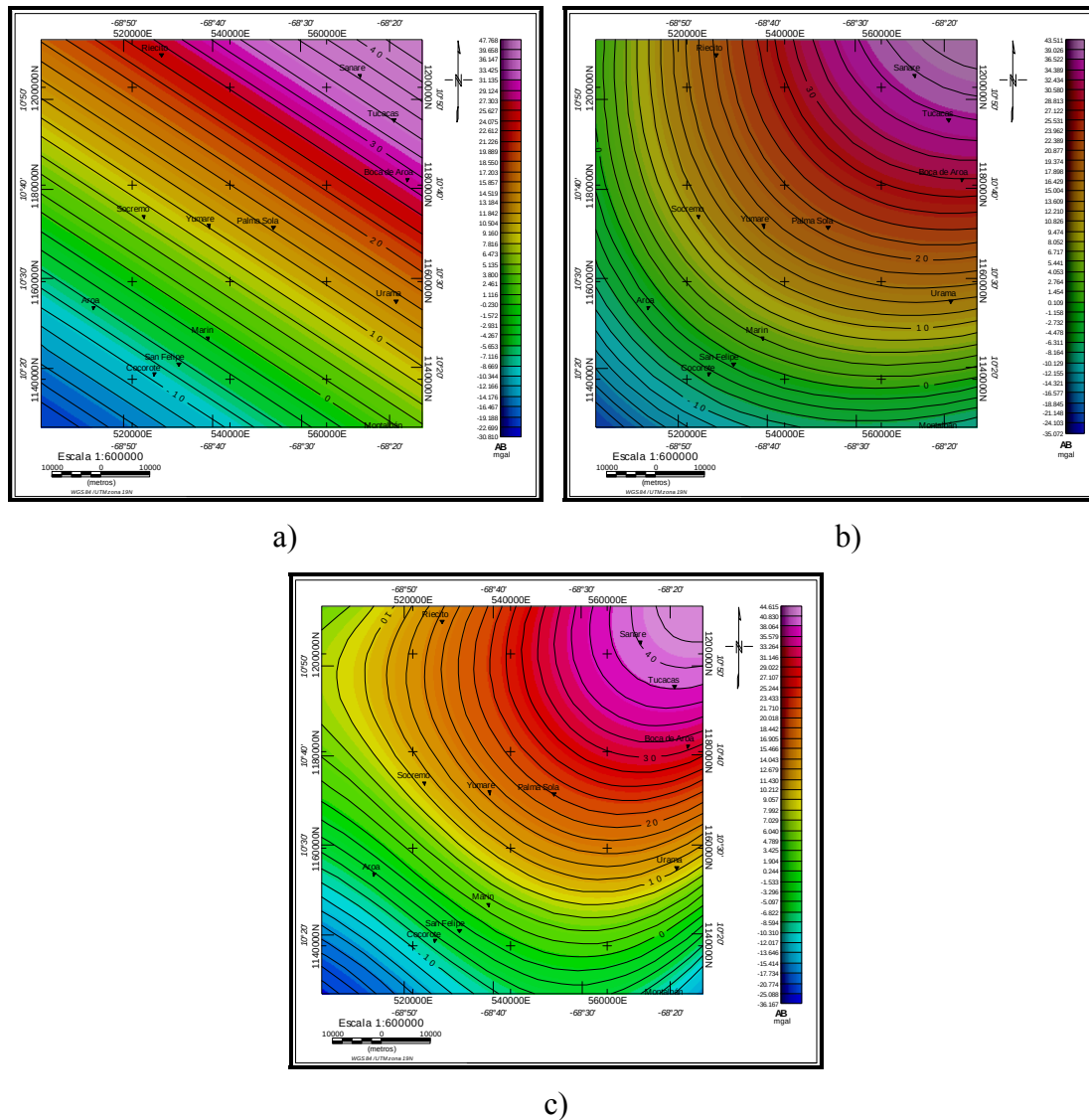
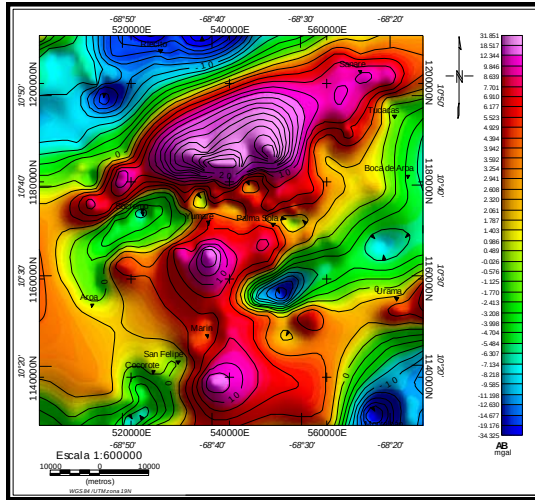
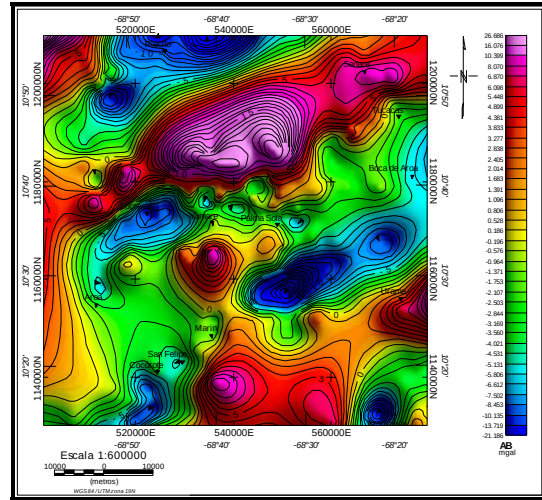


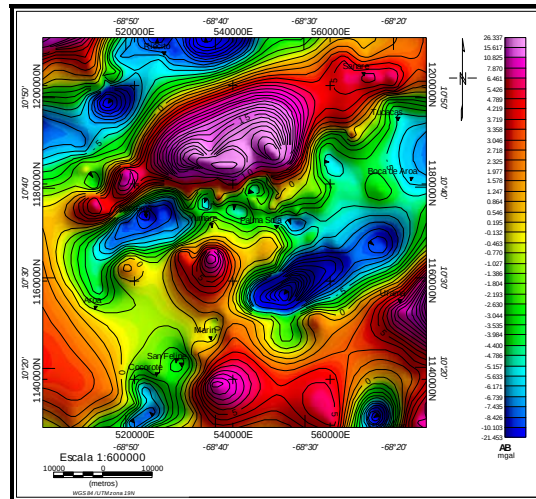
Figura 4.23. Mapa regional de Anomalia de Bouguer realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3



a)



b)



c)

Figura 4.24. Mapa residual de Anomalia de Bouguer realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3.

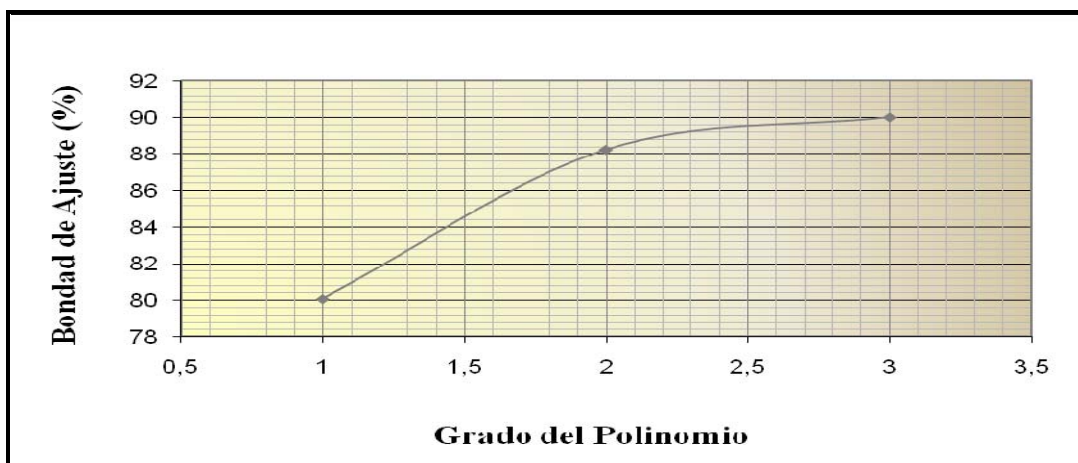


Figura 4.25. Gráfica coeficiente de determinación vs grado del polinomio para los datos de Anomalía de Bouguer.

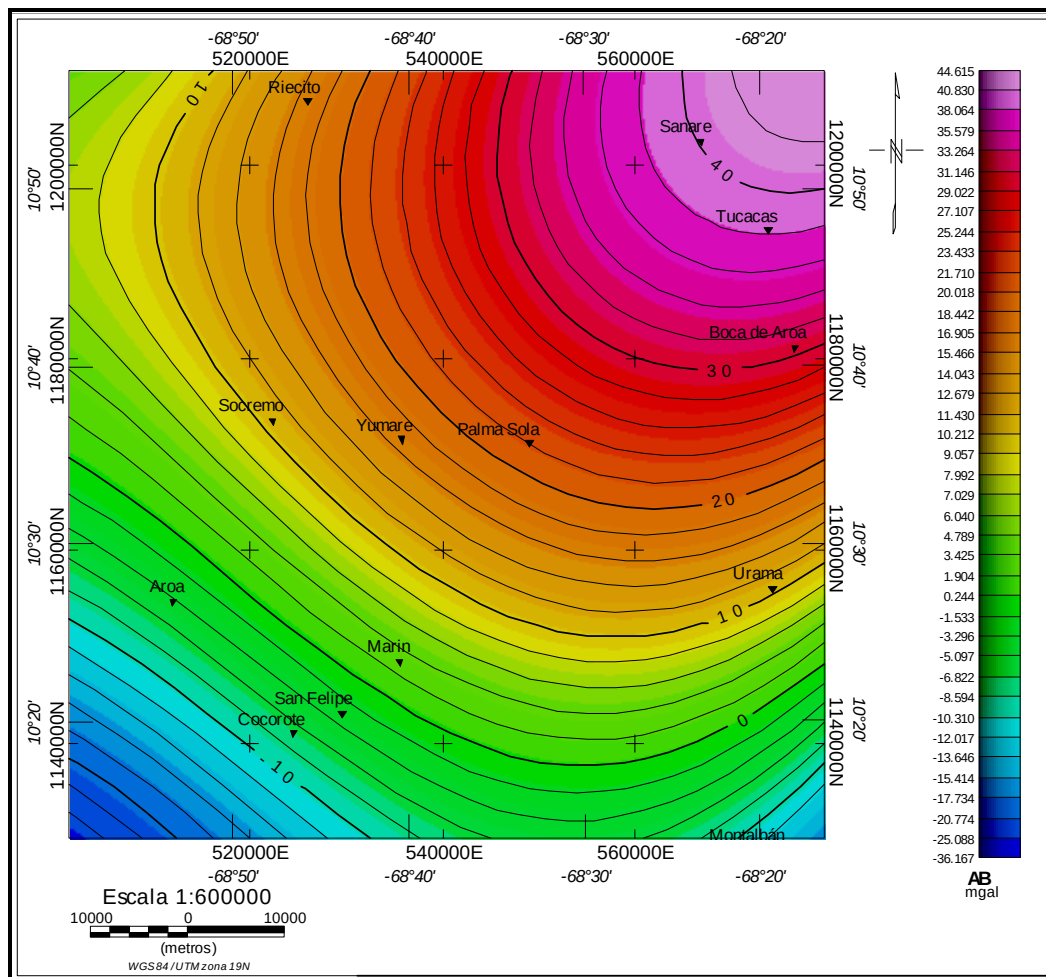


Figura 4.26. Mapa regional de Anomalía de Bouguer realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3.

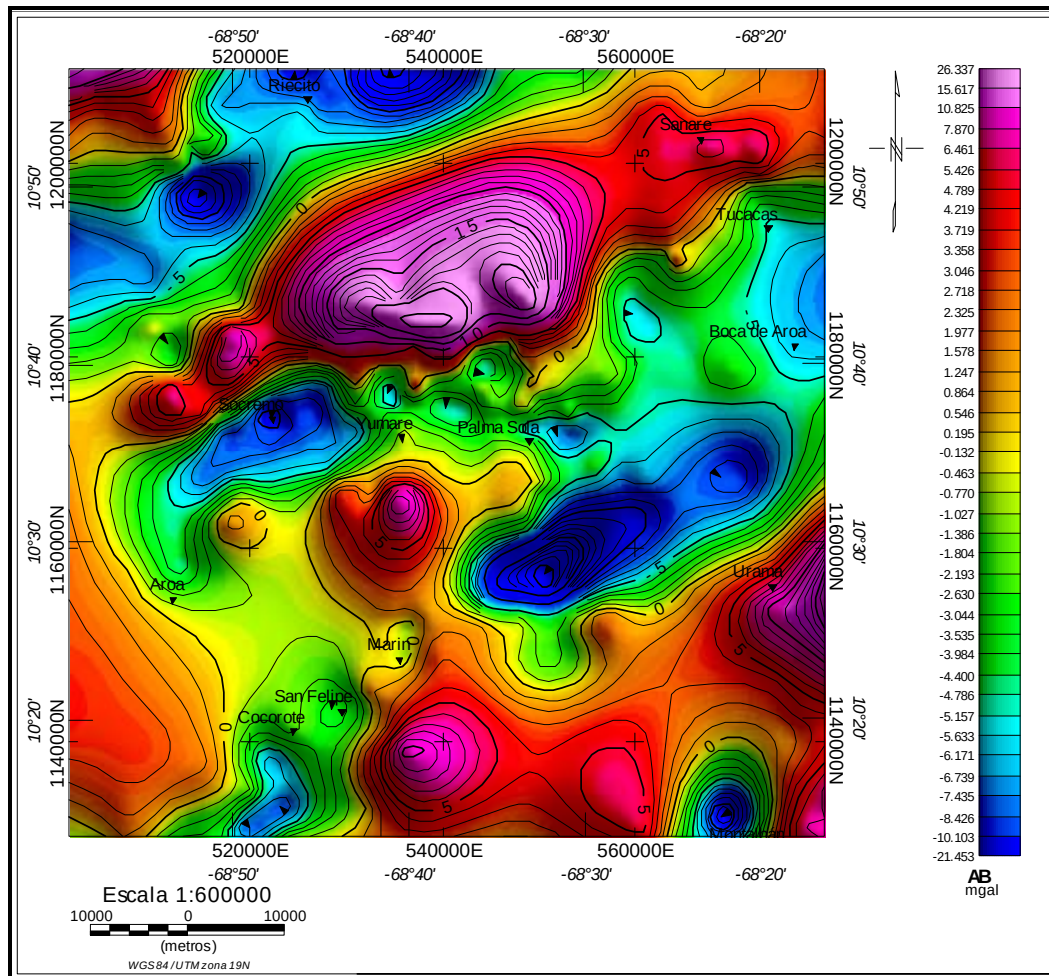


Figura 4.27. Mapa residual de Anomalia de Bouguer realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3.

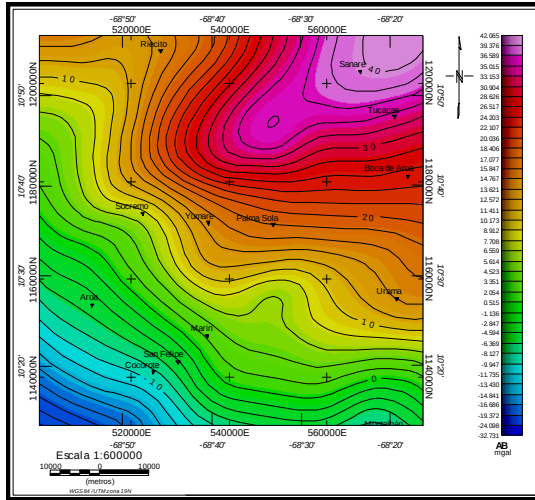
Con la continuación analítica del campo es posible estimar valores del campo en otro plano que se encuentre más arriba o más abajo del original. Aplicando a las mediciones la continuación hacia arriba se suaviza la respuesta, obteniéndose así un mapa regional. La continuación del campo hacia arriba hasta diferentes alturas es usada para caracterizar la forma de las anomalías, por tanto si se tiene una continuación hacia arriba a una distancia específica y es similar a otro mapa con una altura diferente, se puede decir que los mapas corresponden a una anomalía de la misma fuente. A partir de una cierta distancia los mapas de continuación realizados para diferentes alturas deberían ser similares, por lo tanto a partir de esta distancia se

considera que los mapas no aportarán ninguna información importante adicional o considerable.

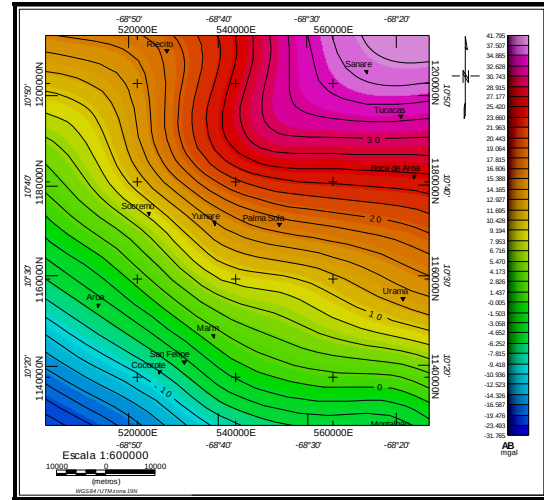
Para aplicar el método de continuación analítica hacia arriba y obtener el mapa regional de los datos, se utilizó el programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) a través de la aplicación *montaj MAGMAP Filtering*. El programa emplea este filtro luego de aplicar a los datos la transformada de Fourier (Apéndice C), para pasar los valores al dominio de la frecuencia.

A los datos se les aplicó continuación analítica hacia arriba a diferentes alturas (5000, 8000, 10000 y 20000 m) (Figura 4.28), para poder observar cual es la altura apropiada en donde las altas frecuencias son removidas, obteniendo así el más suavizado y reconocerlo como regional. Posteriormente para calcular los mapas residuales, se restaron los valores de los mapas regionales hallados anteriormente a los valores de Anomalía de Bouguer, a través de una aplicación del *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) que permite restar dos mallados (Figura 4.29).

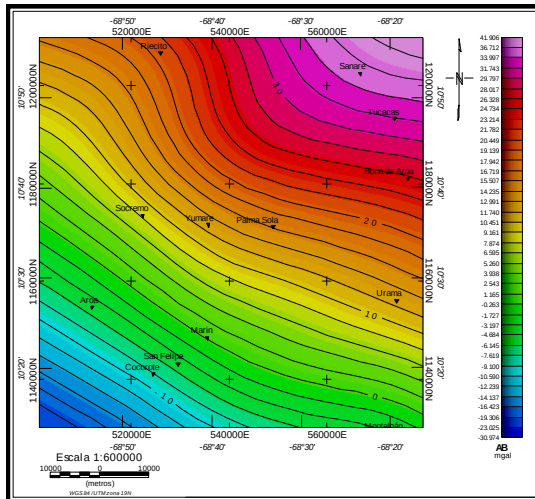
Para finalizar, se observaron los mapas regionales y residuales, tomando los que mejor presentaron estos efectos, los cuales fueron los de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba. (Figuras 4.30 y 4.31)



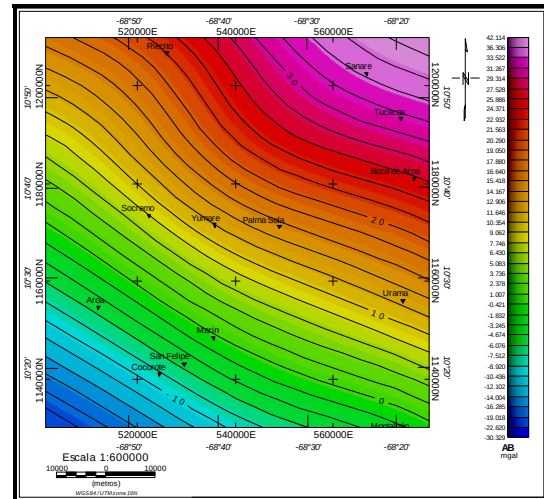
a)



b)

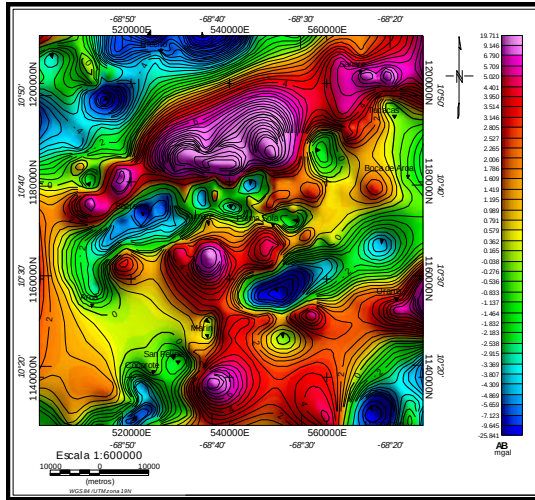


c)

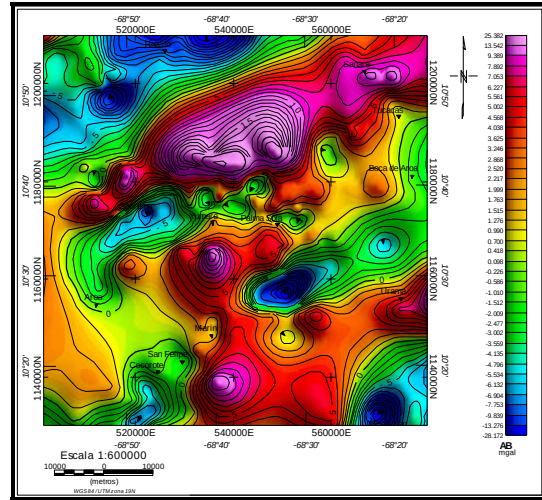


d)

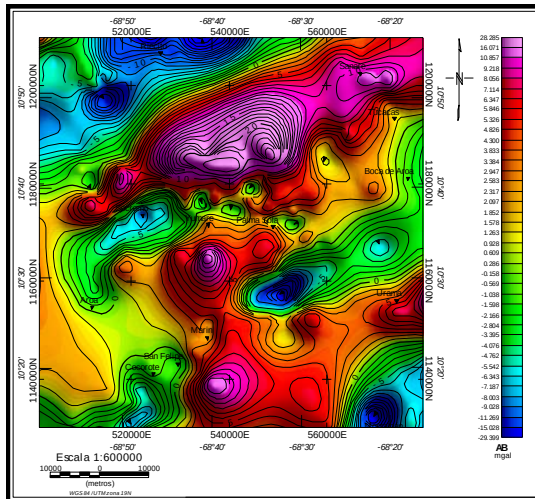
Figura 4.28. Mapa regional de Anomalia de Bouguer realizado por el método de continuación analítica del campo de: a) 5000 m, b) 10000 m, c) 15000 m y d) 20000 m hacia arriba.



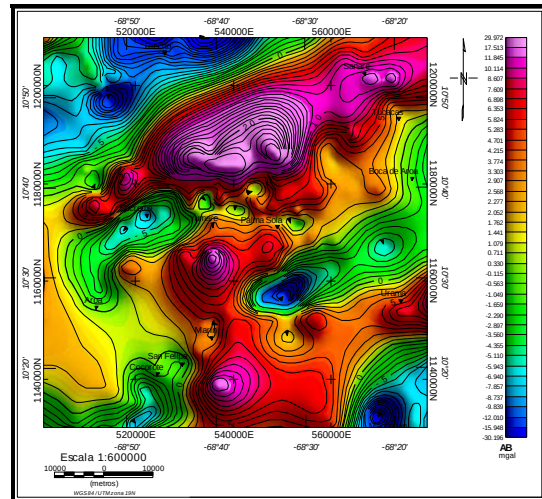
a)



b)



c)



d)

Figura 4.29. Mapa regional de Anomalia 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.

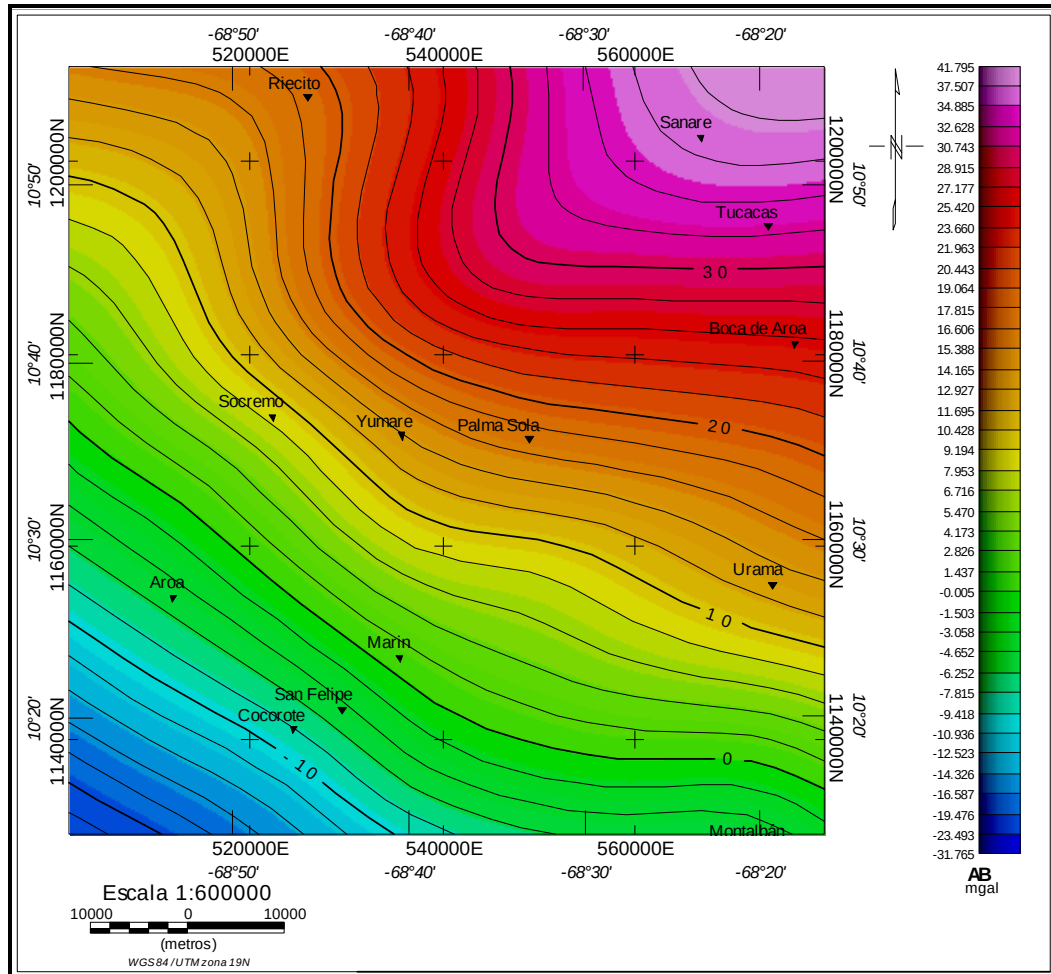


Figura 4.30. Mapa regional de Anomalia de Bouguer realizado por el método de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba.

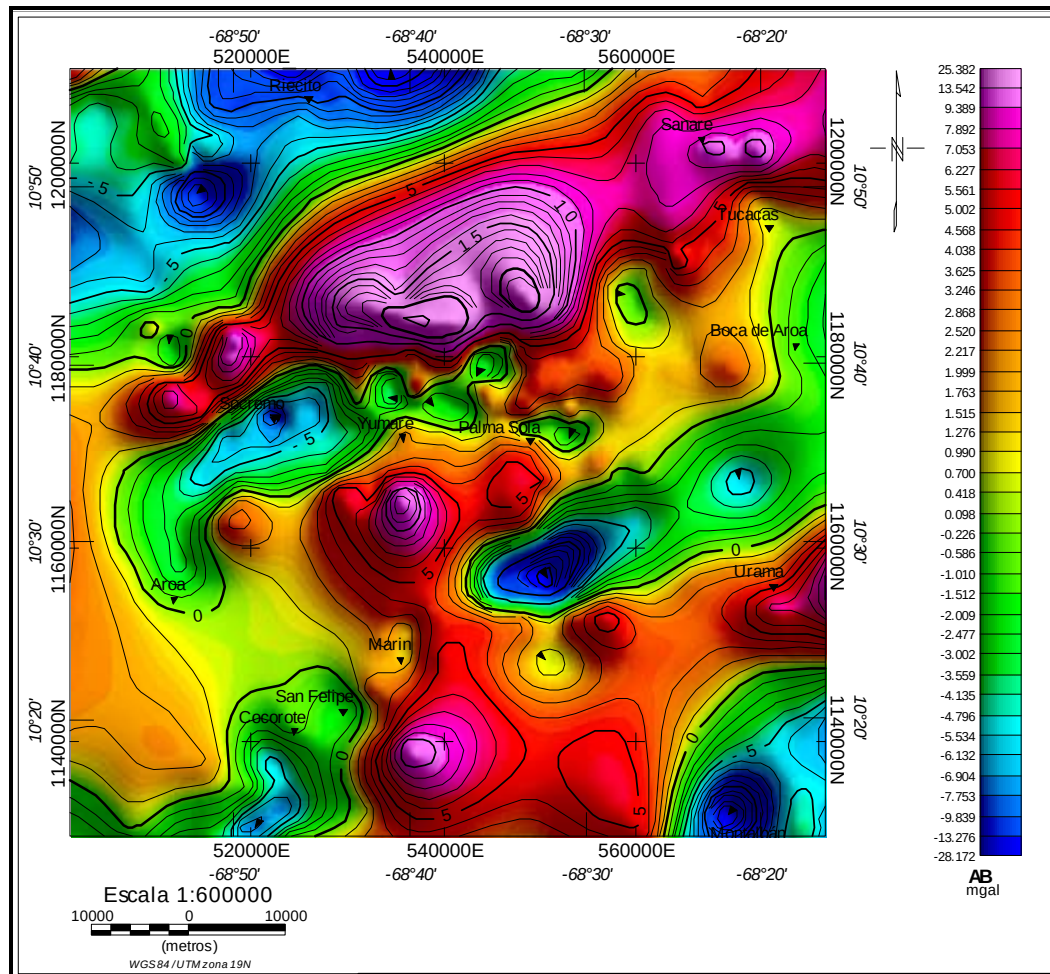


Figura 4.31. Mapa residual de Anomalia de Bouguer realizado por el método de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba.

4.4 Procesamiento de Datos Aeromagnéticos

En el procesamiento de datos aeromagnéticos, se procedió en primer lugar a revisar toda la base de datos del Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela (Escuela de Geología, Minas y Geofísica). Se realizó un análisis exhaustivo para poder dar comienzo al primer paso del procesamiento de magnetometría. Estos datos abarcan en coordenadas UTM, desde 1130000 hasta 1210000 norte y desde 500000 a 580000 este, y fueron adquiridos a una altura de vuelo de 500 m y 2000 m sobre el nivel del mar (s.n.m.), entre los años 1959 y 1961 por la empresa *Hunting Survey Geology and Geophysics Ltd.* para la búsqueda de nuevos yacimientos minerales. Se tiene un total de 7720 datos a una altura de 500 m s.n.m. y 16010 a 2000 m s.n.m. y los mismos pueden ser observados en la Figura 4.32, los cuales también fueron digitalizados con el programa *ArcGIS Desktop v.9.1* (ESRI Inc., 2005).

4.4.1 Análisis Estadístico de los Datos Aeromagnéticos

A los datos aeromagnéticos se les realizó un análisis estadístico, ya que éste permite la recopilación, organización, presentación, análisis e interpretación de un conjunto de datos naturales. Se realizaron histogramas de frecuencia, gráficos Q-Q y P-P, diagramas de cajas y bigotes y cálculo de parámetros estadísticos a los datos aeromagnéticos, para poder confirmar el comportamiento normal de la población; todo esto a través del programa *Statistical Package for Social Science versión 12.0* (SPSS Inc., 2003).

Debido a que se tienen datos aeromagnéticos a diferentes alturas, el análisis se dividió en dos partes: los datos a una altura de 500 m s.n.m. y los de altura de 2000 m s.n.m. A continuación se muestran los histogramas de frecuencia para los datos a una altura de 500 m s.n.m. (Figura 4.33) y para los datos a una altura de 2000 m s.n.m. (Figura 4.34)

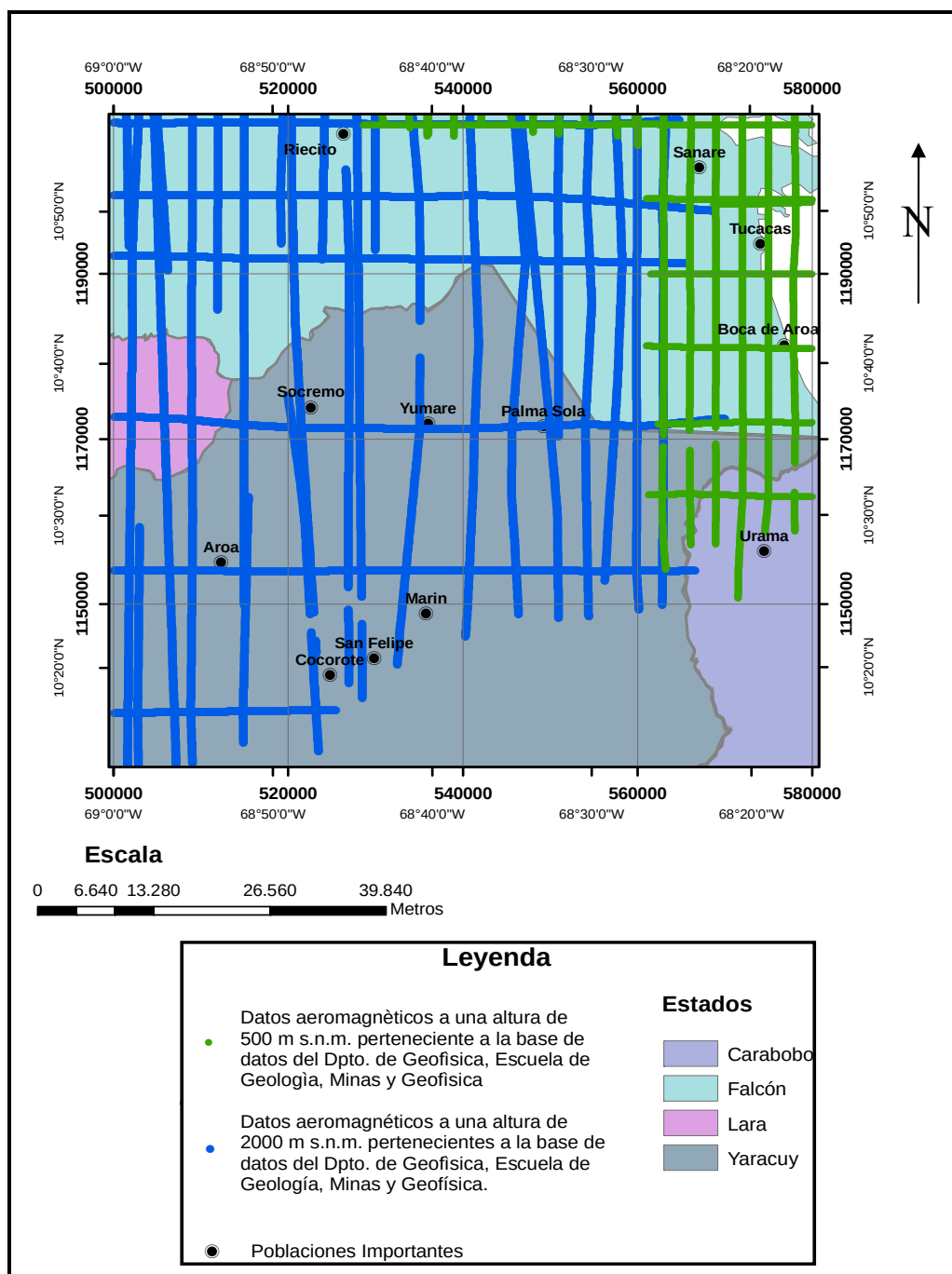


Figura 4.32. Ubicación de las Estaciones aeromagnéticas.

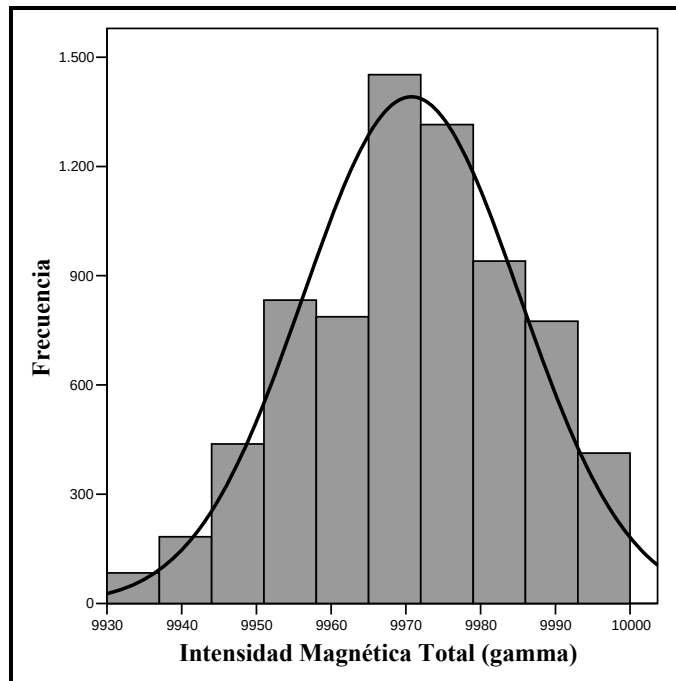


Figura 4.33. Histograma de frecuencias de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m.

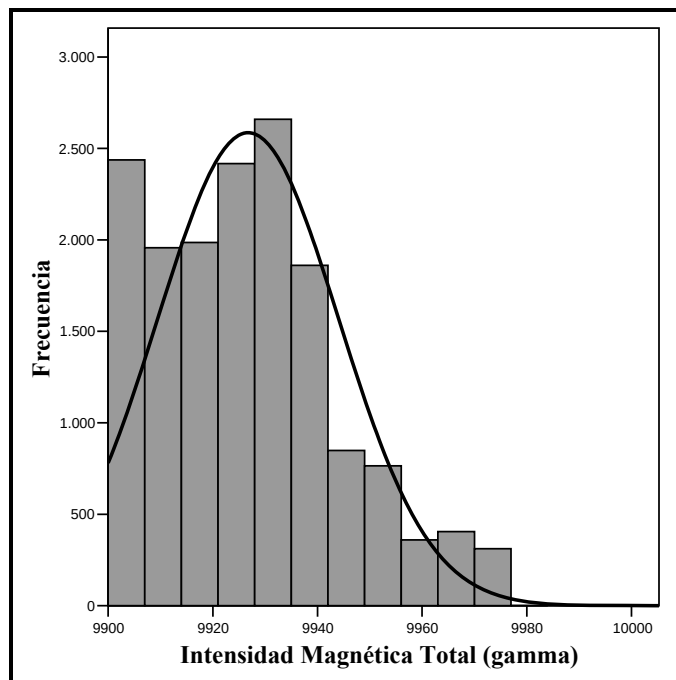


Figura 4.34. Histograma de frecuencias de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

De cada una de las poblaciones se calcularon las medidas de tendencia central y dispersión, las cuales se listan en la tabla 4.3.

Tabla 4.3. Parámetros estadísticos de los datos de Intensidad Magnética Total.

PARÁMETROS ESTADÍSTICOS	IMT A 500 M S.N.M (GAMMA)	IMT A 2000 M S.N.M (GAMMA)
Número Total de Datos	7220	16010
Máximo	9999,93	9999,94
Mínimo	9932,42	9900
Media	9970,7394	9926,7524
Mediana	9971,3050	9926
Moda	9975,36	9973,99
Desviación Estándar	14,49215	17,28856
Varianza	210,022	298,894

De la tabla 4.3 se tiene que la desviación estándar no es alta para los datos a una altura de 2000 y 500 m s.n.m., por tanto se puede decir que los datos no se encuentran tan dispersos; además se muestra que la media y mediana para cada uno de los conjuntos de datos es similar.

Al observar ambos histogramas (Figura 4.33 y 4.34) se destaca el posible comportamiento normal de los datos a diferentes alturas, por lo tanto se realizaron los gráficos Q-Q y P-P para cada una de las poblaciones, y poder estimar la desviación en la normalidad. (Figura 4.35 y 4.36)

Para determinar la existencia de valores fuera de rango en la población, se realizan diagramas de caja para ambas poblaciones de datos. (Figura 4.37 y 4.38), en los que se observa una buena simetría de los datos de 500 m de altura s.n.m., mientras que para los de 2000 m de altura s.n.m. la simetría se ve afectada por la mayor cantidad de datos existente de bajos valores de IMT.

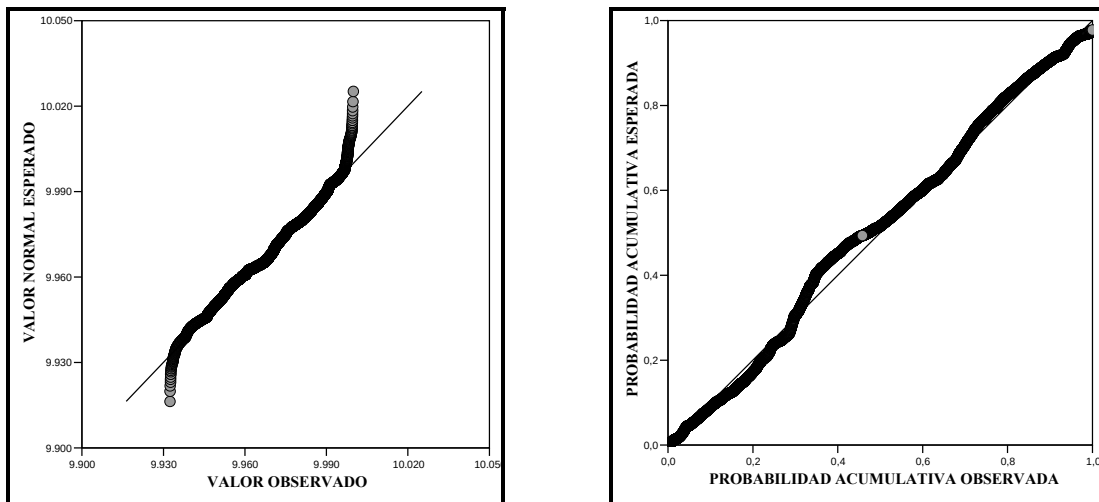


Figura 4.35. Gráficos normales Q-Q y P-P de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m.

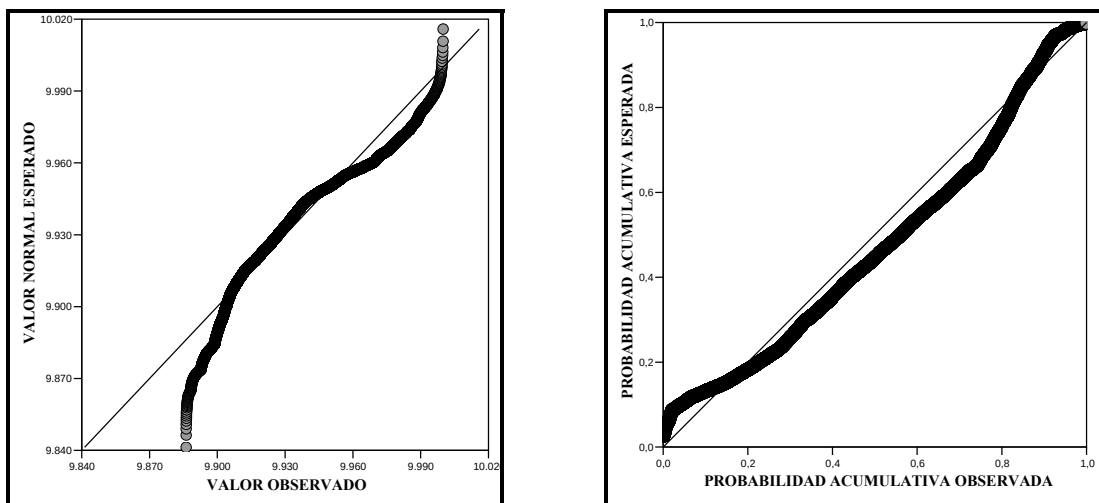


Figura 4.36. Gráficos normales Q-Q y P-P de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

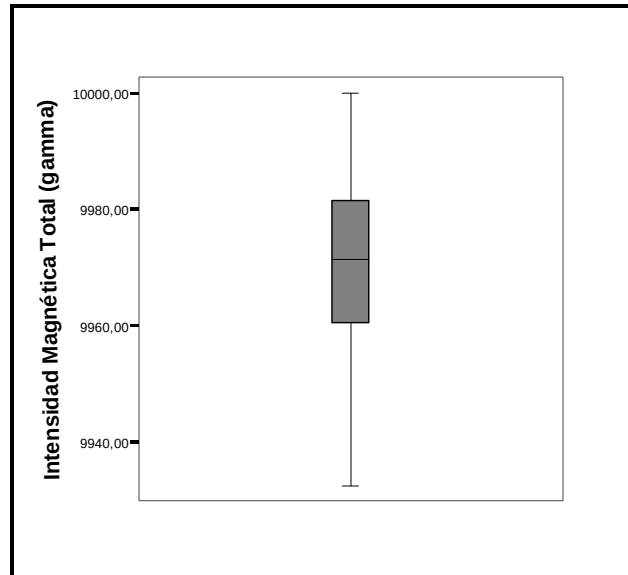


Figura 4.37. Gráfico de caja y bigotes de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m.

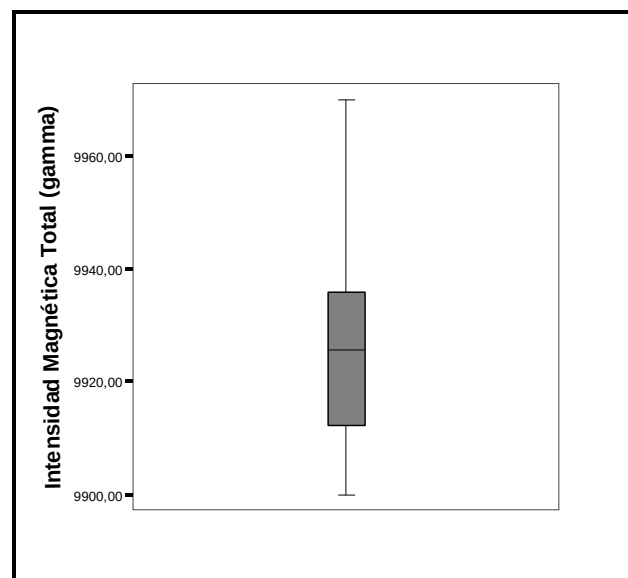


Figura 4.38. Gráfico de caja y bigotes de los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

Para completar el análisis estadístico se realizó el siguiente cálculo: $\mu \pm 3\delta$, con la ayuda del valor promedio (μ) y la desviación estándar (δ), por medio de una hoja de cálculo del programa *EXCEL*, todo esto para probar datos que estuvieran fuera de este intervalo, lo que no se observó en esta parte del análisis.

4.4.2 Análisis Geoestadístico de los Datos Aeromagnéticos

Se aplicó a los datos aeromagnéticos un análisis geoestadístico, para determinar la dirección de la variabilidad de los datos en el espacio, todo esto por medio de variogramas.

- **Variograma y Anisotropía de Intensidad Magnética Total**

Esta es una herramienta que permite analizar el comportamiento espacial de los datos en diferentes direcciones sobre un área definida, y fue determinado a partir del programa *The R Project for Statistical Computing version 2.6.1 (Free Software Foundation Inc., 2007)* tanto para los datos aeromagnéticos de 500 m s.n.m. (Figura 4.39) como para los de 2000 m s.n.m. (Figura 4.40), y obtener la dirección de mayor variabilidad en cada uno de los casos.

Los datos a 2000 m y a 500 m de altura s.n.m. tienen su máxima anisotropía en la dirección 165° azimuth, mientras que la de mayor continuidad es 75° azimuth, siendo éstas perpendiculares. Además se realizó el ajuste del modelo teórico al variograma experimental para cada uno de los datos en la dirección de máxima anisotropía, siendo el modelo esférico el que mejor representó los datos de Intensidad Magnética Total a 2000 y 500 m s.n.m. (Figuras 4.41 y 4.42).

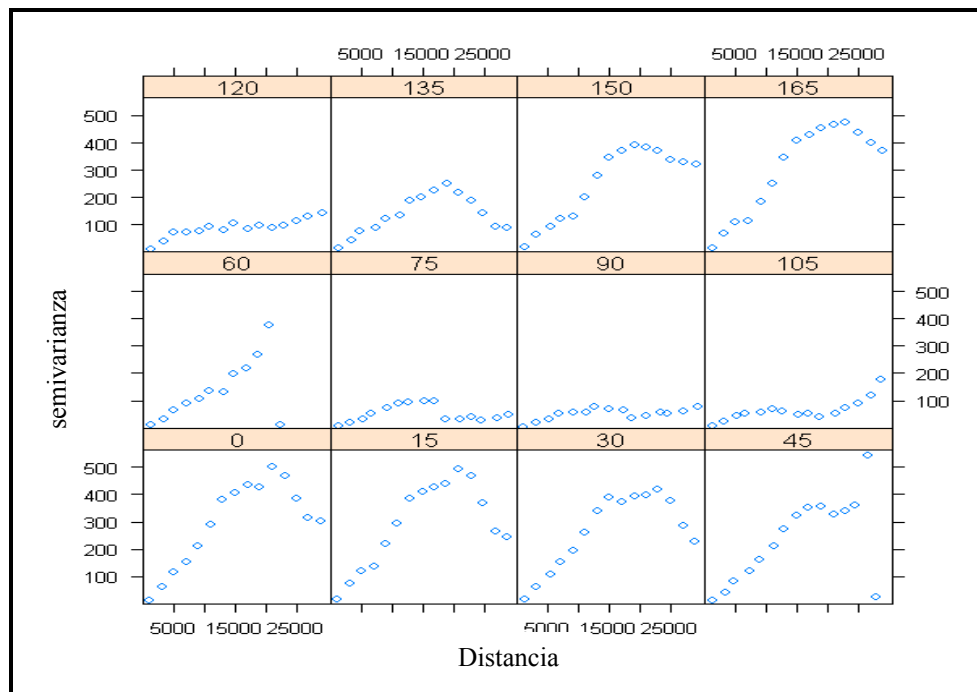


Figura 4.39. Variogramas experimentales en diferentes direcciones azimut de la Intensidad Magnética
Total a una altura de 500 m s.n.m.

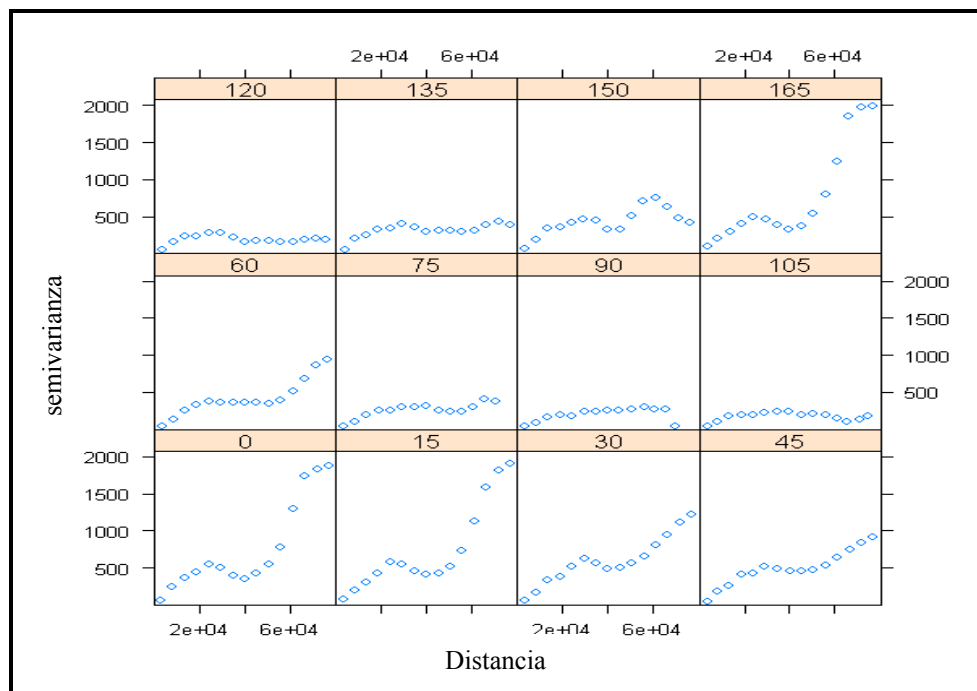


Figura 4.40. Variogramas experimentales en diferentes direcciones azimut de la Intensidad Magnética
Total a una altura de 2000 m s.n.m.

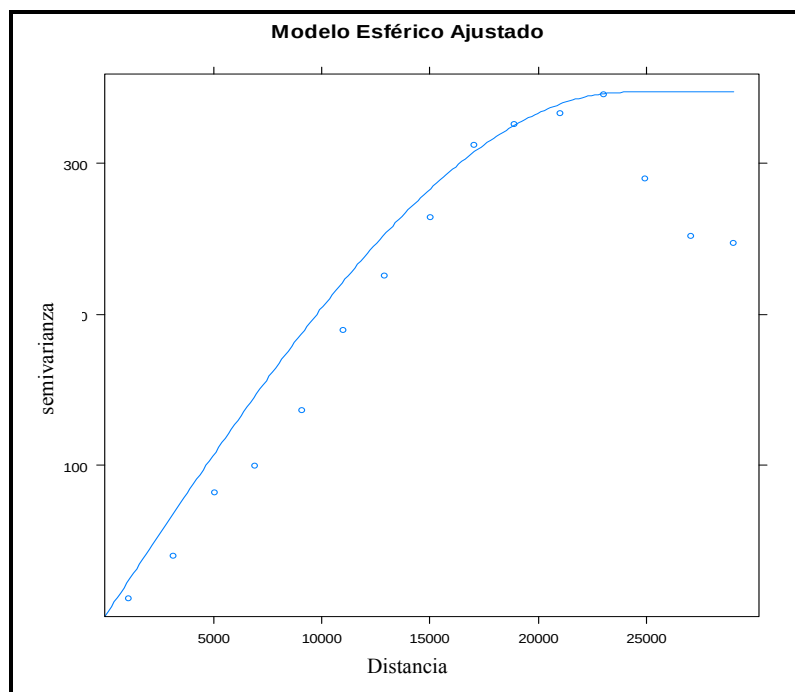


Figura 4.41. Variograma ajustado al modelo esférico, para los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 500 m s.n.m., en la dirección 165° azimuth (Mayor anisotropía)

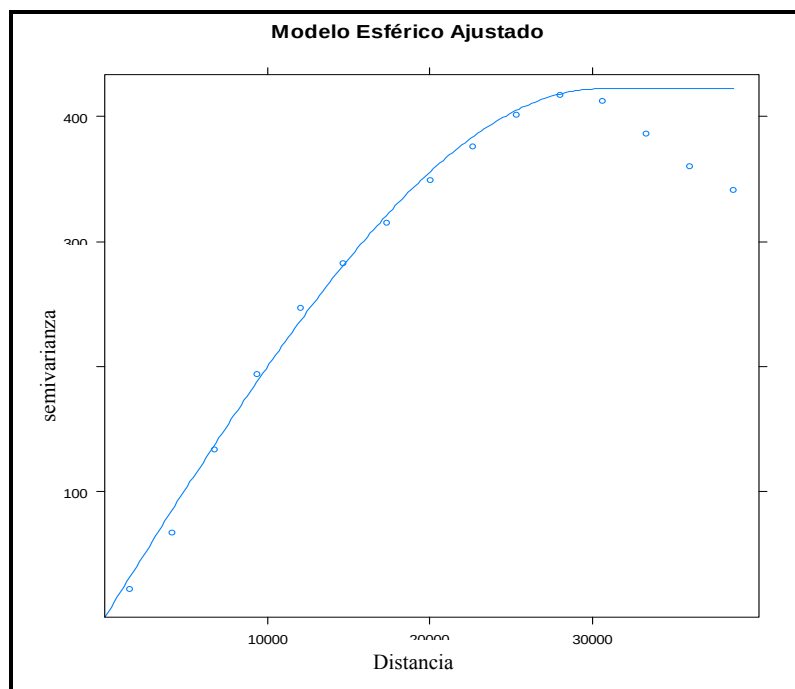


Figura 4.42. Variograma ajustado al modelo esférico, para los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m., en la dirección 165° azimuth (Mayor anisotropía)

- **Mínima Curvatura**

Los mapas de Intensidad Magnética Total para los datos a una altura de 500 m y 2000 m s.n.m., se realizaron a través de la interpolación por el método de mínima curvatura, con el programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) mediante la aplicación *montaj Gravity and Terrain Correction*.

4.4.3 Filtros Aplicados a la Intensidad Magnética Total

Así como en los datos gravimétricos es importante que se realcen ciertas características importantes en los datos aeromagnéticos, destacando aquellas características de interés. Es por esta razón que se le aplicaron filtros a los datos magnéticos a través del programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) por la aplicación *montaj MAGMAP Filtering*, que se explican a continuación:

- **Continuación Analítica del Campo**

Una vez conocido el procedimiento de continuación analítica hacia arriba explicado en el procesamiento gravimétrico, se procedió a realizar el mismo, el cual aplica en primer lugar la transformada de Fourier a los datos, llevándolos al dominio de la frecuencia (Apéndice C). Se realizó la continuidad analítica hacia arriba de los datos aeromagnéticos tomados a 500 m de altura s.n.m. llevando éstos a 2000 m de altura s.n.m., y se generó un único “*grid*” que contiene ambos datos, es decir, a partir de los dos mallados se generó uno sólo que se encuentra a 2000 m de altura s.n.m. (Figura 4.43) y a éste se le aplicaron los filtros.

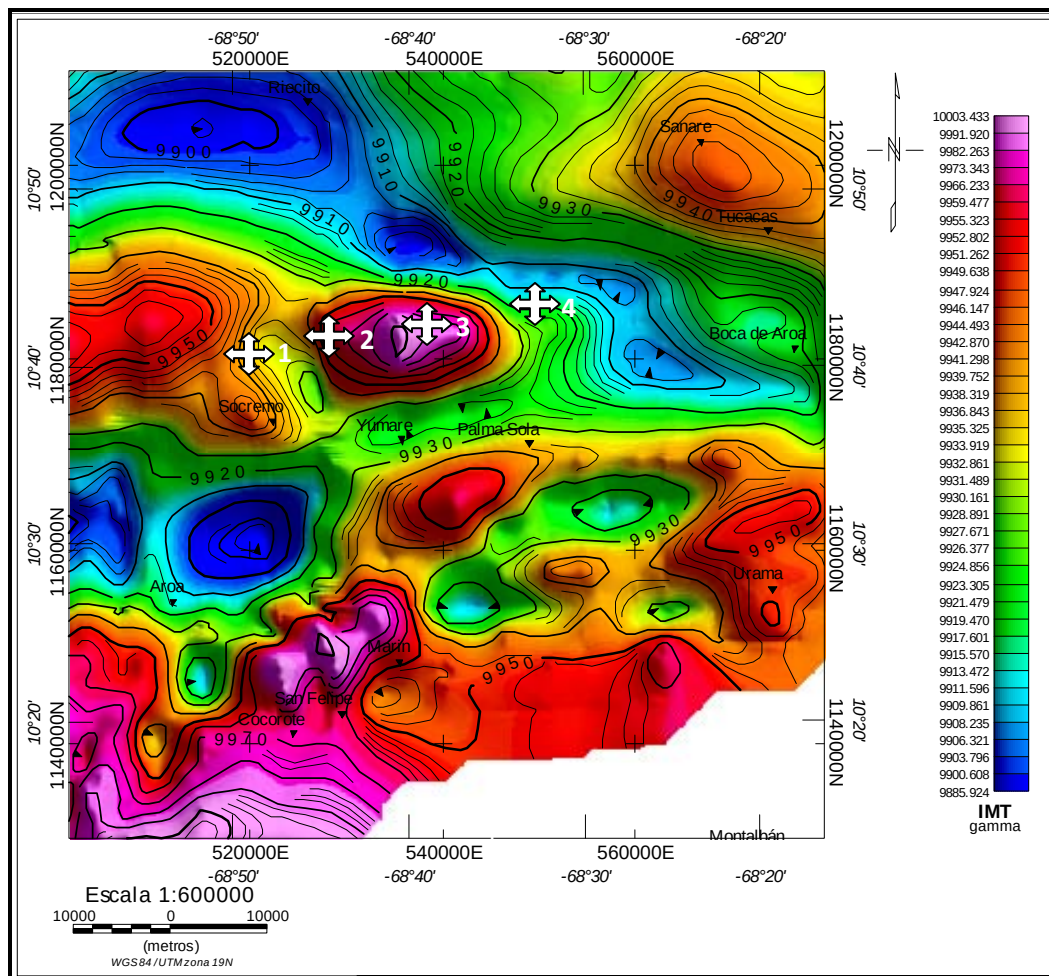


Figura 4.43. Mapa de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m., obtenido por el método de interpolación de mínima curvatura. (1: Macizo Tarana, 2: Macizo San Quintín, 3: Macizo La Zurda y 4: Macizo Salsipuedes)

- **Reducción al Polo Magnético**

A los datos aeromagnéticos se le puede remover la influencia de la latitud magnética, para obtener una mejor interpretación, con la reducción al polo magnético. Este procedimiento permite ver las anomalías como si se estuvieran sobre él, a una distancia sobre la superficie en que se han realizado las mediciones, y mejora la definición de la geometría representativa de los cuerpos que originan las anomalías.

La inclinación del campo magnético terrestre durante la adquisición de los datos produce un desplazamiento de los datos observados con respecto a la localización de los cuerpos magnéticos causantes de dicho efecto. Este proceso de reducción al polo ajusta este desplazamiento y ayuda a mejorar la localización de las fuentes. En este sentido se aplicó a los datos aeromagnéticos reducción al polo magnético, a través del *Oasis montaj* v.6.4.2 (Geosoft Inc., 2007) con la aplicación *montaj MAGMAP Filtering*. (Figura 4.44)

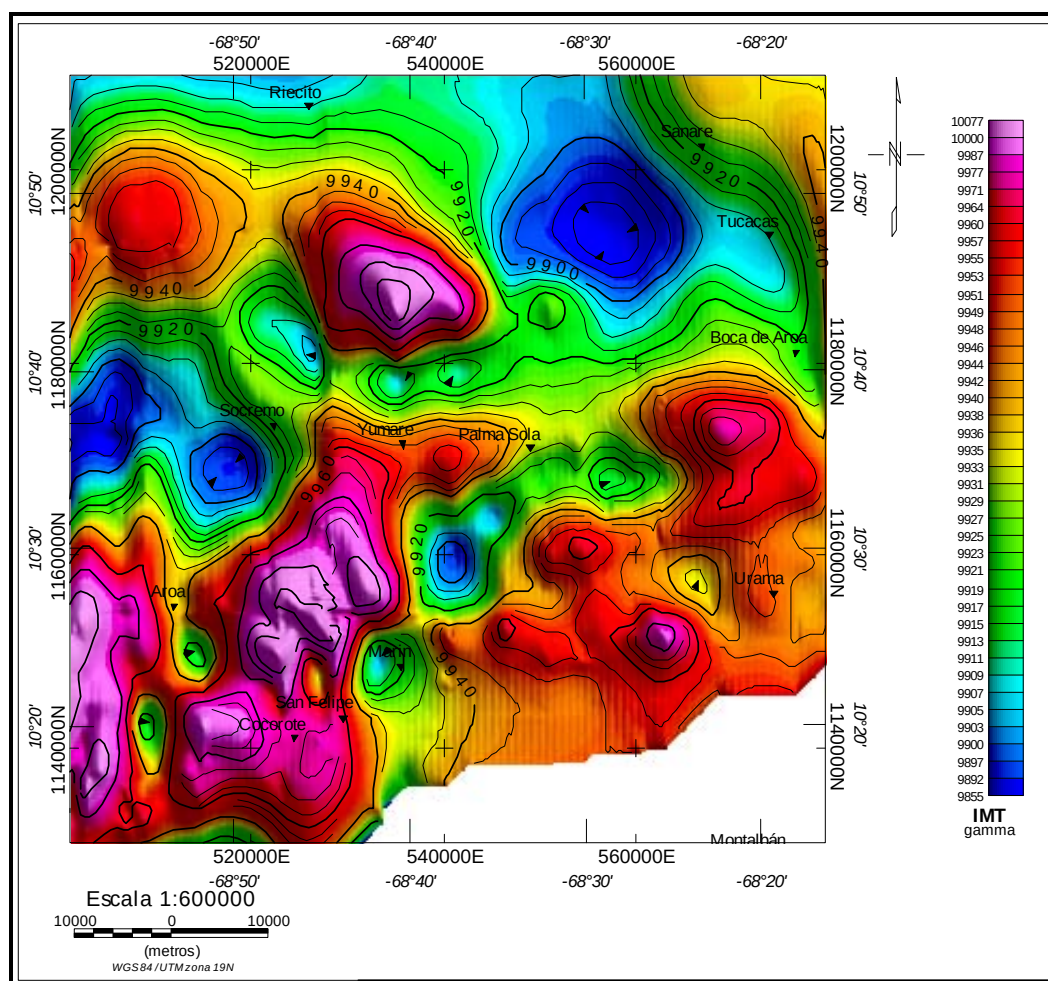


Figura 4.44. Mapa de reducción al polo magnético de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

- **Derivadas Verticales y Horizontales**

Una vez unidos los datos aeromagnéticos a la misma altura (2000 m s.n.m.) se les aplicó el método de segunda derivada vertical (Z) (Figura 4.45) y primera derivada horizontal (Y) (Figura 4.46) explicados anteriormente (Procesamiento Gravimétrico), resaltando así las anomalías locales, más pequeñas y superficiales.

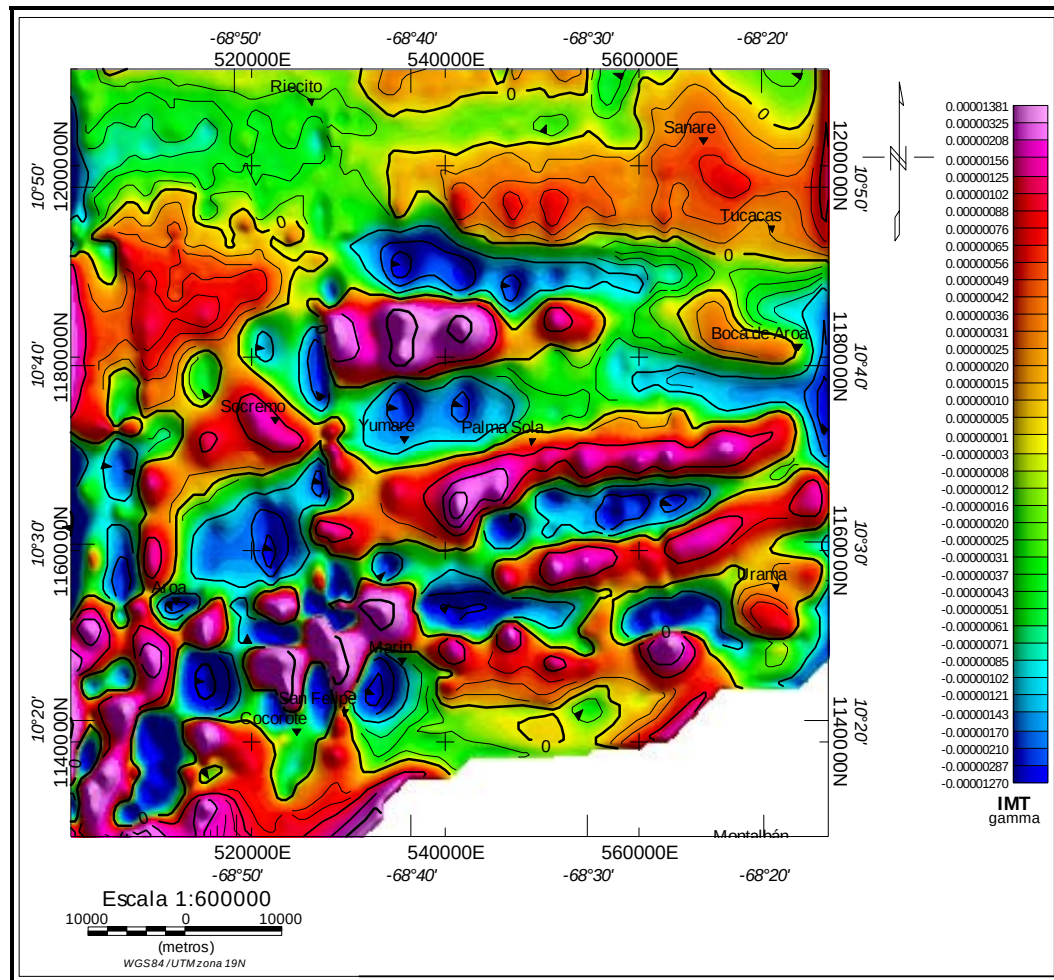


Figura 4.45. Mapa de segundas derivadas verticales de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

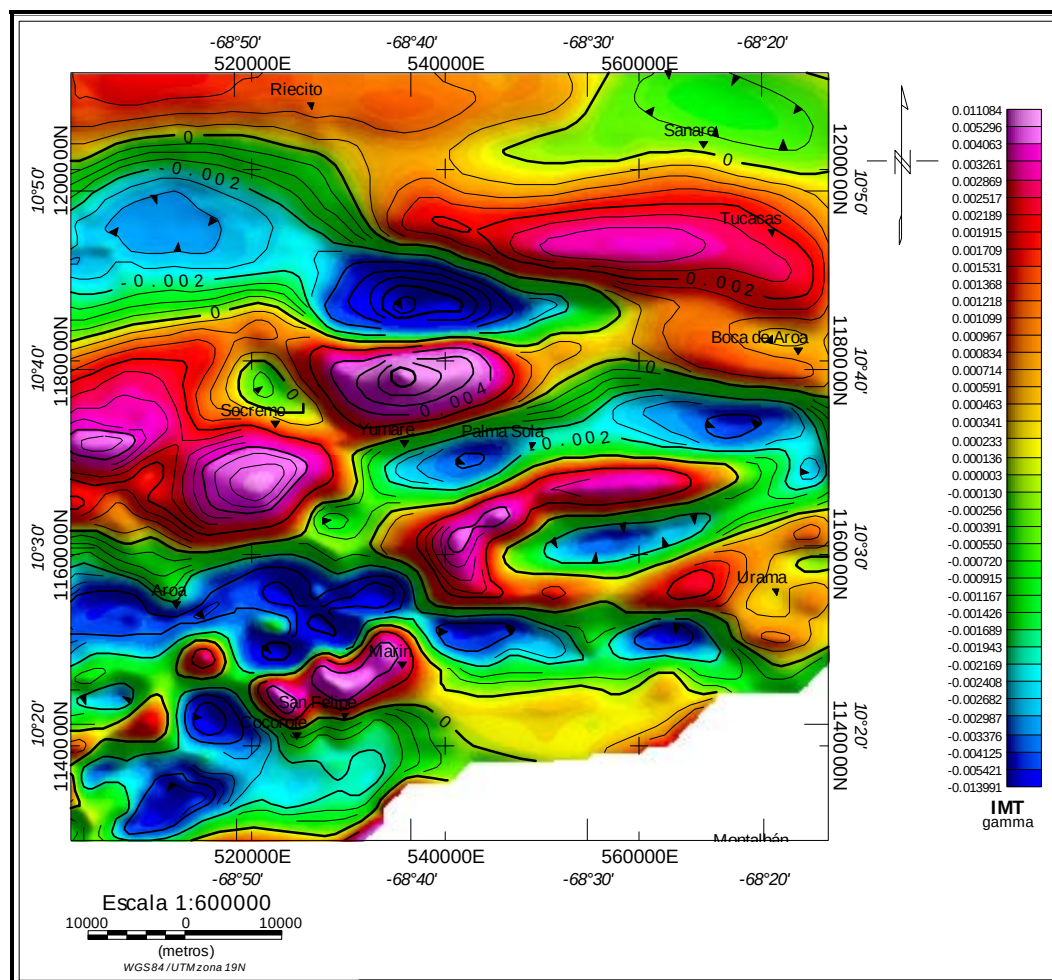


Figura 4.46. Mapa de primeras derivadas horizontales en Y de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

Es importante resaltar que antes de aplicar este filtro se realizó una continuación del campo 1500 m hacia arriba a partir de 2000 m, con el fin de obtener la mejor respuesta sin la influencia del ruido causado por las altas frecuencias.

- **Coseno Direccional**

A los datos aeromagnéticos a una altura de 2000 m s.n.m., se les aplicó el filtro de coseno direccional por medio del programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) en diferentes direcciones, que representan las orientaciones de las diversas

estructuras de interés en la zona (N60°E, N75°E, E-O) (Figura 4.47). El mapa escogido fue el E-O (Figura 4.48), que representa mejor los cuerpos ígneo-metamórficos y el Graben de Aroa, los cuales se presenta en esa dirección aproximadamente.

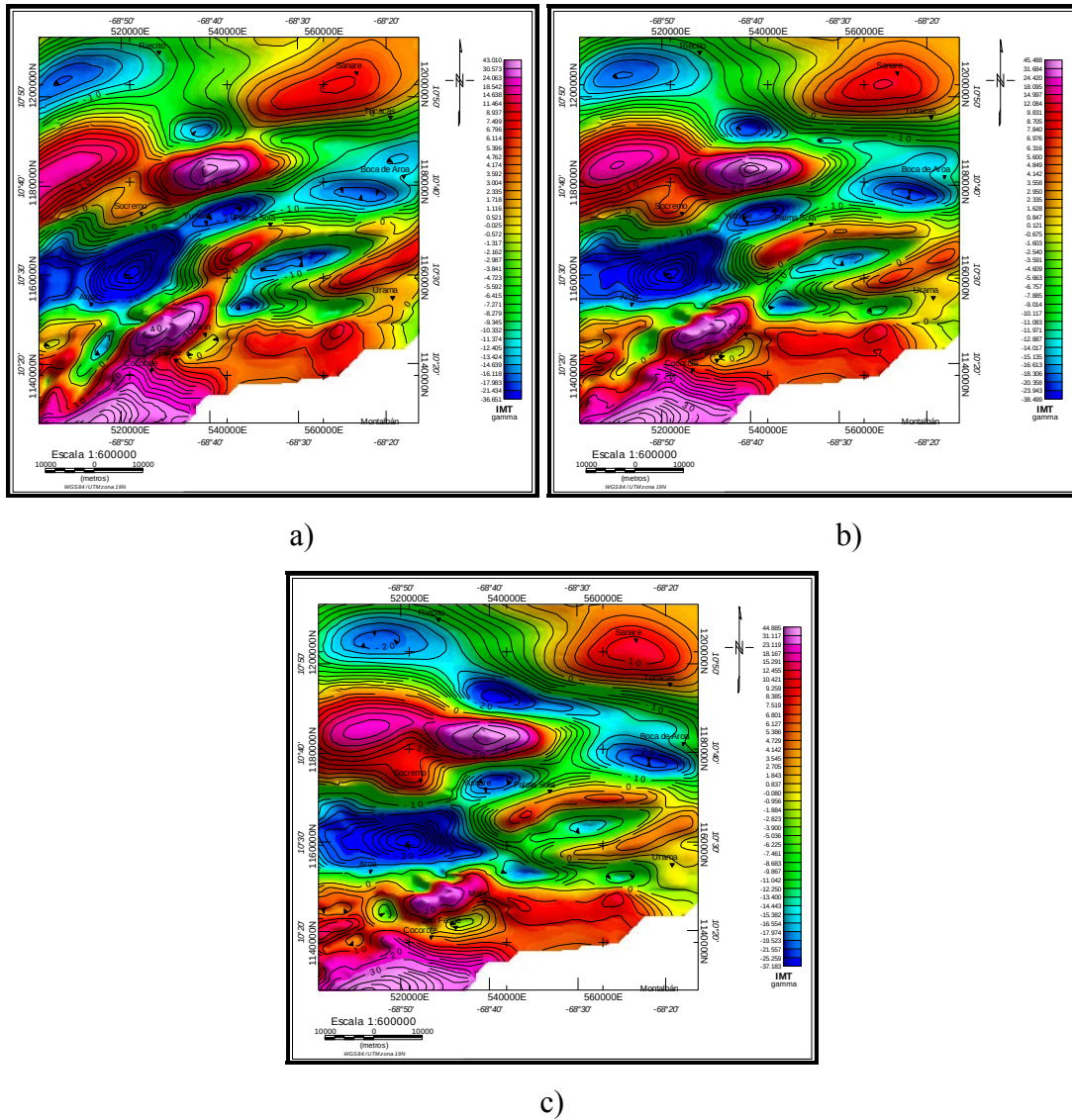


Figura 4.47. Mapa de coseno direccional de: a) N60°E, b) N75°E y c) E-O de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

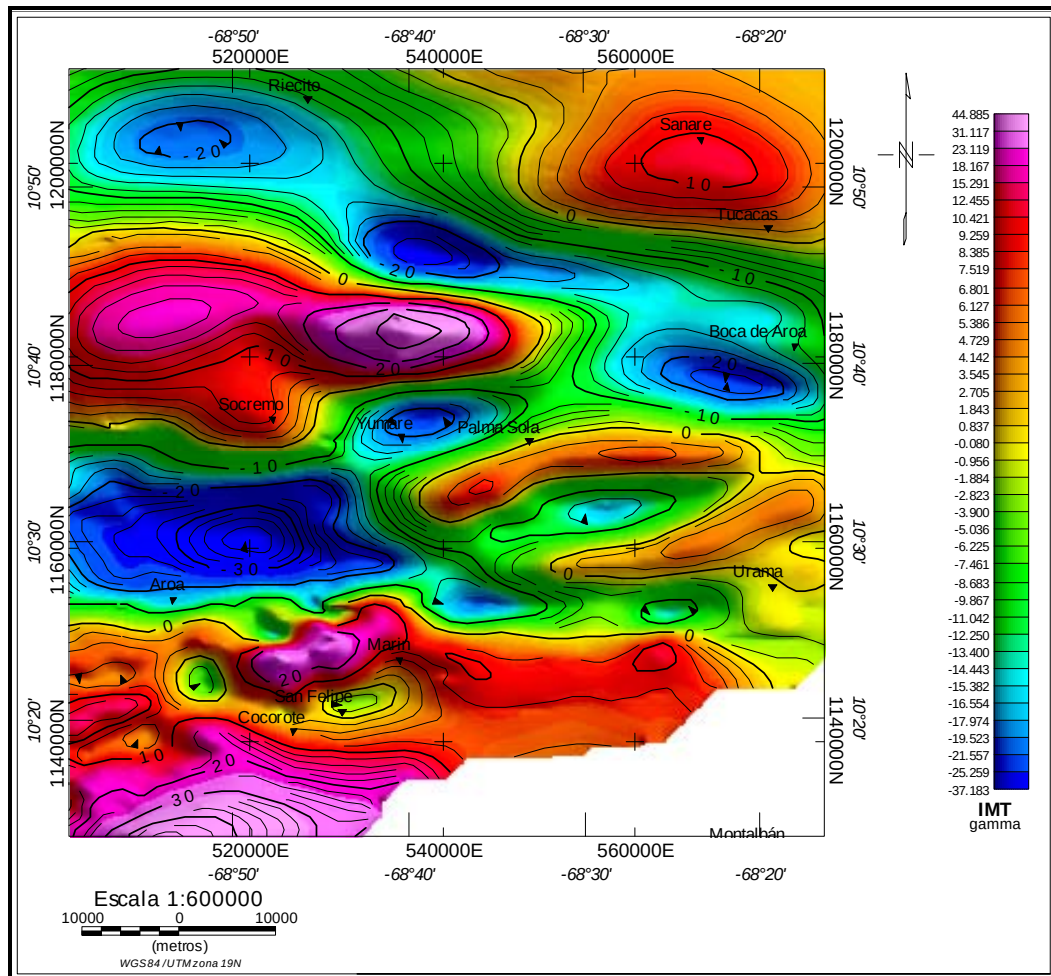


Figura 4.48. Mapa de coseno direccional de E-O de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

4.4.4 Análisis Espectral y Filtro Pasabanda de la Intensidad Magnética Total

- **Análisis Espectral**

En la Figura 4.49 se muestra el espectro de energía promediado radialmente de los datos aeromagnéticos, a través del *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) donde se pueden observar los cambios en la pendiente de la curva, y definir las profundidades de las distintas fuentes en la respuesta aeromagnética.

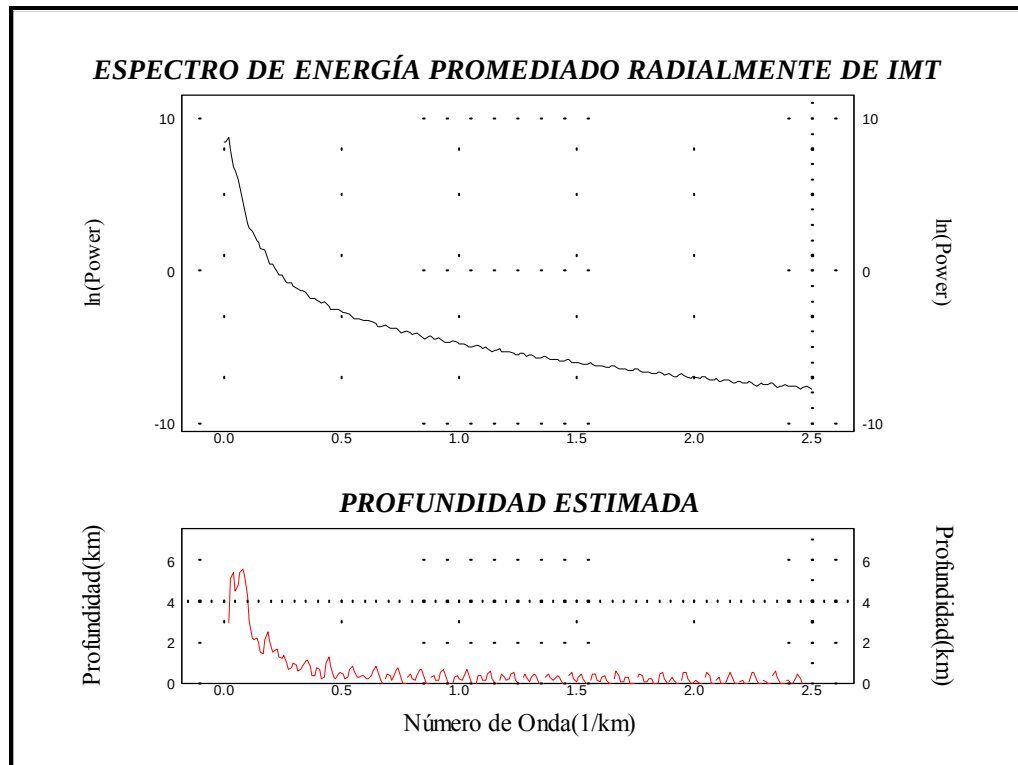


Figura 4.49. Espectro de energía promediado radialmente de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

- **Filtro Pasabanda**

Para obtener la expresión de las fuentes profundas, intermedias y someras se determinaron los rangos de longitud de onda que permiten la separación de los efectos regionales de los locales a diferentes profundidades calculadas por medio del espectro de energía de la Intensidad Magnética Total (Apéndice F), empleando el filtro pasabanda mediante la extensión *montaj MAGMAP Filtering* del *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007) (Figura 4.50). Cabe destacar que no se tomó en cuenta el ruido para cada una de las fuentes.

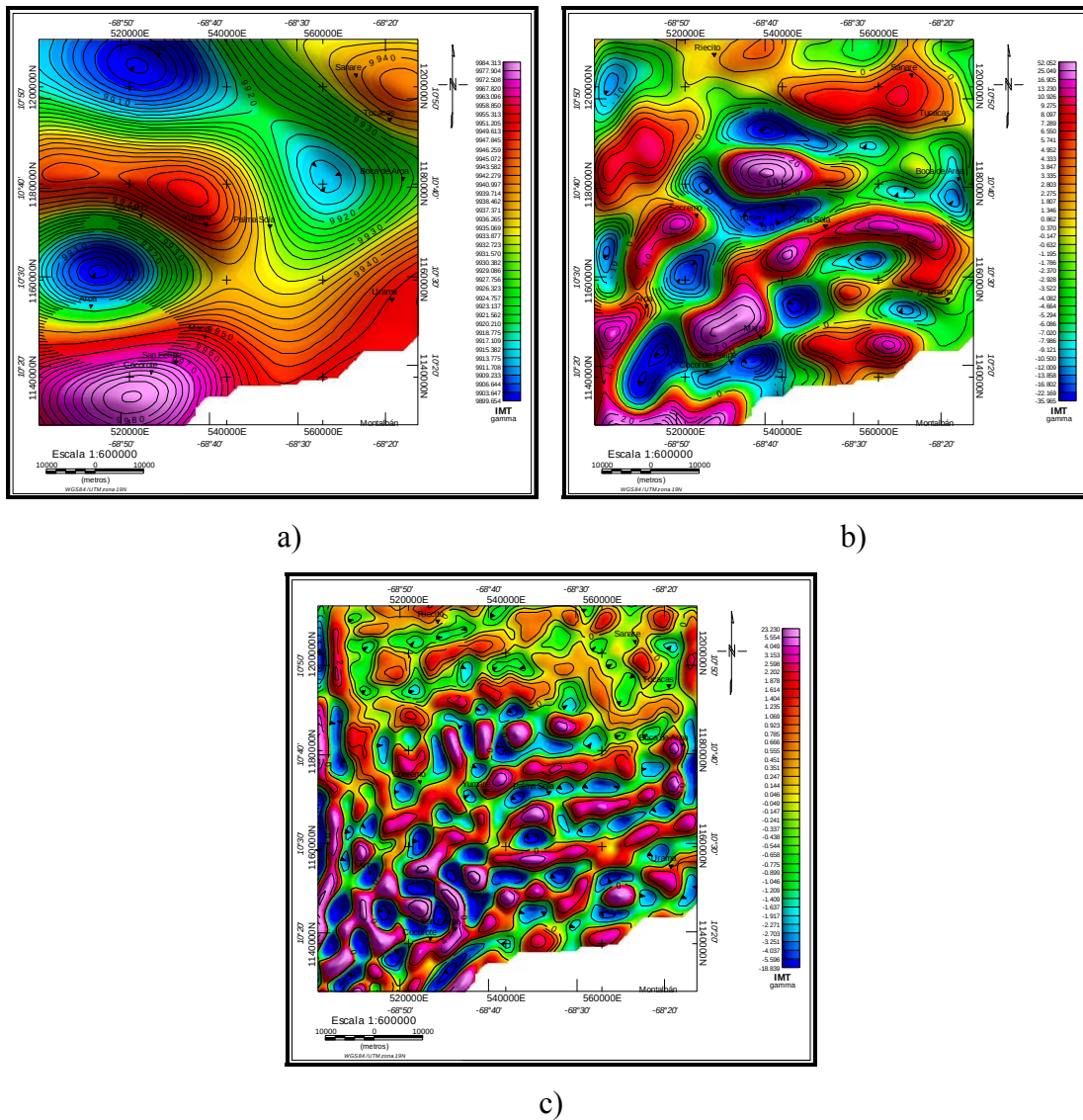


Figura 4.50. Mapa de filtro pasabanda de fuente: a) profunda, b) intermedia, c) somera de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

4.4.5 Deconvolución de Euler de la Intensidad Magnética Total

Una vez calculadas las profundidades para las fuentes anómalas magnéticas por medio del método de Euler en el *Oasis montaj* v.6.4.2 (Geosoft Inc., 2007) se procedió a cartografiarlas sobre el mapa de Intensidad Magnética Total, resultando de ello el mapa de la Figura 4.51

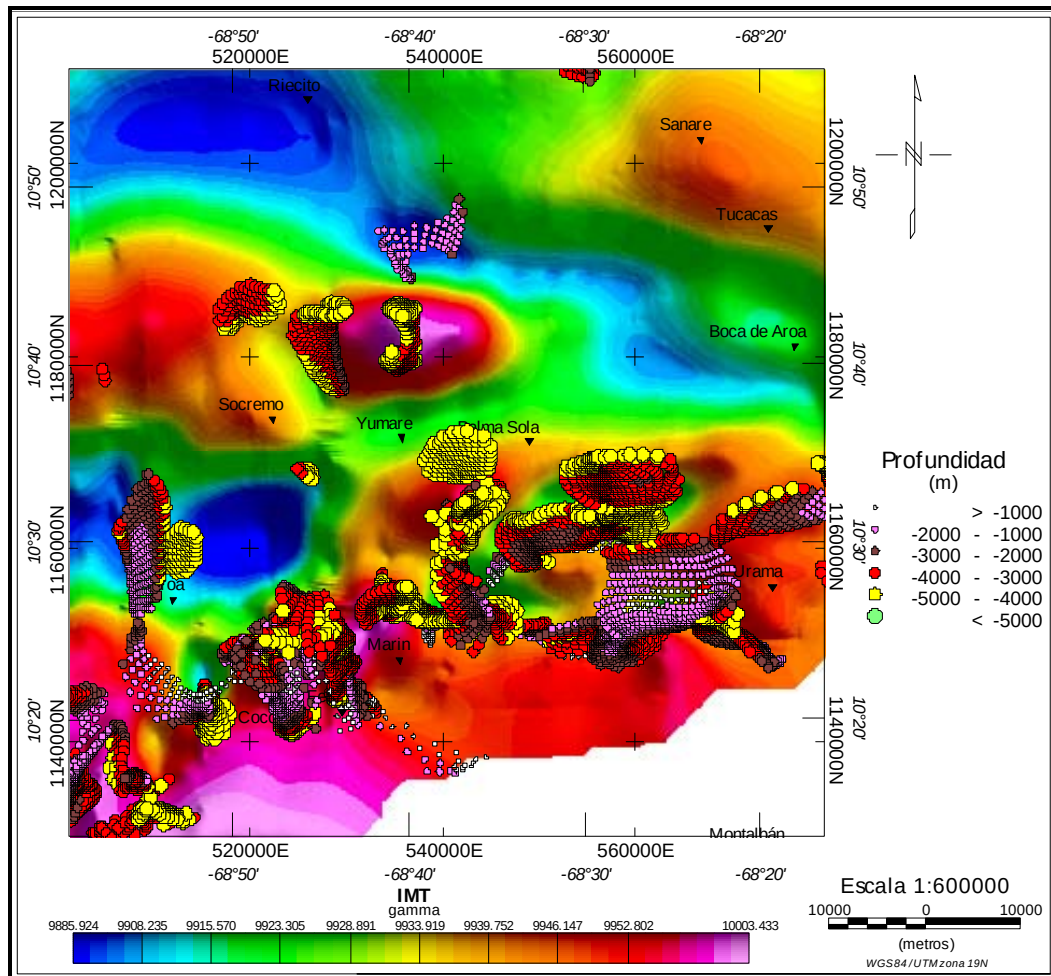


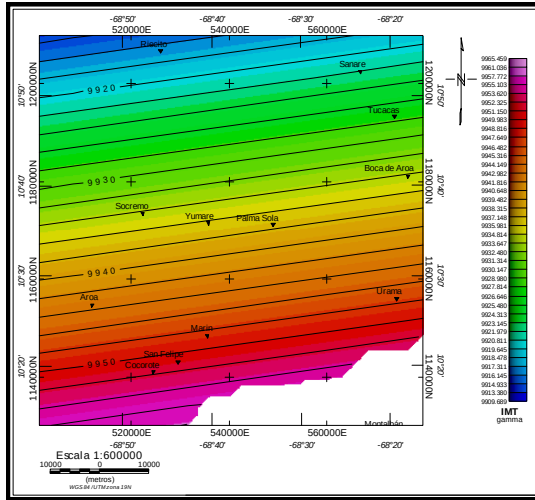
Figura 4.51. Mapa de ubicación en profundidad de las posibles fuentes magnéticas obtenido por el método de deconvolución de Euler.

Es importante recalcar que las ubicaciones de las posibles fuentes causantes de la anomalía fueron discriminadas en función al menor error de estimación, por medio del ajuste de parámetros como: mínima tolerancia en profundidad, tamaño de la ventana de Euler y mínima distancia x_0 e y_0 de la fuente. Igualmente, se realizó el cálculo de estas ubicaciones considerando una forma de “sill” (índice estructural igual a 2) para el cuerpo de interés de esta investigación.

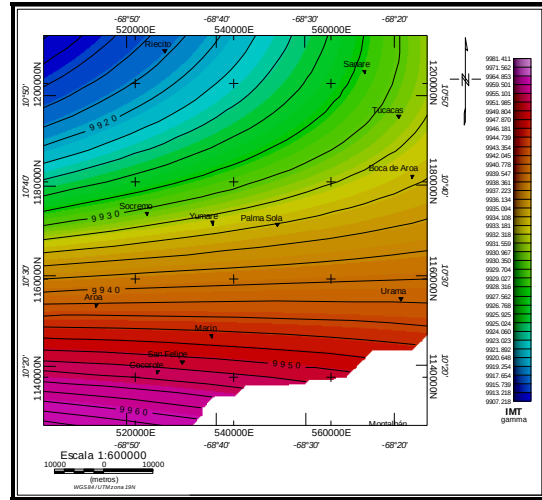
4.4.6 Separación Regional y Residual de la Intensidad Magnética Total

Para poder observar las distintas contribuciones que se tienen en los mapas aeromagnéticos, se realizó la separación regional y residual por los métodos de superficie de tendencia polinómica y continuación analítica del campo. Las Figuras 4.52 y 4.53 muestran los mapas regionales y residuales de los datos aeromagnéticos respectivamente, realizados por el método de superficie de tendencia polinómica, a través del programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007), por la aplicación del filtro denominado *Trend*.

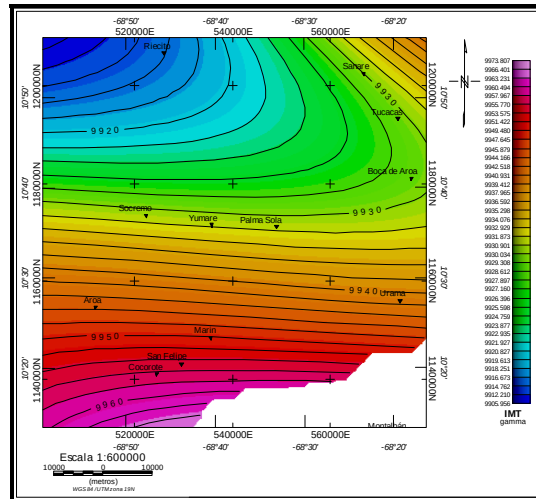
Con el método de superficie de tendencia polinómica, el mejor ajuste lo tuvo el polinomio de grado 3 (Figuras 4.54 y 4.55), el cual puede ser observado en la Figura 4.56, (coeficiente de determinación vs grado del polinomio), que es el que da mejor ajuste desde el punto de vista geológico.



a)

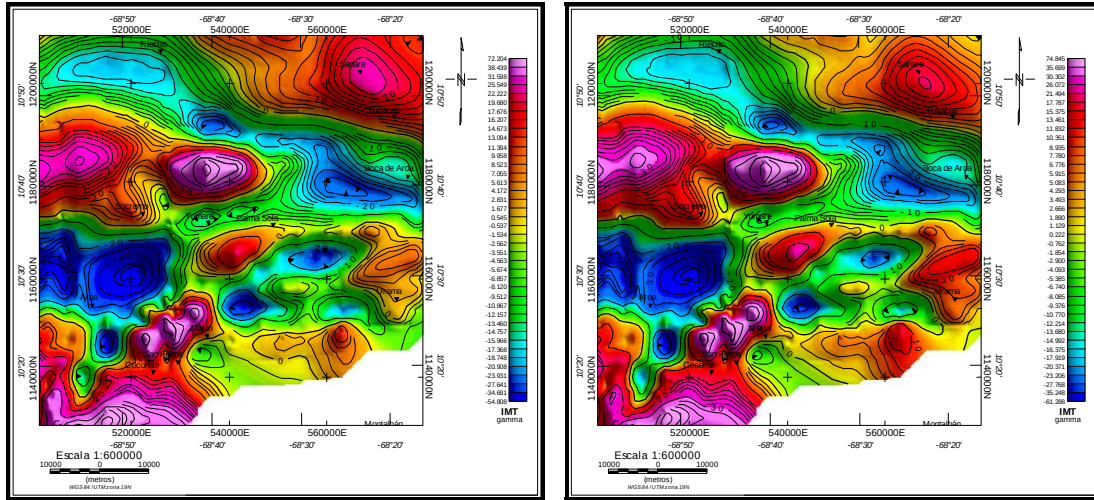


b)



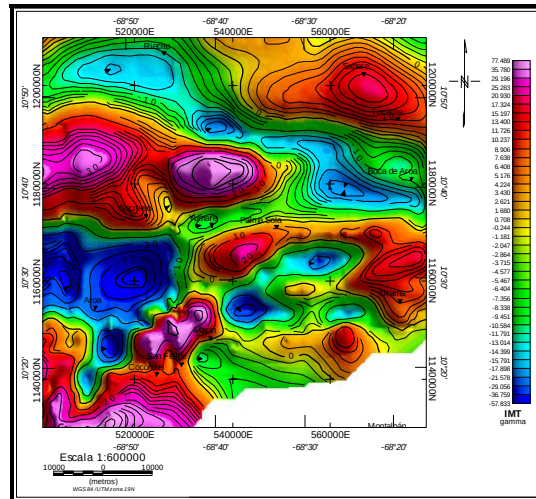
c)

Figura 4.52. Mapa regional de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3.



a)

b)



c)

Figura 4.53. Mapa residual de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado: a) 1, b) 2 y c) 3

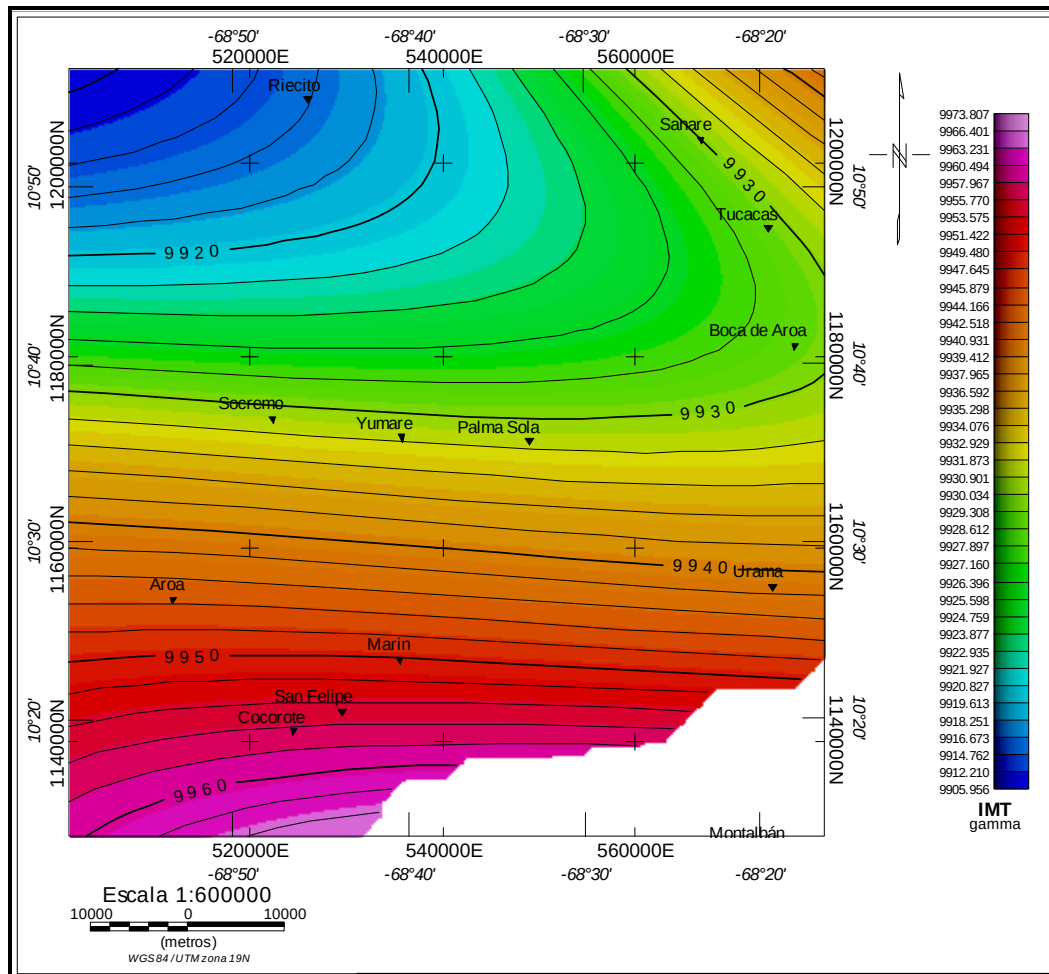


Figura 4.54. Mapa regional de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3.

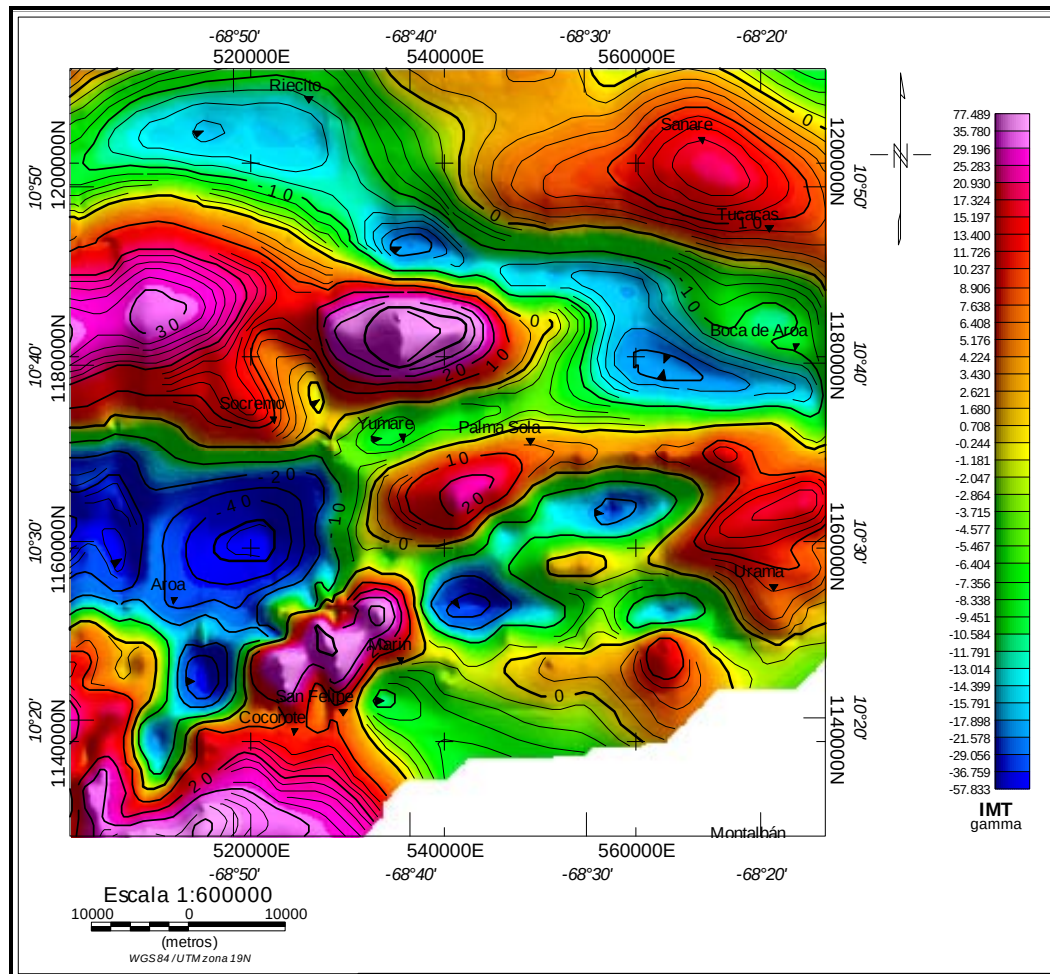


Figura 4.55. Mapa residual de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3.

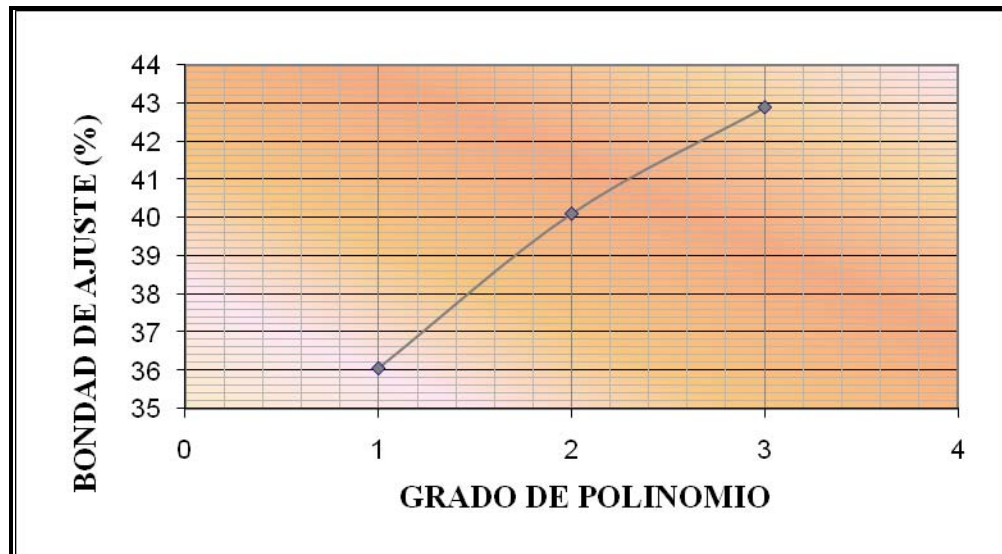
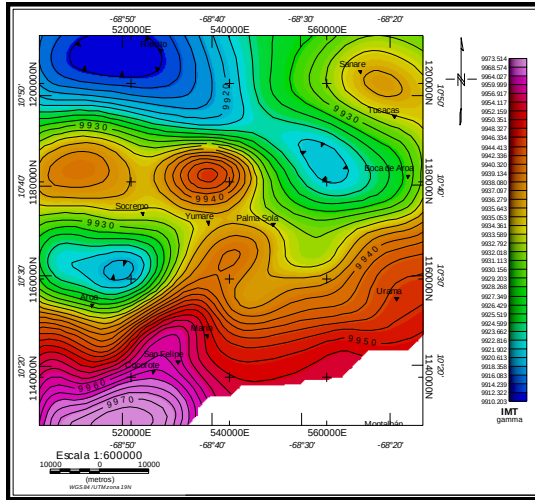
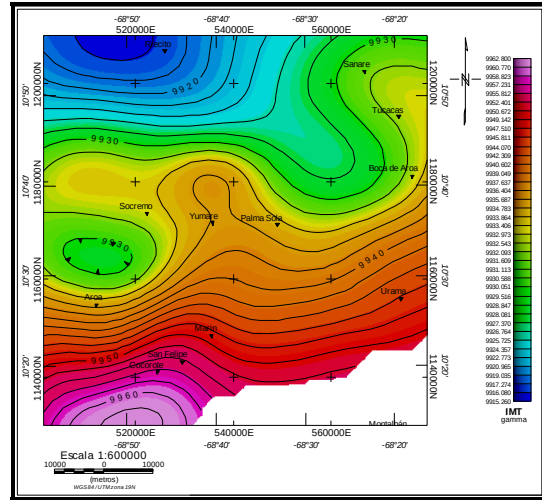


Figura 4.56. Gráfica coeficiente de determinación vs grado del polinomio para los datos de Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

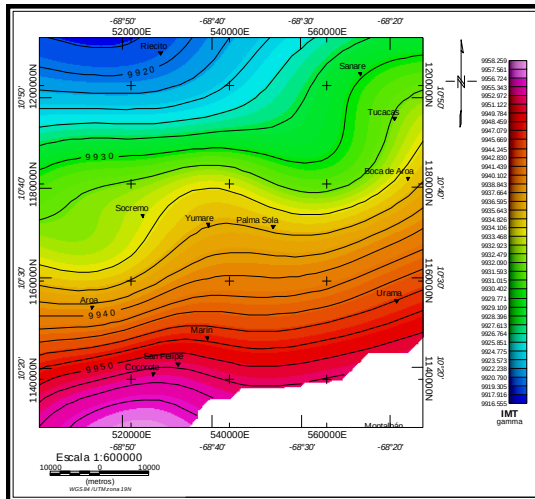
A través del método de continuación analítica hacia arriba se realizaron los mapas regionales con el programa *Oasis montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc., 2007), a distintas alturas; 5000, 8000, 10000 y 20000 m (Figura 4.57), mientras que los residuales fueron calculados a través de la resta de cada uno de los mapas regionales y el mapa de Intensidad Magnética Total (Figura 4.58), escogiéndose como los más apropiados los de 10000 m de altura, que se ilustran en las Figuras 4.59 y 4.60.



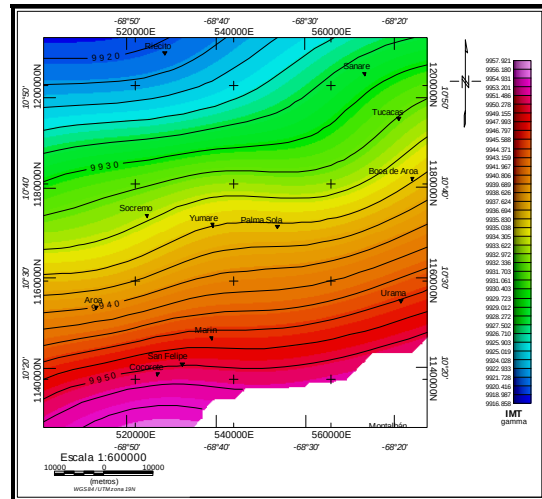
a)



b)



c)



d)

Figura 4.57. Mapa regional de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. 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.

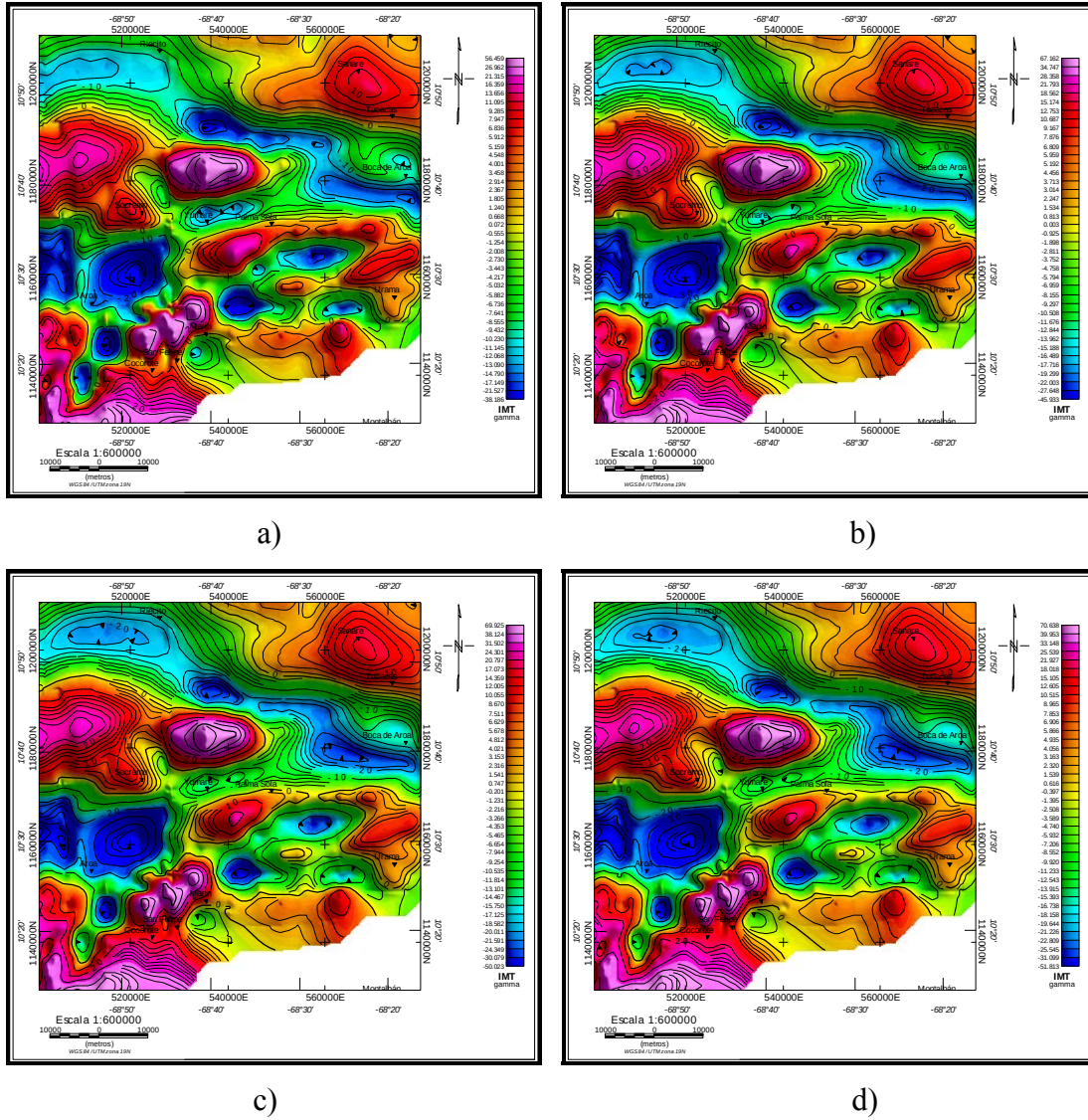


Figura 4.58. Mapa residual de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de continuación analítica del campo de: a) 5000 m, b) 10000 m, c) 15000 m y d) 20000 m hacia arriba.

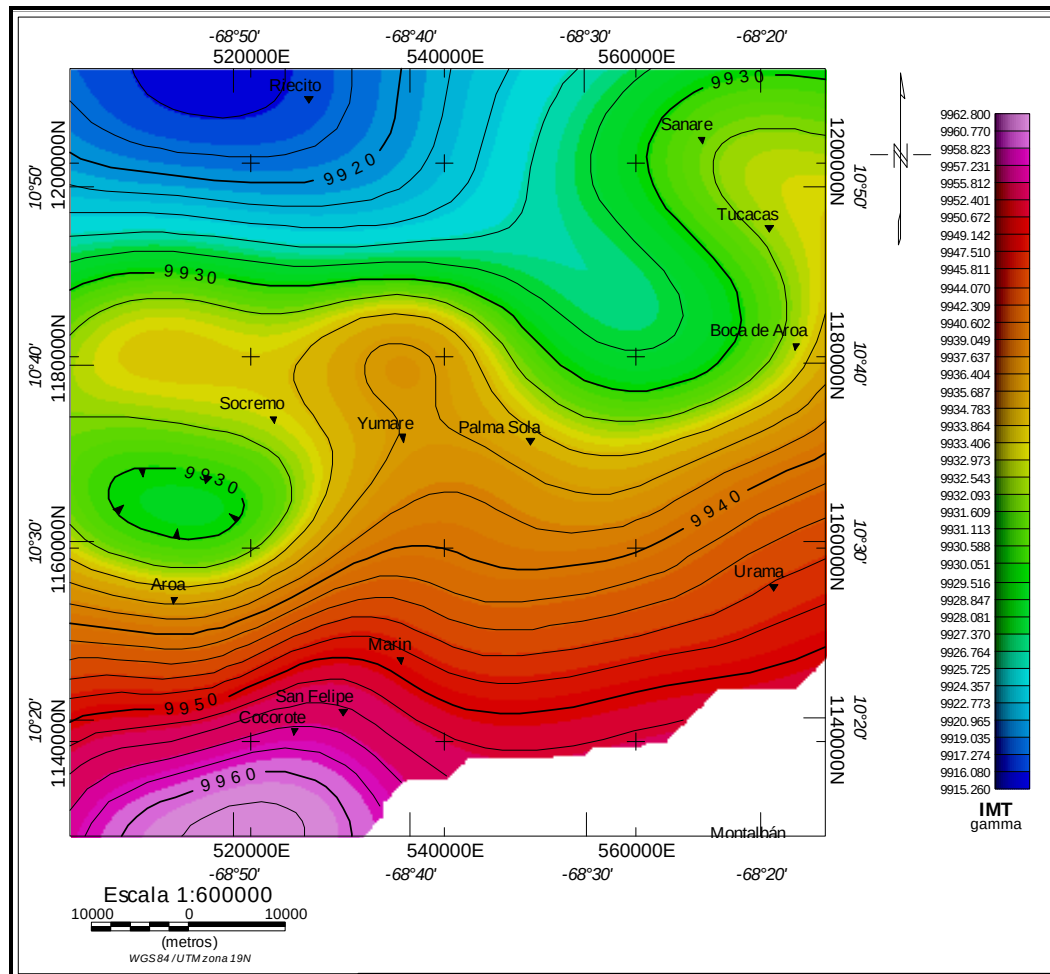


Figura 4.59. Mapa regional de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba.

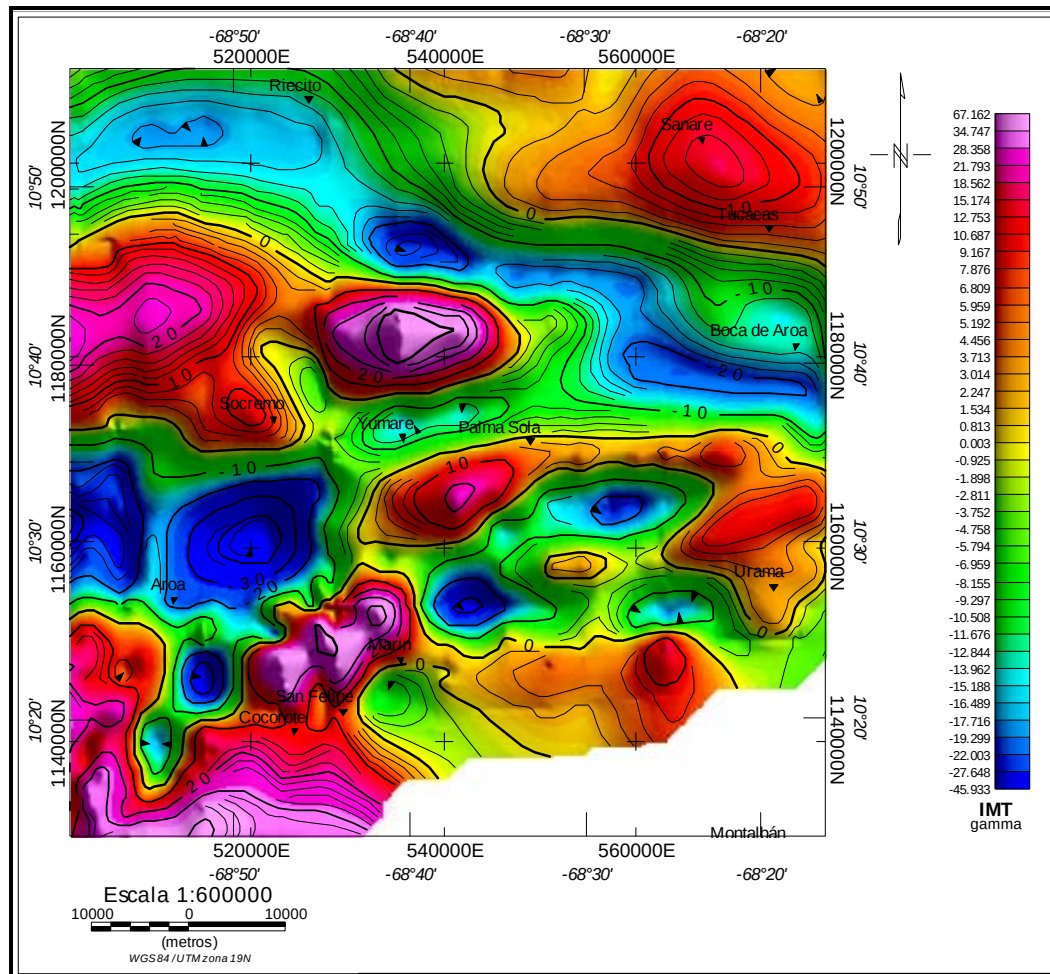


Figura 4.60. Mapa residual de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m. realizado por el método de continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

5.1 Interpretación Estadística y Geoestadística

Al realizar el análisis estadístico completo de los datos de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total a diferentes alturas, se obtuvo que los mismos presentan un comportamiento normal y poca dispersión, por tanto los datos gravimétricos y aeromagnéticos son de alta confiabilidad, y por ende se puede realizar una buena interpretación con éstos.

Del análisis geoestadístico de los datos de Anomalía de Bouguer se logró obtener la dirección de máxima anisotropía de 45° azimuth, lo que coincide aproximadamente con la dirección de diferentes estructuras como el Graben de Aroa y Yaracuy, así como la dirección del adelgazamiento de la corteza continental al norte de la zona. (Rodríguez y Sousa, 2003; Bezada, 2005)

Para los datos aeromagnéticos a una altura de 500 y 2000 m s.n.m. se obtuvo la máxima variabilidad en 165° azimuth, lo que puede ser producto del contraste de susceptibilidades entre las estructuras geológicas en aproximadamente esa dirección, que se disponen en una dirección perpendicular a la variabilidad, como el Graben de Aroa, Yaracuy y los cuerpos ígneo-metamórficos, así como al contraste existente entre las unidades expuestas en la Cuenca de Falcón al norte de la zona de investigación, con las encontradas a su alrededor.

5.2 Interpretación Gravimétrica

5.2.1 Mapa de Anomalía de Bouguer

En el mapa de Anomalía de Bouguer (Figura 4.15) se observa una tendencia regional preferencial que va de N35°O a E-O, variando de oeste a este; lo que pudiera asociarse con el límite sur de la zona oriental de la Cuenca de Falcón, que presenta una dirección preferencial E-O según Muessig (1984), además pudiera coincidir con Ostos (1990) donde describe que el esfuerzo principal de deformación en la zona posee una dirección NO-SE, como consecuencia de la interacción existente entre las placas del Caribe y Suramericana.

Las magnitudes de las anomalías aumentan de sur a norte con valores que van desde -21,52 mgal hasta 51,668 mgal, que pueden ser reflejo del adelgazamiento de la corteza continental al noroccidente de Venezuela, el cual fue interpretado por Rodríguez y Sousa, (2003) y Bezada (2005) en la latitud de la población de Aracua, ubicada al oeste de la zona de estudio, además de proponer ese efecto al este del estado Falcón.

Al suroeste del mapa se muestran los valores mínimos de anomalías, que pueden estar evidenciando una de las partes más profundas del Graben de Yaracuy. Sin embargo más al este de dicho graben se encuentra un mínimo relativo en los valores y un alto gradiente de 3,2 miligales/km, lo cual podría ser causado por un posible depósito de sedimentos, producto de la acción de la Fallas de Morón, Boconó y una serie de fallas asociadas a esta última.

En la zona nor-central del mapa se hallan valores máximos de anomalía, que podrían ser respuesta de dos de los cuerpos ígneo-metamórficos ubicados al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, específicamente en los macizos La Zurda y Salsipuedes, que comprenden la Unidad Metagabro Anortosítico de Yumare. A estas

rocas alóctonas se les puede atribuir, gracias a la respuesta gravimétrica, una profundidad y una extensión considerable, además de poseer una alta densidad por la posible procedencia de los mismos, ya que éstos podrían pertenecer a un bloque continuo o a fragmentos de un basamento de edad Proterozoico Tardío al norte de Venezuela, interpretado como Grenvilliano (Grande, 2007)

Los altos valores mencionados anteriormente se extienden al noreste del mapa, atravesando la zona de Sanare, que se encuentra al norte de la población de Tucacas, en dirección N45°E; ésta se presenta como una respuesta independiente de los cuerpos ígneo-metamórficos, que podría estar asociada al adelgazamiento de la corteza continental al norte de Venezuela (Rodríguez y Sousa, 2003; Bezada, 2005). Al noroeste los altos valores también se extienden, decreciendo en magnitud en dirección hacia el oeste, por la existencia de los cuerpos ígneo-metamórficos, representados por los Esquistos de Aroa, Serpentinita, las Metavolcano-sedimentarias de San Quintín y el Metagabro Anortosítico de Yumare, que afloran en los macizos de Tarana y San Quintín. Además se muestra un alto relativo al oeste del macizo Tarana, que podría ser efecto de algún cuerpo a una profundidad somera con características similares al Esquisto de Aroa o a un cuerpo a una gran profundidad con características similares al Metagrabro Anortosítico de Yumare, el cual no se ve reflejado en la superficie.

La tendencia regional del mapa se ve interrumpida por una franja anómala enlongada en dirección N60°E, en la parte sur-central del mapa, coincidente con la orientación de la Falla de Boconó.

El mayor gradiente del mapa (3,4 miligales/km) se encuentra al sur de los cuerpos ígneo-metamórficos ubicados al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, donde se observa que los valores de las curvas isoanómalas disminuyen en dirección hacia al sur, debido al contraste entre los valores de Anomalía de Bouguer de estos cuerpos y los del Graben de Aroa, asociado también a la Falla de Socremo. Además

se muestra al suroeste de los cuerpos mencionados, una franja anómala elongada en dirección $N75^{\circ}E$, que se ve interrumpida por los altos gradientes citados anteriormente, que pudieran estar evidenciando la dirección de una falla inferida que se une con la Falla de Socremo.

Entre el Graben de Yaracuy y el Graben de Aroa se exhiben valores relativamente altos de Anomalía de Bouguer del orden de 15 a 22 miligales, ubicados en la Sierra de Aroa, que pueden ser asociadas a rocas gnéisicas y meta-ígneas, las cuales definen a los complejos Yaritagua y Nirgua respectivamente, que afloran en el lugar y pudieran extenderse en profundidad.

En la parte sur-central del mapa, al sur de la Falla de Boconó se observan dos máximos relativos que interrumpen la tendencia de las curvas isoanómalas en la zona, que coinciden con la ubicación en superficie de las unidades Nirgua y San Julián, por lo que pudiera ser reflejo de la presencia de rocas meta-ígneas presentes en estas unidades en profundidad.

Al noroeste del mapa se exhibe una disminución en las magnitudes por el posible espesor de sedimentos expuestos en la parte oriental de la Cuenca de Falcón, representado por las formaciones Cerro Misión, Casupal, Capadare y Ojo de Agua.

5.2.2 Mapas Regionales y Residuales de Anomalía de Bouguer

Tanto en el mapa regional de AB por el método de superficie de tendencia polinómica de grado 3 (Figura 4.26), como en el de continuación analítica del campo hacia arriba a una altura de 10000 m (Figura 4.30), se observa que las curvas tienen una orientación que varía de $N35^{\circ}O$ a E-O, variando de oeste a este, con magnitudes que aumentan hacia el norte; coincidiendo esto con las características regionales expuestas anteriormente en el mapa de Anomalía de Bouguer.

En los mapas residuales realizados por los métodos de superficie de tendencia polinómica de grado 3 y continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba (Figuras 4.27 y 4.31), se resaltan los cuerpos ígneo-metamórficos ubicados al norte de la región de Yumare, en los macizos de San Quintín, La Zurda y Salsipuedes; representados por altos valores de Anomalía de Bouguer. Hacia el oeste de los cuerpos se destaca en menor magnitud comparada con los cuerpos mencionados anteriormente, las rocas correspondientes al macizo de Tarana, representados por el Esquisto de Aroa y la Unidad de Serpentinita, así como el cuerpo que pudiera presentar características similares al Esquisto de Aroa o al Metagabro Anortosítico de Yumare y podría encontrarse en profundidad.

Al sur de los cuerpos ígneo-metamórficos se muestran bajos valores de anomalías que se extienden en dirección N75°E que pudieran estar representando al Graben de Aroa, a la Falla de Socremo y a una falla inferida que se une a esta última falla. En la parte central del mapa se observan también los bajos valores que se extienden en dirección N60°E asociados al Graben de Yaracuy y a la Falla de Boconó.

En la Sierra de Aroa se resaltan altos valores atribuidos a la posible presencia de rocas gnéissicas y meta-ígneas, que definen a los complejos Yaritagua y Nirgua respectivamente, que se encuentran en el lugar. Mientras que al sur de los mapas se destacan los dos cierres irregulares posiblemente asociados a la presencia de las rocas meta-ígneas presentes en los complejos San Julián y Nirgua.

Al norte de los mapas se exhiben bajos valores asociados probablemente a las formaciones Cerro Misión, Casupal, Capadare y Ojo de Agua, presentes en la parte oriental de la Cuenca de Falcón.

5.2.3 Mapas Filtrados de Anomalía de Bouguer

Los filtros aplicados al mapa de Anomalía de Bouguer, como lo son derivada horizontal en Y, segunda derivada vertical, coseno direccional y pasabanda resaltan diferentes estructuras geológicas presentes en la zona de trabajo, las cuales son objetivo primordial en esta investigación.

En el mapa de la primera derivada en “Y” (Figura 4.17) se resaltan las estructuras en la dirección de “X”, por tanto se destaca el posible contraste de densidades en la dirección de los cuerpos ígneo-metamórficos ya mencionados, así como también la continuidad del Graben de Aroa en la parte central del mapa y el Graben de Yaracuy al sur. Al norte del mapa se exhibe una distorsión con bajos valores de anomalía, los cuales pueden estar evidenciando el espesor de sedimentos de la parte oriental de la Cuenca de Falcón, representado por las formaciones Cerro Misión, Casupal, Capadare y Ojo de Agua.

Todo lo expuesto anteriormente puede también ser observado en el mapa de segunda derivada vertical con más detalle (Figura 4.16), donde se resaltan los cuerpos ígneo-metamórficos mencionados hasta el momento y los cierres con valores bajos alineados en dirección del Graben de Aroa y del Graben de Yaracuy. Adicionalmente se muestran en este mapa los altos relativos que pudieran estar representando a los complejos Yaritagua, San Julián y Nirgua.

En el mapa del coseno direccional con una dirección E-O (Figura 4.19) se resaltan las estructuras de los cuerpos ígneo-metamórficos, el Graben de Aroa y el Graben de Yaracuy, corroborando su disposición en esta dirección aproximadamente.

5.3 Interpretación Magnética

5.3.1 Mapa de Intensidad Magnética Total

El mapa de Intensidad Magnética Total (Figura 4.43) exhibe una tendencia E-O que podría coincidir con las diferentes estructuras geológicas de la zona, que se disponen aproximadamente en esa dirección, así como a la respuesta de las rocas ígneo-metamórficas, ubicadas al noroeste del mapa. Las magnitudes de las isogammas disminuyen de sur a norte con valores que van desde 9886 hasta 9958 gammas, que pueden ser reflejo del espesor de sedimentos expuestos en el borde oriental de la Cuenca de Falcón al norte de la zona.

Los altos valores de IMT se observan en dos partes del mapa, uno al norte de la región de Yumare que corresponde a los cuerpos ígneo-metamórficos presentes al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, que presentan el más alto gradiente, aproximadamente de 2,8 gammas/km; y otro al sur-oeste del mapa, ubicado en el Graben de Yaracuy extendiéndose sobre el Complejo Yaritagua, específicamente al norte de las poblaciones Cocorote, San Felipe y Marín. Los altos sobre el Complejo Yaritagua pueden deberse a la litología presente en dicha formación, como las rocas gnéisicas, que se caracterizan por presentar altas susceptibilidades; y los altos presentes en el Graben de Yaracuy pueden ser respuesta de la litología presente en dicho complejo, que posiblemente se encuentra por debajo de los sedimentos depositados en dicho graben. Al noreste del mapa se presenta además valores relativamente altos, los que pueden ser producto de la heterogeneidad del basamento tanto en litología como en profundidad al norte de Venezuela.

Los mínimos valores se pueden mostrar también en dos partes del mapa, uno en el centro-oeste del mismo, extendiéndose en dirección hacia al este, en el Graben de Aroa, posible respuesta de la profundidad del basamento en ese lugar y el gran espesor de sedimentos expuestos en dicho graben; y el otro mínimo se encuentra

ubicado al noroeste del mapa, posible respuesta del gran espesor de sedimentos presentes en la Cuenca de Falcón oriental, representados por la formaciones Cerro Misión, Casupal, Capadare y Ojo de Agua, lo que también es observado al noroeste del mapa de Anomalía de Bouguer.

Entre la poblaciones de Sanare y Tucacas se aprecia el incremento en valores de Intensidad Magnética Total, respuesta del adelgazamiento de la corteza continental hacia esa zona interpretado por Rodríguez y Sousa (2003) y Bezada (2005).

5.3.2 Mapas Regionales y Residuales de Intensidad Magnética Total

En los mapas regionales de Intensidad Magnética Total realizados por los diferentes métodos (superficie de tendencia polinómica de grado 3 y continuación analítica del campo a 10000 m) (Figuras 4.54 y 4.59) se observa una tendencia general aproximada E-O, con valores que disminuyen hacia el norte, coincidiendo con lo antes descrito en el mapa de Intensidad Magnética Total a nivel regional.

En los mapas residuales por los métodos de superficie de tendencia polinómica de grado 3 y por continuación analítica del campo 10000 m hacia arriba (Figuras 4.55 y 4.60) se muestran los altos magnéticos respuesta de los cuerpos ígneo-metamórficos y del Complejo Yaritagua, también se observan los bajos magnéticos en el Graben de Aroa, asociados a la posible profundidad del basamento, y los bajos valores asociados al espesor de sedimentos al noroeste de la zona, representados por las formaciones Cerro Misión, Casupal, Capadare y Ojo de agua.

5.3.4 Mapas Filtrados de Intensidad Magnética Total

Al aplicar los diferentes filtros, como derivada horizontal en Y, segunda derivada vertical, coseno direccional, reducción al polo y filtro pasabanda, se resaltan todos las estructuras geológicas mencionados anteriormente. En el mapa de derivada

horizontal en Y (Figura 4.46) se muestra el contraste de susceptibilidades entre los cuerpos ígneo-metamórficos y el espesor de sedimentos expuestos en la Cuenca de Falcón al norte y el espesor de sedimentos del Graben de Aroa al sur. Además destaca el adelgazamiento cortical al noreste de la zona, así como los altos valores relacionados con el complejo Yaritagua.

En el mapa de coseno direccional (Figura 4.48) y reducción al polo (Figura 4.44) se resaltan los cuerpos ígneo-metamórficos, y la orientación del Graben de Aroa, así como los altos valores de IMT asociados al Complejo Yaritagua, ubicada al suroeste del mapa.

Los cuerpos expuestos en los macizos San Quintín, La Zurda y Salsipuedes se resaltan en el mapa de segunda derivada vertical (Figura 4.45) con más detalle, mostrando evidencia de altos valores de susceptibilidad para ellos. En cambio el cuerpo expuesto en el macizo Tarana no se resalta, pudiéndoselo atribuir a la menor susceptibilidad presente en los Esquistos de Aroa.

5.4 Profundidades Determinadas por los Métodos de Análisis Espectral y Deconvolución de Euler

Con ayuda del análisis espectral aplicado a los datos de Anomalía de Bouguer e IMT (Figuras F1 y F2), se reflejaron 3 fuentes posibles para cada grupo de datos, a partir de los cuales se determinaron las profundidades de esas fuentes. Para los datos de Anomalía de Bouguer se hallaron profundidades de aproximadamente 8840, 6490, y 990 m, y para los datos de IMT se encontraron profundidades de 6050, 3600 y 2500 m, producto de las diferentes interfases en el subsuelo.

La mayor profundidad hallada en el análisis espectral con la respuesta gravimétrica fue del orden de 8840 m y se le puede atribuir a la interfase entre la Unidad Gnéisica representada por el Complejo Yaritagua y San Julián, y la corteza

continental y el bloque de Bonaire al norte; y los valores hallados en los datos gravimétrico-magnéticos de 6000 a 6500 m representa la interfase entre la Unidad Esquistosa representada por la formaciones Nirgua y Aroa, y la Unidad Gnéisica. Mientras que los bajos valores entre 1000 y 2500 m pudieran estar representando la interfase entre la Formación Cerro Misión y las formaciones Casupal, Capadare y Ojo de Agua.

La aplicación de filtro pasabanda a la Anomalía de Bouguer a diferentes profundidades (8840 m, 6490 m, 990 m) (Figura 4.21) permitió resaltar los rasgos geológicos más importantes expuestos hasta ahora, mostrando las distintas respuestas gravimétricas que tienen éstas a diferentes profundidades.

En el mapa de filtro pasabanda realizado para fuentes profundas a 8840 m de profundidad se observa una tendencia que varía de N35°O a E-O, de oeste a este, y las magnitudes aumentan hacia el norte, por tanto este mapa pudiera estar reflejando, así como el mapa regional de Bouguer, el adelgazamiento de la corteza en la zona de estudio. En el mapa realizado para fuentes intermedias a una profundidad de 6490 m se nota la continuidad de los cuerpos ígneo-metamórficos, y los altos valores característicos de los complejos Yaritagua, San Julián y Nirgua. En el mapa de filtro pasabanda para fuentes someras a 990 m se resaltan fundamentalmente los cuerpos nuevamente por separado.

En el mapa de filtro pasabanda aplicado a la Intensidad Magnética Total se exhibe para fuentes profundas a una profundidad de 6050 m la tendencia regional mostrada en los mapas regionales de IMT, como el efecto atribuido a los cuerpos ígneo-metamórficos, mientras que los mapas de fuentes intermedias y someras a una profundidad de 3600 m y 2500 m respectivamente, se presentan como en los mapas anteriores los efectos causados por los cuerpos ígneo-metamórficos, siendo el de fuentes someras el que los refleja por separado, por la contribución que tienen estos en superficie. También puede observarse en el de fuentes intermedias la respuesta

producto de la profundidad del basamento en la zona del Graben de Aroa. (Figura 4.50)

Al realizar el estudio de profundidades a los datos gravimétricos por el método de deconvolución de Euler, (Figura 4.22) se muestra que las profundidades se encuentran en un rango de 2000 hasta 9000 m, donde los valores máximos se hallan al norte del mapa, posible profundidad de la Formación Yaritagua en esa zona. Al sur de los cuerpos ígneo-metamórficos se hallan profundidades para la Unidad Metagabro Anortosítico de Yumare entre 3000 y 5000 m, pudiendo llegar hasta 6000 m en algunos de éstos. Igualmente, en la dirección de la Falla inferida que se une con la Falla de Socremo, en la de Boconó y Morón se estiman profundidades hasta 7000 m.

Del estudio de profundidades a los datos magnéticos por deconvolución de Euler (Figura 4.51) se muestran profundidades desde 1000 a 5000 m, notándose que alrededor del macizo de San Quintín, representado por las unidades Metagabro Anortosítico de Yumare y las Metavolcano Sedimentarias de San Quintín, se hallan profundidades de 5000 m, así como al norte del Macizo de Tarana representado por la Formación Esquisto de Aroa. Además, se estimaron profundidades desde 4000 a 5000 m en dirección a la Falla de Boconó.

A partir de los métodos empleados para la estimación de profundidades se puede llegar a que los cuerpos ígneo-metamórficos se extienden en profundidad en el subsuelo hasta unos 3000 a 6500 m; las fallas de Socremo, Boconó y Morón entre 5000 y 7000 m. Del mismo modo, la unidad gnéisica se considera una de las unidades de mayor espesor, por tanto las profundidades más altas determinadas en el análisis espectral, podrían estar reflejando la base de esta unidad.

5.5. Perfiles y Modelaje 2D Gravimétricos y Magnéticos

Para realizar el modelado geológico se trazaron dos perfiles (A-A' y B-B'), uno en dirección N20°O con una extensión aproximada de 68 km y otro N80°E con una extensión de 54 km. En el trazado de los perfiles se tomaron en cuenta los mapas gravimétricos, magnéticos y la topografía de la zona, así como los valores calculados de inclinación magnética 36,67° y declinación magnética -10,36°.

El perfil A-A' (Figuras 5.1, 5.2, 5.3) se tomó en dirección N20°O para abarcar perpendicularmente al Graben de Aroa, el Graben de Yaracuy y uno de los cuerpos ígneo-metamórficos que aflora en el macizo La Zurda, uno de los que presenta un efecto considerable en la respuesta gravimétrica. El perfil B-B' (Figura 5.1 y 5.2) se trazó en dirección paralela a los cuerpos ígneo-metamórficos para verificar la posible continuidad de los mismos en esa dirección, constituyendo éste uno de los objetivos más importante en esta investigación.

Los modelos se construyeron a partir de la extensión GMSYS del programa *Oasis montaj v.6.4.2* (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 lo más preciso posible.

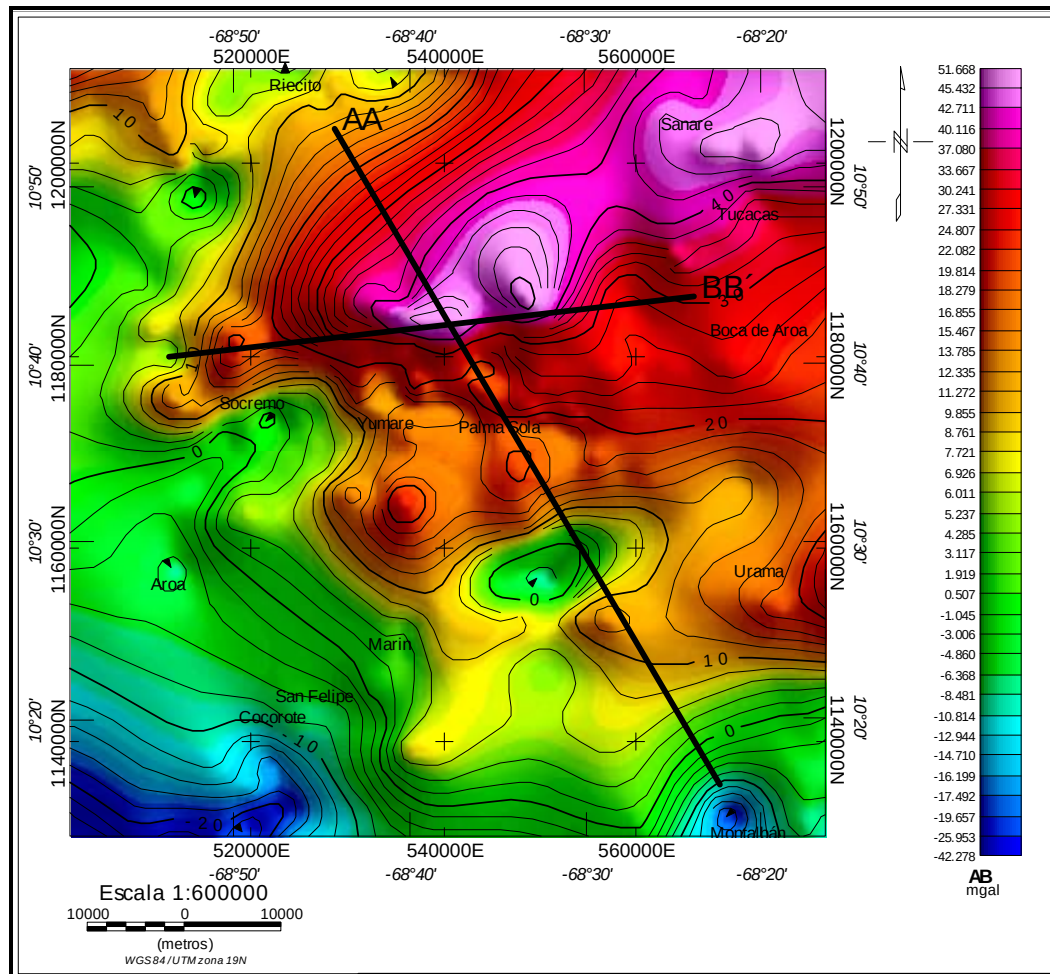


Figura 5.1. Perfiles A-A' y B-B' sobre el mapa de Anomalia de Bouguer.

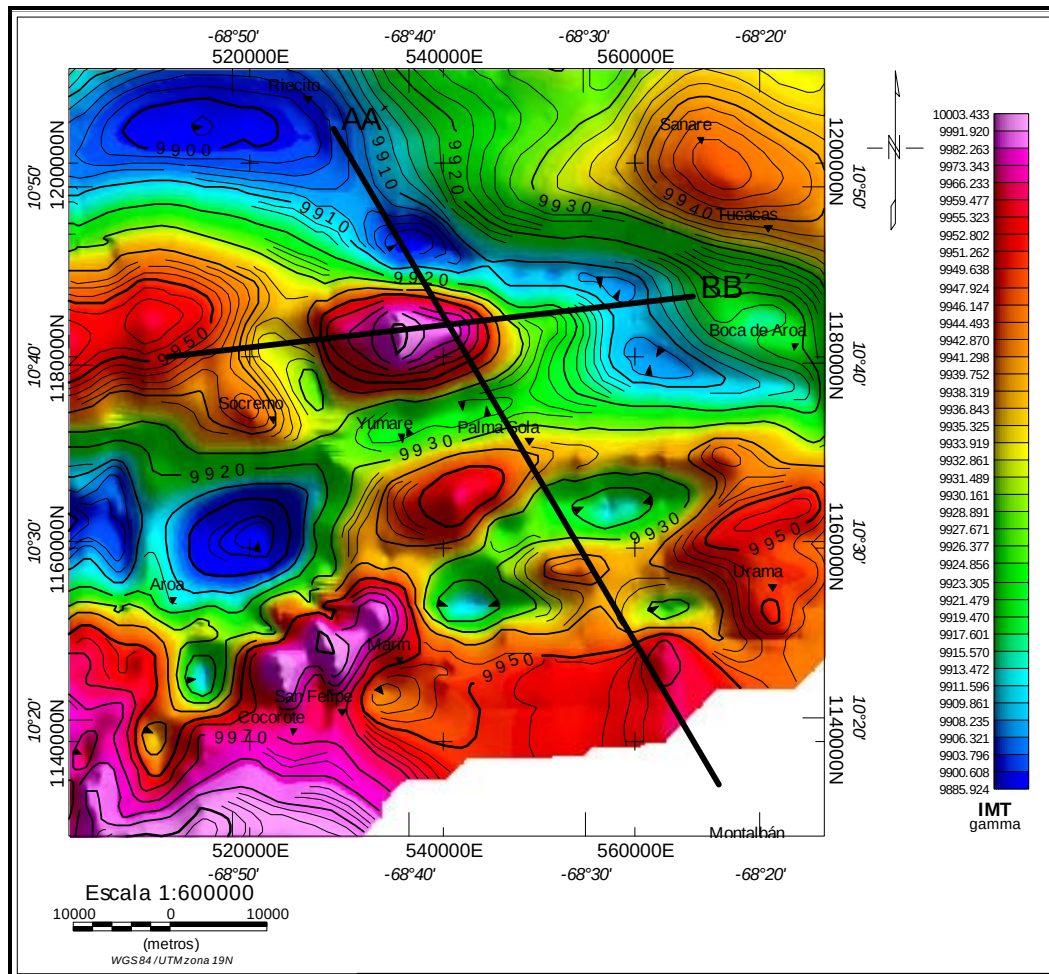


Figura 5.2. Perfiles A-A' y B-B' sobre el mapa de Intensidad Magnética Total

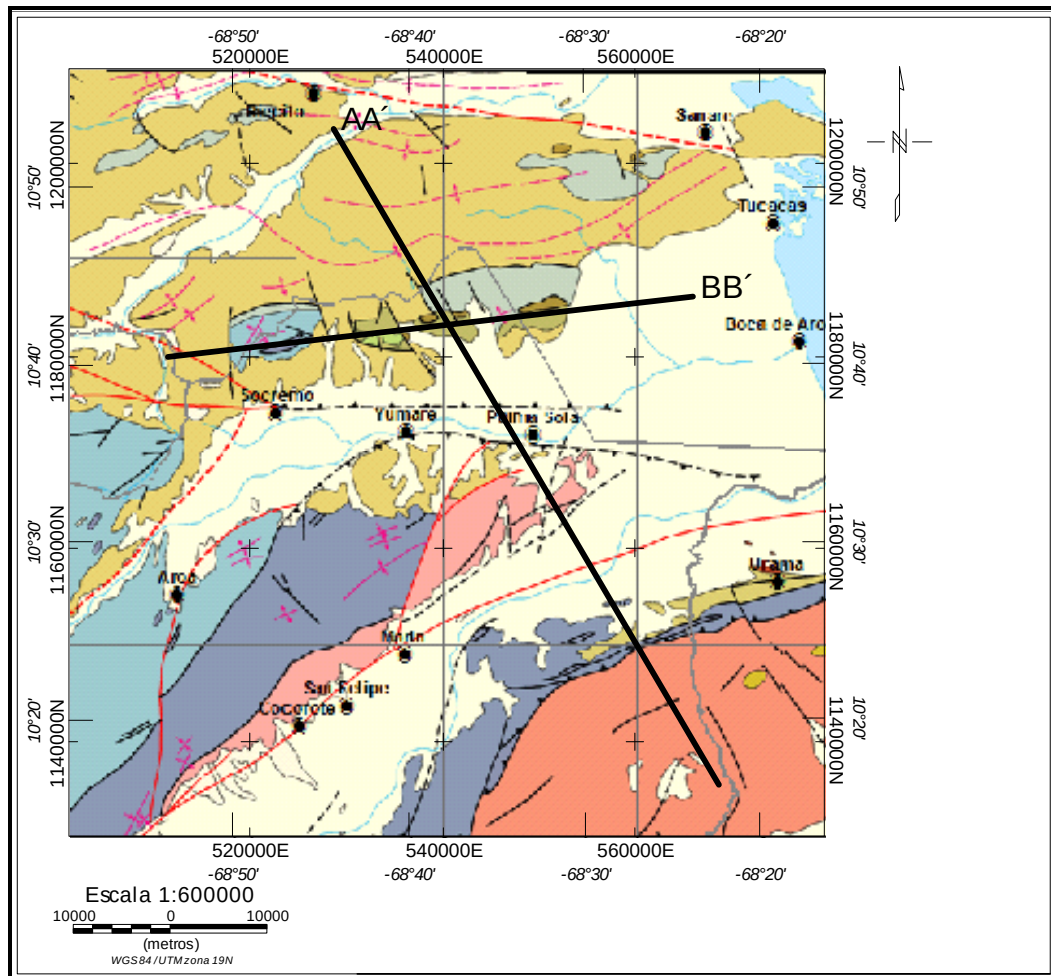


Figura 5.3. Perfiles A-A' y B-B' sobre el mapa geológico de la zona de estudio

5.6 Interpretación Gravimétrico-Magnética de los Modelos Geológicos.

Las restricciones para los modelos A-A' y B-B' (Figura 5.3 y 5.4) se basan primordialmente en investigaciones geológicas de superficie y geofísicas, realizadas previamente en la zona de estudio, que sirvieron de ayuda para obtener los diferentes parámetros importantes en el ajuste de los modelos a la respuesta gravimétrica y magnética. Los parámetros más importantes fueron la densidad y la susceptibilidad magnética de las formaciones expuestas en el modelo, que fueron determinadas a partir de las muestras de rocas analizadas en este trabajo (Apéndices D y E) y con ayuda de tablas de densidades y susceptibilidades magnéticas promedio, mientras que

los espesores y profundidades de dichas formaciones fueron establecidas con ayuda del LEV III y los métodos de análisis espectral y deconvolución de Euler. Tabla (5.1)

Tabla 5.1. Parámetros de control utilizados para el modelado gravimétrico-magnético de los perfiles A-A' y B-B'.

UNIDAD	ESPESOR (M)	DENSIDAD (G/CM³)	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (CGS)	MAGNETIZACIÓN (EMU/ CM³)
Aluvión	600	2,2	0,000015	0,0000051249
Fm. Maporita	200	2,47	0,00002	0,0000068332
Fms. Casupal, Capadare y Ojo de Agua	1300	2,45	0,00002	0,0000068332
Fm. Cerro Misión	700	2,47	0,000025	0,0000085415
Unidad Esquistosa	2000	2,525	0,00003	0,00001229
Unidad Gnéisica	2400	2,57	0,00004	0,000013664
Unidad Metagabro Anortosítico de Yumare	3000	2,75	0,00006	0,00002040
Unidad Metavolcano Sedimentaria de San Quintín	700	2,79	0,000055	0,00001879
Unidad de Serpentinita	900	2,7		
Unidad de bloque de Bonaire	7000	2,8	0,00008	0,00002733
Corteza Continental	--	2,7	0,00009	0,00003074
Manto	--	3,2	0,00025	0,000085415

El modelo bajo el perfil A-A' (Figura 5.3) abarca de sur a norte, en superficie, al Graben de Yaracuy, que se encuentra limitado por un conjunto de fallas, como son: Morón, Boconó y una serie de fallas asociadas a esta última, posteriormente atraviesa una extensión considerable de sedimentos del Cuaternario, que cubren al Graben de Aroa, entre la Falla de Socremo y un corrimiento inverso hacia al norte. Seguidamente pasa por el macizo La Zurda representado por el Metagabro-Anortosítico de Yumare y finaliza con el Cerro Misión en el que se hallan las formaciones Casupal, Capadare y Ojo de Agua.

La profundidad mínima del manto es de aproximadamente 27 km. al norte del modelo A-A', consecuencia del adelgazamiento cortical descrito por Rodriguez y Sousa (2003) y Bezada (2005), quienes también estimaron que la subducción de la placa oceánica termina en la latitud de la población de Aracua, al noroeste de la población de estudio.

Con ayuda de los métodos de análisis espectral y deconvolución de Euler, se determinaron las posibles profundidades de las formaciones presentes en el modelo. Los bloques de rocas ígnea-metamórficas expuestos aumentan en profundidad en dirección al norte; a una profundidad aproximada entre 8000 m, sobre la corteza continental, se encuentra la base de la Unidad Gnéisica, constituida por las formaciones Yaritagua y San Julián al sur, alcanzando su mayor profundidad al norte del perfil en contacto con el bloque de Bonaire, y aflorando al sur del perfil. Por encima de esta formación se encuentra la Unidad Esquistosa, representada por las formaciones Nirgua y Aroa, donde el tope alcanza una profundidad máxima al norte del perfil de 6290 m, mientras que al sur del perfil disminuye su profundidad aflorando parte de éste. Al norte del perfil se encuentran aflorando y concordantes sobre la mencionada unidad, las formaciones Cerro Misión, Casupal, Capadare y Ojo de Agua con características similares, siendo su máxima profundidad del tope a unos 240 m. Finalmente se encuentra una capa de sedimentos que alcanza su mayor profundidad en el Graben de Yaracuy (justo en los bajos valores observados en el

mapa de Anomalías de Bouguer, asociado a depósitos de sedimentos) llegando hasta 900 m y al norte de la Falla de Socremo con unos 1000 m. Al sur del perfil se encuentran rocas de la Formación Maporita que aflora en superficie y alcanza una profundidad de 200 m.

Al norte del perfil a unos 48,5 km de distancia, se encuentra emplazado y aflorando con un buzamiento 75° hacia el norte, “el cuerpo ígneo-metamórfico” del macizo La Zurda, cuya profundidad en la base está entre 3000 y 6500 m, lo que podría concordar con lo descrito por Grande (2007), quien establece que estos cuerpos podrían pertenecer a un bloque continuo o a fragmentos de un basamento de edad Proterozoico Tardío al norte de Venezuela, por lo que se pudo emplazar con las características antes expuestas.

La mayor profundidad alcanzada en el Graben de Aroa fue de 400 m, lo que corrobora lo descrito por los autores Bellizzia y Rodriguez (1976), quienes describen a este valle como profundo debido al tipo de sedimentación que se presenta. También se observa que la zona este del Graben de Yaracuy alcanza su profundidad máxima a 900 m, asociada a un depósito de sedimentos por la acción de las Fallas de Morón, Boconó y otras asociadas a esta última.

Al norte del perfil es notable la presencia del Bloque de Bonaire, con un espesor aproximado de 7 km, lo cual coincide con el espesor estimado para esta corteza de transición que es considerada como una cuenca de distensión (Pindell *et al.* 1998).

En el modelo B-B' (Figura 5.4), se muestran las mismas profundidades descritas anteriormente al norte del modelo A-A', corroborando así los espesores y ubicaciones de las formaciones expuestas. Además se muestran los cuerpos ígneo-metamórficos que afloran en los macizos San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, representados por el Metagabro Anortosítico de Yumare, como un bloque continuo en

profundidad que aflora en los macizos mencionados por la acción de un conjunto de fallas de alto ángulo, y que alcanzan sus mayores espesores al oeste del perfil. También se muestra la unidad Metavolcano Sedimentaria de San Quintín, que aflora en el macizo con el mismo nombre, en contacto con el Metagabro Anortosítico de Yumare, con una profundidad de 700 m. Al este del perfil, en el macizo de Tarana, afloran los esquistos de Aroa, así como la Unidad de Serpentinita en contacto con dicha formación, que alcanza una profundidad de 200 m. El bloque de Bonaire presenta un espesor aproximado de 7000 m sobre todo el perfil y se encuentra por debajo de la Unidad Gnéisica.

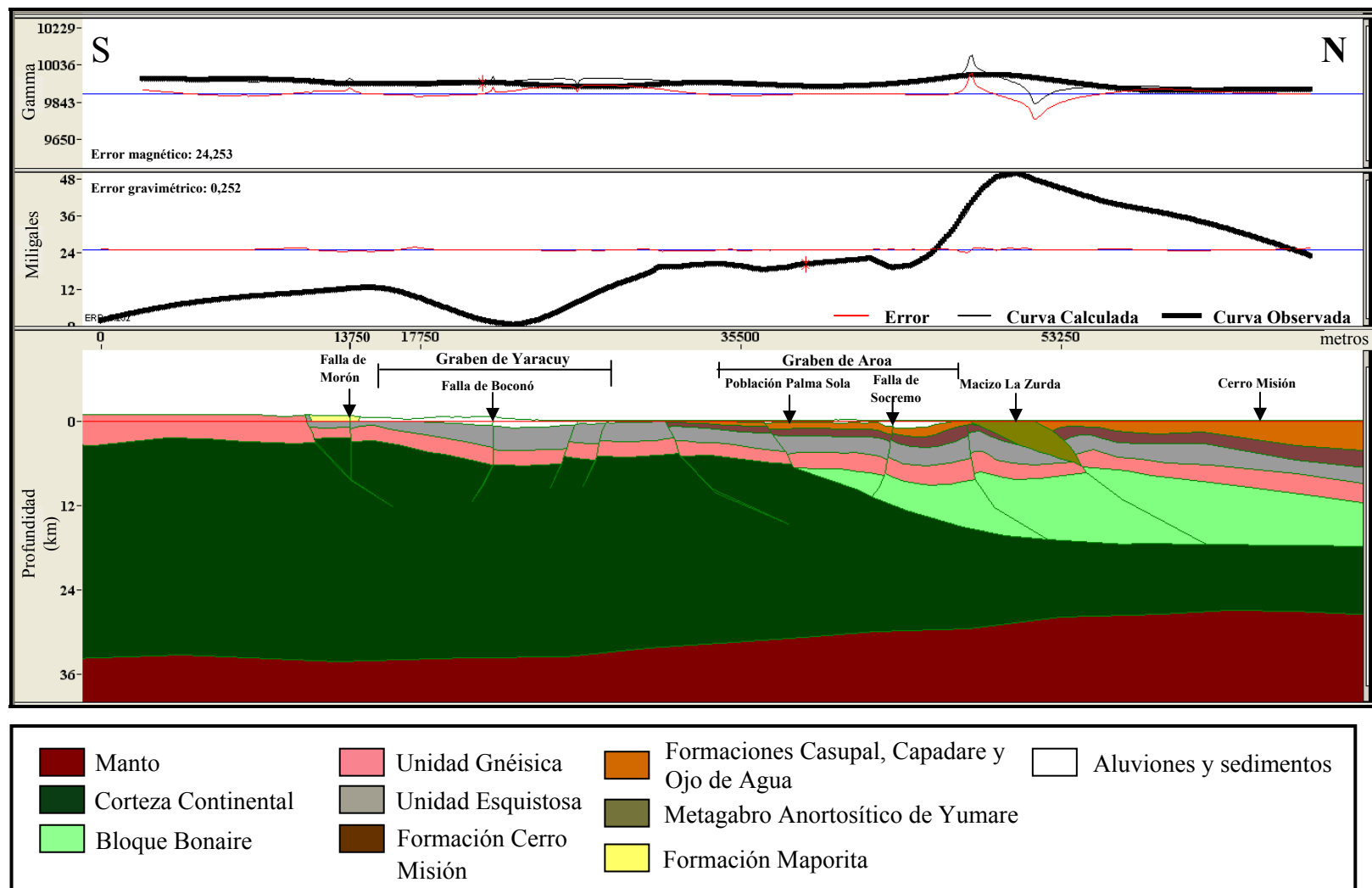


Figura 5.4. Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético A-A'.

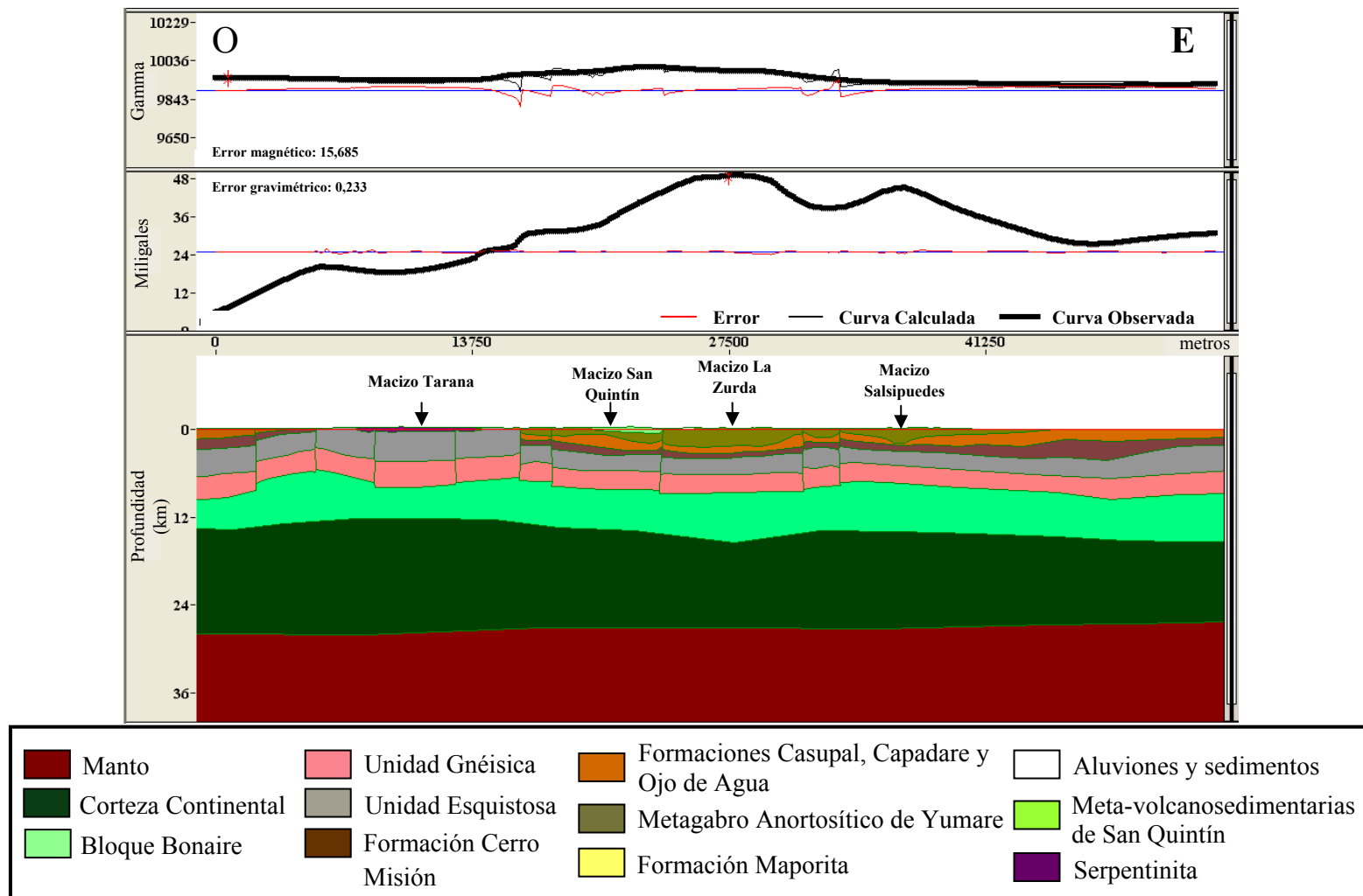


Figura 5.5. Modelo geológico del perfil gravimétrico-magnético B-B'.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En esta investigación se logró cumplir con todos los objetivos planteados, se compiló la información geológica, geofísica y topográfica previamente existente de la zona de estudio, con la información gravimétrica adquirida, para ahora disponer de una base de datos gravimétrica, magnética y geológica del norte del estado Yaracuy y sureste del estado Falcón, y se dan aportes sobre la configuración geológica de la zona, lo que se expresa en las siguientes conclusiones:

- Con la valoración estadística de los datos de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total a diferentes alturas, se obtuvo que los mismos presentan un comportamiento normal y poca dispersión, por tanto los datos gravimétricos y aeromagnéticos son de confiabilidad.
- De la valoración geoestadística de los datos de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total se logró obtener la dirección de máxima anisotropía, una orientación de variabilidad de 45° azimuth para los datos gravimétricos, que coincide aproximadamente con la dirección de estructuras como el Graben de Aroa y Yaracuy, así como la dirección del adelgazamiento de la corteza continental al norte de la zona. (Rodríguez y Sousa, 2003; Bezada, 2005); mientras que para los datos aeromagnéticos se obtuvo la máxima variabilidad de 165° azimuth, lo que puede ser producto del mayor contraste en la propiedades magnéticas en aproximadamente esa dirección, la cual es perpendicular a la dirección de varias estructuras en la zona, como los grabens de Aroa y Yaracuy y los cuerpos ígneo-metamórficos. Además pudiera ser consecuencia del contraste existente entre las unidades expuestas en la Cuenca de Falcón al norte de la zona de investigación, con las encontradas alrededor.

- El mapa de Anomalía de Bouguer elaborado por el método de mínima curvatura presentó una tendencia que va de N35°O a E-O, variando de oeste a este, la cual coincide con el límite sur de la parte oriental de la Cuenca de Falcón, que presenta una dirección preferencial E-O según Muessig (1984); además concuerda con lo propuesto por Ostos (1990) que la dirección de esfuerzos de deformación tiene una orientación NO-SE. Las magnitudes de las curvas isoanómalas aumentan en dirección hacia el norte, lo cual corrobora el adelgazamiento de la corteza continental, al norte de la zona de estudio descrita por Rodríguez y Sousa (2003) y Bezada (2005).
- Las curvas isogammas del mapa de IMT, realizado también por el método de mínima curvatura, exhiben una orientación preferencial E-O, que son respuesta a la dirección de las diferentes estructuras presentes en la zona, como los grabens de Yaracuy y Aroa. Las magnitudes de las mismas disminuyen hacia el noroeste, reflejando el efecto de la Cuenca de Falcón.
- Los cuerpos ígneo-metamórficos ubicados al norte de la población de Yumare, se expresan en el mapa de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total con altos valores y gradientes en la respuesta gravimétrica y magnética, siendo los más resaltantes los cuerpos que afloran en los macizos San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, representados primordialmente por el Metagabro Anortosítico de Yumare.
- El Graben de Aroa, al sur de los cuerpos mencionados anteriormente, se presenta en el mapa de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total con bajos valores en el campo, que se extienden en dirección N75°E, la misma dirección de dicho graben.
- Al noroeste de los mapas de AB e IMT se observan como las magnitudes de las curvas isoanómalas disminuyen, lo que pudiera ser producto del

considerable espesor de sedimentos expuesto hacia esa zona en el límite sur de la Cuenca de Falcón Oriental. Además al noreste de ambos mapas se muestran altos valores del campo, producto del adelgazamiento cortical hacia esa zona que fue interpretado por Rodríguez y Sousa (2007) y Bezada (2005).

- La presencia de un alto relativo en el mapa de Anomalía de Bouguer, al noroeste de los cuerpos ígneo-metamórficos, podría evidenciar la existencia a gran profundidad de otro cuerpo ígneo-metamórfico representado por el Metagabro Anortosítico de Yumare o a un cuerpo somero con características similares a los Esquistos de Aroa.
- 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 3 y para la continuación del campo 10000 m hacia arriba. Por consiguiente los mapas regionales de AB, presentan la misma tendencia del mapa de AB, consecuencia de la dirección del límite sur de la parte oriental de la Cuenca de Falcón (Muessig, 1984), así como de la dirección de esfuerzos de deformación (Ostos, 1990) y el aumento de las magnitudes hacia el norte por el adelgazamiento cortical (Rodríguez y Sousa, 2003 y Bezada, 2005). Para el mapa regional de IMT, se tiene la misma tendencia E-O, producto de la dirección de los grabens de Aroa y Yaracuy, así como otras estructuras geológicas importantes, y un aumento en magnitudes hacia el sur, debido a la cercanía del límite sur de dicha cuenca. De ambos mapas regionales se llega a que los realizados por el método de continuación analítica del campo hacia arriba reflejan un mapa más real, acorde con la geología, diferente a lo mostrado por los de superficie de tendencia polinómica, que presentan una ajuste más matemático.

- En los mapas residuales de AB e IMT se muestran los cuerpos ígneo-metamórficos, así como la orientación del Graben de Aroa y Yaracuy; además, en el mapa correspondiente a AB se destaca un alto relativo, que no concuerda con lo mostrado en el mapa geológico en ese lugar, por lo que debido a la similitud de ambas respuestas gravimétricas, podría tratarse de un cuerpo que posee las mismas características que la presentadas en el macizo Tarana, compuesto en mayor parte por los Esquistos de Aroa, o a un cuerpo a gran profundidad con características similares al Metagabro Anortositico de Yumare, que aflora en los macizos de San Quintín, La Zurda y Salsipuedes.
- Al aplicar los filtros de primeras derivadas horizontales, segundas derivadas verticales, coseno direccional, pasabanda y reducción al polo magnético, se obtuvo el realce de efectos anómalos mostrados en el mapa de AB e IMT, que son respuesta de estructuras geológicas expuestas en la zona de interés.
- Con los métodos de primeras derivadas horizontales en Y y por el coseno direccional, se destacaron respuestas gravimétricas y magnéticas correspondiente a los cuerpos ígneo-metamórficos, Graben de Aroa y Graben de Yaracuy, lo que también pudo ser observado para el mapa de reducción al polo magnético del mapa de IMT. Sin embargo, en los mapas de segundas derivadas verticales se resaltó con más detalle la localización de los cuerpos, objetivo principal en esta investigación.
- Del análisis espectral y de la deconvolución de Euler se estimaron profundidades muy similares, a pesar de que ambos métodos estimen estos valores de manera diferente; el análisis espectral determina profundidades a partir del contraste en la propiedades que mide cada campo, mientras que la deconvolución de Euler las halla dependiendo de la forma que tenga el cuerpo en el subsuelo, con ayuda de diferentes parámetros. Estos valores obtenidos fueron de 8840, 5500, 2000 m para los datos gravimétricos y 6000, 3000 y

2500 m para los datos aeromagnéticos, reflejando así las profundidades de las fuentes profunda, intermedia y somera.

- En los mapas de filtro pasabanda para AB e IMT se muestran las contribuciones de las estructuras de interés a diferentes profundidades, estimadas a partir del análisis espectral, sin tomar en cuenta el efecto del ruido; destacándose en los más profundos la forma de la corteza, en los intermedios los cuerpos ígneo-metamórficos y las Fallas de Boconó y Socremo, mientras que en los someros los cuerpos ígneo-metamórficos se exhiben por separado debido a la contribución que tienen éstos en superficie.
- Con el cálculo y estimación de las densidades y susceptibilidades magnéticas, a través de las muestras geológicas representativas de la zona y por tablas promedio de estos parámetros, se les pudo atribuir a las formaciones y cuerpos pertenecientes al modelo las propiedades mencionadas anteriormente.
- Al norte del modelo AA', se encuentra emplazado y aflorando con un buzamiento al norte de 75° , el cuerpo ígneo-metamórfico del macizo La Zurda, con una profundidad aproximadamente 6000 m para la base y posee espesores variables desde 3000 a 4000 m, mientras que para el modelo BB' se observan los cuerpos expuestos en los macizos San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, como un bloque continuo en profundidad que aflora en los macizos mencionados por la acción de un conjunto de fallas de alto ángulo, y que alcanzan sus mayores espesores en los ubicados más al oeste del perfil, lo que podría corroborar lo descrito por Grande (2007), quien establece que estos cuerpos podrían pertenecer a un bloque continuo o a fragmentos de un basamento de edad Proterozoico Tardío al norte de Venezuela, por lo que se pudo emplazar con las características antes expuestas.

- El Graben de Aroa alcanza una profundidad máxima de 400 m, que concuerda con lo descrito por Bellizzia y Rodríguez (1976), debido al carácter de sedimentación de la cuenca, la cual es depósito de diferentes formaciones expuestas en la Sierra de Aroa, como Capadare y Ojo de Agua, por lo que se considera relativamente profunda.

Finalmente se recomienda realizar una investigación con más detalle de cada uno de los macizos expuestos al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, Macizos Tarana, San Quintín, La Zurda y Sasipuedes, por separado; así como el cuerpo al oeste del macizo Tarana; en los que se aplique métodos gravimétricos, magnéticos y sísmicos.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

AUDEMARD, F. (1993). **Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón)**. Tesis doctoral, Universidad de Montpellier II. 369 p.

AUDEMARD, F. (1995a). **Evolution geodynamique de la façade nord sud-américaine: nouveaux apports de l'histoire géologique du bassin de Falcón, Vénézuéla**. XIV Caribbean Geological Conference, Port of Spain, Trinidad: 327-340.

AUDEMARD, F. (1995b). **La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental: síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica**. IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas: 204-213.

AUDEMARD, F. (2001). **Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted Northern Falcón Basin, northwestern Venezuela**. *Journal of Structural Geology*. 23 (2): 431-453.

AUDEMARD, F.A. y C. GIRALDO (1997). **Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela septentrional**. VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geología. 1:101-108.

BELLIZZIA, A. (1972). **Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe ¿Es una cordillera alóctona?**. VI Conferencia Geológica del Caribe. Margarita, Venezuela (1971). 247-258.

- 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 C. LÓPEZ (1972). **Gabro versus “pseudogabro” en el complejo ultramáfico de Tinaquillo (Resumen).** IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Tomo IV, p. 2138.
- BELLIZZIA, A. y D. RODRÍGUEZ (1966). **Mapa geológico de la región de Yumare.** Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología. Mapa 1:25.000, inédito.
- BELLIZZIA, A., y D. RODRÍGUEZ (1967). **Guía de la excursión a la región de Duaca-Barquisimeto-Bobare,** Boletín Geológico, Caracas, 8(16): 289-309.
- BELLIZZIA, A., D. RODRÍGUEZ y E. ZAMBRANO. (1968). **Mapa geológico del estado Yaracuy.** Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología. Mapa 1:100.000, inédito.
- 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.

- BOESI, T. y D. GODDARD. (1991). **A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcon Basin, northwestern Venezuela.** En BIDDLE, K. T. (ed.). *Active Margin Basins: American Association of Petroleum Geologists Memoirs* (52: 303-319). Tulsa, Okla., U.S.A.
- BONINI, W. (1984). **Magnetic provinces in western Venezuela.** En BONINI, W. E., HARGRAVES, R. B. y SHAGAM, R. (eds.). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America Memoirs* (162: 161-173). Boulder, Co., U.S.A.
- BURKE, K., P. J. FOX y A. M. C. SENGÖR, (1978). **Bouyant ocean floor and the evolution of the Caribbean:** *Journal of Geophysical Research*, 83: 3949-3954.
- BUSHMAN, J. R., (1959). **Geology of the Barquisimeto area. A summary report.** Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo. Boletín Informativo, 2(4): 65-84.
- CAMACHO, A., M. MIJARES y W. SCHERER, (1989). **Geología de la zona Sanare-Buena Vista, sector Agua Linda, estado Falcón, Venezuela.** *Geos*, Caracas, 29: 18-24.
- CANTOS, F., (1974). **Tratado de Geofísica Aplicada.** Editorial Litoprint, España: 520 p.
- CASTRO LEYVA, TERESA DE J., L. DELGADO-ARGOTE y J. GARCÍA, (2001). **Geología y Magnetometría del complejo máfico-ultramáfico puerto nuevo en el área de San Miguel, Península de Viscaíno, baja California sur.** *Geos*, 21(1): 3-21

- 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). ***Estatisticals and data analysis in geology.*** Editorial John Wiley and Sons. New York: 329 p.
- DENGO, G., (1985). **Mid-America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwest Colombia, en Nairn, A. E. M., Stehli, F. G., y Uyeda, S., eds; The Oceanic Basins and Margins, v. 7, The Pacific Ocean:** New York, Plenum Press, 123-180.
- DÍAZ, M. (2002). **Procesamiento e interpretación de datos potenciales en el estado Falcón.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Facultad de Ciencias. Departamento de Física. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- DIEBOLD, J. y N. DRISCOLL, (1999). **New Insights on the Formation of the Caribbean Basalt Province Revealed by Multichannel Seismic Images of Volcanic Structures in the Venezuelan Basin.** En Mann, P. (ed). *Caribbean Sedimentary Basins: Sedimentary Basins of the World.* (4: 561-589) Elsevier publishing. Co., U.S.A.
- DIEBOLD, J. B., P. L. STOFFA, P. BUHL y M. TRUCHAN, (1981). **Venezuelan basin Crustal Structure.** *Journal of Geophysical Research*, 86 (B9): 7901-7923.
- DOBRIN, M. (1961). **Introducción a la Prospección Geofísica.** Barcelona: Ediciones Omega S.A. 483 p.

DOBRIN, M. B. y C.H. SAVIT, (1988). **Introduction to geophysical prospecting**; cuarta edición: Mac Graw Hill, Inc.

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.

DUQUE-CARO H., (1978). **Major structural elements of northern Colombia**. AAPG Memoir 29: 329-351

EDGAR, N., J. I. EWING y J. HENNION. (1971). **Seismic refraction and reflection in Caribbean sea**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 55 (6): 833-870.

ESRI, Inc. (2005). **ArcGIS Desktop v.9.1**. [Programa].

FREE SOFTWARE FOUNDATION, Inc. (2007). **GNU General Public License – The R Project for Statistical Computing v.2.6.1**. [Programa].

FRISCH, W., M. MESCHÉDE y M. SICK, (1992). **Origin of the Central American ophiolites: Evidences from paleomagnetic results**: Geological Society of America Bulletin, 104: 1301-1314.

GARNER, A. H., (1926). **Suggested nomenclature and correlation of the geological formations in Venezuela**, Am. Inst. Min. Metall. Eng., Tr., p. 677-684.

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, Medellin: 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].

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.

GONZÁLEZ, J. y F. MARTINEZ, (2008). **Estudio geofísico integrado en la región de Siquisique, norte del estado Falcón.** Tesis no publicada. Universidad Central de Venezuela. Dpto. de Geofísica y Geología. Caracas. 188 p.

- GRANDE, S. (2007). **Presencia de un basamento grenvilliano de alto grado en Venezuela noroccidental**. IX Congreso Geológico Venezolano, Caracas 2007.
- 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/>
- HEDBERG, H. D. y L. C. SASS, (1937). **Synopsis of the geologic formations of the western part of the Maracaibo basin, Venezuela**. Boletín Geológico y Minero. (Venezuela), 1(2-4): 73-112.
- HUNTER, V. F., (1972). **A middle Eocene flysch from east Falcón, Venezuela**. VI Conferencia Geológica del Caribe, Porlamar, estado Nueva Esparta, p. 126-130.
- HUNTER, V. F., (1974). **The mid-Tertiary stratigraphic unit of the southern Caribbean area**, Verhandl. Naturf. Ges. 84(1): 172-190.
- JAMES, K. (2002). **A simple synthesis of Caribbean geology**. Recuperado en Enero 20, 2007 de <http://www.searchanddiscovery.com>
- KELLOGG, J. N. y W. N. BONINI, (1982). **Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in thenoverriding South American plate**. *Tectonics*, 1: 251-276.
- KUGLER G. (1949). **Geological notes on the area of Salsipuedes, District of Silva, State of Falcón**. NorthVenezuelan Petroleum Co. *Creole Petroleum Corporation*, informe no. 4330.11-35.

- LAFEHR, T. R. (1991). **An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction.** *Geophysics*, 56 (8): 1179-1184.
- LIDDLE R. A. (1928). **The Geology of Venezuela and Trinidad.** J. P. MacGowan, Fort Worth Texas, 552 p.
- LIDDLE, R. A. (1946). **The geology of Venezuela and Trinidad, (2nd. ed.)** Paleont. Res. Inst., Ithaca, New York, 890 p.
- LOWRIE, W. (1997). **Fundamentals of Geophysics.** Cambridge. University Press. Cambridge, UK: 354 p.
- LÓPEZ, V. M.; J. C. DAVEY y R. RUBIO, (1944). **Informe geológico y minero de los yacimientos de cobre de Aroa, estado Yaracuy.** *Fomento*, Caracas, 6(56): 11-66.
- LOZANO, F. y A. MUSSARI (2007). **Geología de los macizos ígneo-metamórficos del norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Departamento de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas. Venezuela. 171 p.
- MACELLARI, C. (1995). **Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart Basin, Venezuela and Colombia.** En TANKARD, A. J., SORUCO, R. S. y WELSINK, H. J. (eds.). *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoirs* (62: 757-780).
- MALAVÉ, G. y G. SUÁREZ (1995). **Intermediate-depth seismicity in the northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean Plate subduction.** *Tectonics*, 14 (3): 617-628.

- MÉNDEZ, J. G. (1967). **Definición de la Formación Agua Linda, Sección de referencia de la Formación Casupal y descripción litológica de algunas secciones de esta formación en la parte sur-oriental de la sub-cuenca de Falcón.** Sociedad Venezolana de Geología, Minas y Petróleo. Boletín Informativo, 10(4): 111-119.
- MENÉNDEZ A. (1966). **Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela.** Boletín Geológico 8(15):154-155.
- MESCHEDE, 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.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1970). **Léxico Estratigráfico de Venezuela.** Segunda Edición. Boletín Geológico., p. 395-396.
- 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.
- MUESSIG K. (1978). **The central Falcon igneous suite, Venezuela: Alkaline basalt intrusions of Oligocene-Miocene age.** *Geologie en Mijnbouw*, 52 (2): 261-266.
- MUESSIG, K. W. (1984). **Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas.** En BONINI, W. E., HARGRAVES, R. B. y SHAGAM, R. (eds.). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America Memoirs* (vol. 162, pp. 217-230). Boulder, Co., U.S.A.

- NATERA B. R. (1957). **Geología de Superficie**. Hoja C-6-C. *Creole Petroleum Corporation*. Mapa 1:50.000, inédito.
- 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. (1990). **Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos**. *Geos* (30): 1-294.
- PARASNIS, D. (1970). **Principios de geofísica aplicada**. Madrid: Editorial Paraninfo. 208 p.
- PINDELL, J.; S. CANDE; W. PITMAN; D. ROWLEY; J. DEWEY; J. LEBREQUE Y W. HAXBY (1988). **A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution**. *Tectonophysics*, 155: 121 – 138.
- 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, 2007, de: <http://tectonicanalysis.com/site/download/papercarib01.pdf>.

QUIJADA, M. (2006). **Inversión Gravimétrica 3D en el Noroccidente de Venezuela y zonas Costa Afuera**. Trabajo de Especial de Grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela. 213 p.

REID, A. B., J. M. ALLSOP, H. GRANSER, A. J. MILLETT§ y I. W. SOMERTON. (1990). **“Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution”**. *Geophysics*, 55 (1): 80-91.

REINOZA, C. (2006). **Modelado geofísico del basamento del área metropolitana de la ciudad de Mérida, estado Mérida**. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad de los Andes, Mérida, Venezuela. 146 p.

REINZ H. H. (1948). **Stratigraphy and fauna of the Agua Salada group, State of Falcón, Venezuela**. Geol. Soc. Am. Mem. 32, 219 p.

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.

- ROSENBACH, O. (1953). **A contribution to the computation of the “Second Derivative” from gravity data.** *Geophysics*, 18 (4): 894-907.
- ROSS, M. I., y C. R. SCOTSE, (1988). **A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region;** *Tectonophysics*, 155: 139-168.
- ROHR K. (1955). **Información fotogeológica.** Hoja C-6-C. *Creole Petroleum Corporation*. Mapa 1:50.000, inédito.
- SCINTREX Ltd. (2006). **CG-5 Scintrex Autograv System**, Operation Manual. Document Part N°. 867700. Rev. 1. Canada: 312 p.
- SILVER, E. A., J. E. CASE y H. J. MACGILLAVRY. (1975). **Geophysical study of the Venezuelan Borderland.** *Geological Society of America Bulletin*, 86 (2): 213-226.
- SINTON, C. W., R. A. DUNCAN y P. DENYER. (1997). **Nicoya Peninsula, Costa Rica: a single suite of Caribbean oceanic plateau magmas.** *Journal of Geophysical Research*, 102 (B7):15507-15520.
- SPSS, Inc. (2003). **Statistical Package for Social Science**, SPSS v.12.0 [Programa].
- STAINFORTH R. M. (1968). **El desarrollo de la terminología estratigráfica en el estado Lara.** Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo. Boletín Informativo, 11(9): 243-253.
- STEPHAN J. F. (1985). **Evolution Géodynamique du Domine Caraibe Andes et Chaîne Caraibe sur la Transversale de Barquisimeto (Vénézuéla).** In MASCLE A. Edr., TECHNIP. Eds. *Symposium “Geodynamique des Caraibes”*. (Paris) 505-530.

- STEPHAN, J. F., B. MERCIER DE LEPINAY, E. CALAIS, M. TARDY, C. BECK, J. C. CARFANTAN, J. L. OLIVET, J. M. VILA, P. BOUYASSE, A. MAUFFRET, J. BOURGOIS, J. M. THERY, J. TOURNON, R. BLANCHET, y J. DERCOURT (1990). **Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to present**. Bulletin de la Societé Géologique de France, 8: 915-919.
- 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.
- TURCOTTE, D. y G. SCHUBERT (2002). **Geodynamics (2da Edición)**. Cambridge University Press. Los Angeles, USA.
- 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 D. MENDI. (2007). **Consideraciones geológicas y geoquímicas de la zona de Yumare, estados Falcón y Yaracuy, Venezuela.** IX Congreso Geológico Venezolano, Caracas 2007.
- URBANI, F. y M. OSTOS, (1989). **El Complejo Avila, Cordillera de La Costa, Venezuela.** *Geos*, UCV, Caracas, (29): 205-217.
- VAN DER HILST, R. y P. MANN. (1994). **Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America.** *Geology*, 22 (5): 451-454.
- VON DER OSTEN E. (1967). **Stratigraphy of Central Lara.** Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo. Boletín Informativo, 10(11): 309-323.
- WHEELER, C. B., (1960). **Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón Occidental y Nororiental.** III Congreso Geológico Venezolano. Tomo I, Boletín Geológico. Public. Espec. (3): 407-465.
- WHEELER, C. B. (1963). **Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northwestern Falcón Basin, Venezuela.** American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 47 (1): 35-68.
- WIEDENMAYER C. (1924). **Zur Geologie von Ost-Falcon (Nordwest Venezuela).** *Eclog. Helv.* 18(4):508-512.

APÉNDICE A
MUESTRAS REPRESENTATIVAS DE LA ZONA DE ESTUDIO
OTORGADAS POR EL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA DE LA UCV
PARA LA DETERMINACIÓN DE LA DENSIDAD Y SUSCEPTIBILIDAD
MAGNÉTICA

El Departamento de Geología, de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, nos otorgó 11 muestras geológicas pertenecientes a la región al norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón. Las muestras se describen a continuación:

- Muestra Ya-20-A

Ubicación: 1181737 N

524.482 E

Litología: Esquisto Carbonático.

Unidad Geológica: Esquisto de Aroa.



Figura A1. Muestra geológica Ya-20-A

- Muestra Ya-20-B

Ubicación: 1181737 N

524.482 E

Litología: Mármol Laminado.

Unidad Geológica: Esquisto de Aroa.



Figura A2. Muestra geológica Ya-20-B

- Muestra Ya-27-A-R

Ubicación: 1181210 N

534500 E

Litología: Anortosita.

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A3. Muestra geológica Ya-27-A-R

- Muestra Ya-43-B

Ubicación: 1182928 N

534.098 E

Litología: Anortosita.

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A4. Muestra geológica Ya-43-B

- Muestra Ya-128

Ubicación: 1182928 N

534.098 E

Litología: Anortosita.

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A5. Muestra geológica Ya-128

- Muestra Ya-49R

Ubicación: 1183245 N

540560 E

Litología: Anortosíta.

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A6. Muestra geológica Ya-49R

- Muestra Ya-112

Ubicación: 1182810 N

535740 E

Litología: Metagabro.

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A7. Muestra geológica Ya-112

- Muestra Fa-15

Ubicación: 1184313 N

548947 E

Litología: Esquistos Cuarzo Feldespático

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A8. Muestra geológica Fa-15

- Muestra Fa-20

Ubicación: 1185325 N

549125 E

Litología: Esquistos gabroides.

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A9. Muestra geológica Fa-20

- Muestra Fa-43

Ubicación: 1184273 N

548125 E

Litología: Metagabro.

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A10. Muestra geológica Fa-43

- Muestra Fa-44

Ubicación: 1184273 N

548125 E

Litología: Metagabro.

Unidad Geológica: Metagabro Anortosítico de Yumare.



Figura A11. Muestra geológica Fa-44

APÉNDICE B

MÉTODO QUE UTILIZA EL OASIS MONTAJ V.6.4.2 (GEOSOFT INC., 2007) PARA CALCULAR LA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.

El *Oasis montaj* v.6.4.2 (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.

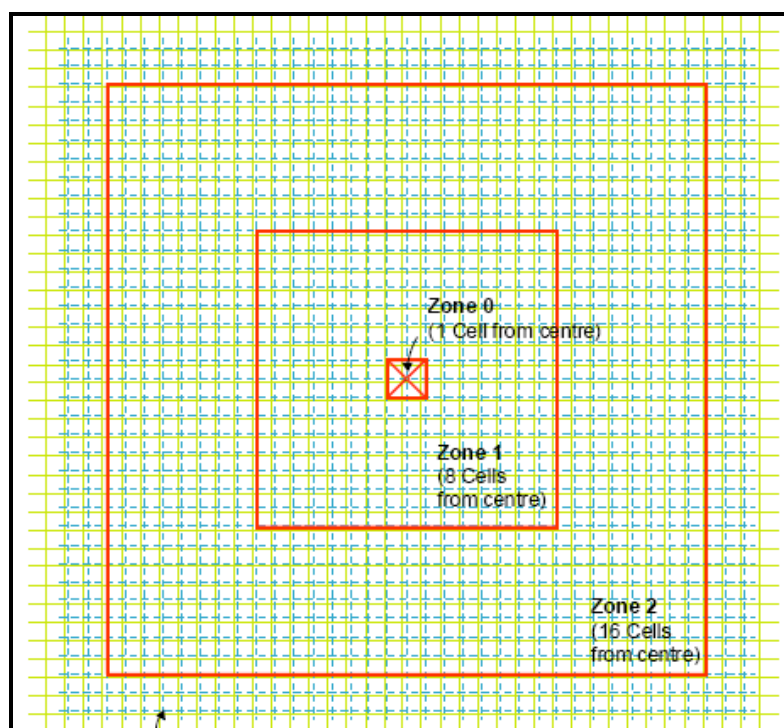


Figura B1. Modelo del mallado usado por el *Oasis montaj* para la corrección topográfica.

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.

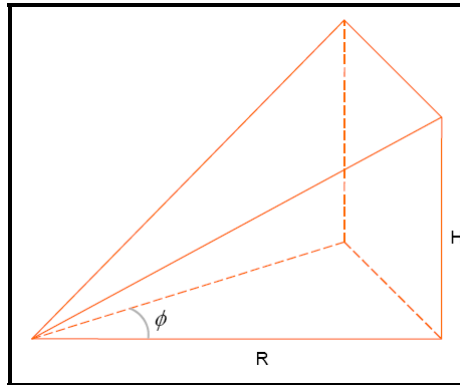


Figura B2. Atracción gravitatoria de un prisma rectangular recto.

- **Zona 1. Prisma.**

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

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

donde,

g Atracción gravitatoria.

G Constante de gravedad.

D Densidad.

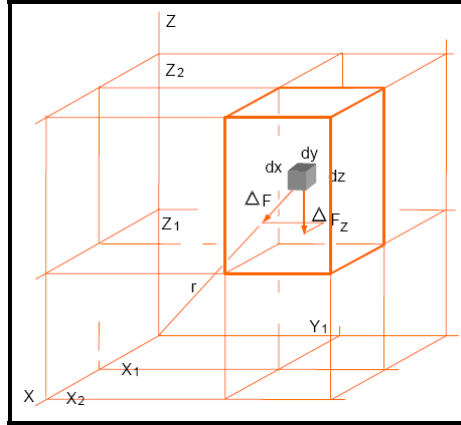


Figura B3. Atracción gravitatoria de un prisma.

- **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.

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

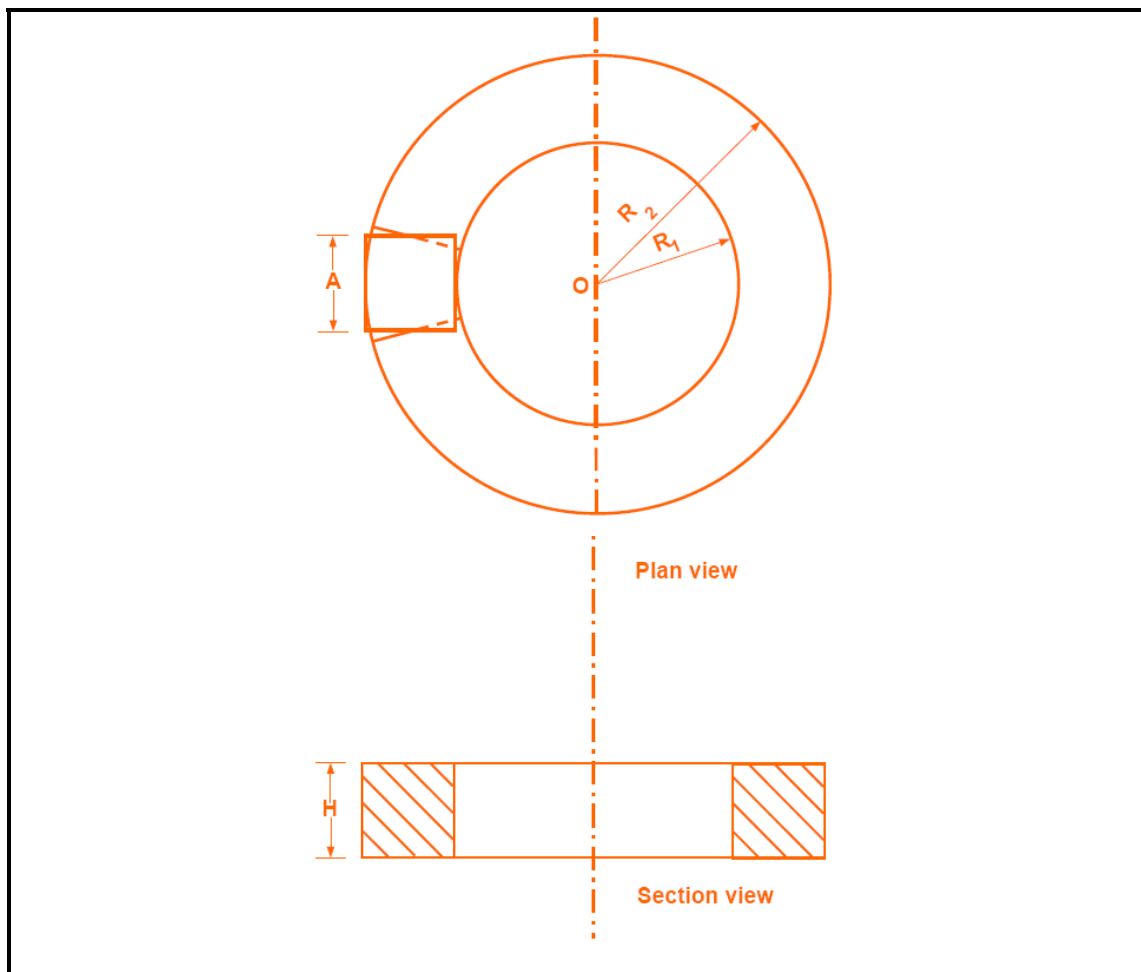


Figura B4. Atracción gravitatoria de un anillo seccional.

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 C
**MÉTODO UTILIZADO POR EL OASIS MONTAJ V.6.4.2 (GEOSOFT INC.,
2007) ANTES DE APLICAR FILTROS A LOS DATOS.**

Los mapas de Anomalía de Bouguer y de Intensidad Magnética Total 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 montaje v.6.4.2 (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 D

DETERMINACIÓN DE LA DENSIDAD DE LAS MUESTRAS GEOLÓGICAS

El cálculo de la densidad de las 11 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 cm³ (con una precisión de 50 cm³)
- Balanza
- Agua Destilada
- Pinzas

El procedimiento llevado a cabo fue el siguiente:

- 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 750 cm³ 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^3).

A continuación en la tabla D1 se muestran todas las mediciones y cálculos realizados para cada una de las muestras.

Tabla D1. Valores de densidad promedio de las muestras geológicas.

MUESTRAS	MASA (G)	MASA PROMEDIO (G)	VOLUMEN (CM^3)	VOLUMEN PROMEDIO (CM^3)	DENSIDAD PROMEDIO (G/CM^3)
Ya-20a	112,4	112,37	40	40	2,81
	112,7		40		
	112,0		40		
Ya-20b	140,8	141,20	45	45	3,14
	140,8		46		
	142,0		44		
Ya-27aR	156,8	157,63	55	56,67	2,78
	157,1		60		
	159,0		55		
Ya-43b	172,3	172,60	60	60	2,88
	172,5		60		
	173,0		60		
Ya-128	111,3	111,10	39	39,67	2,80
	111		40		
	111		40		
Ya-49R	27,1	27,07	10	10	2,71
	27,1		10		
	27,0		10		
Fa-15	123,1	123,5	41	43	2,87
	123,4		45		
	124		43		
Fa-20	52,9	52,87	17	18	2,94
	52,7		20		
	53		17		
Fa-43	31,5	31,67	8	8,67	3,65
	31,5		10		
	32		8		
Fa-44	107,5	107,70	39	39,67	2,72
	107,6		40		
	108		39		
Ya-112	163,7	164,3	59	59,67	2,75
	164,2		60		
	165		60		

APÉNDICE E

DETERMINACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS MUESTRAS GEOLÓGICAS

El cálculo de la susceptibilidad magnética de las 11 muestras geológicas fue llevado a cabo en el Laboratorio de Magnetismo, en la Escuela de Física, Facultad de Ciencias.

Los instrumentos utilizados fueron los siguientes:

- Trituradora de Rodillo y trituradora de mandíbula.
- 11 recipientes cilíndricos, con una longitud de 2,86 cm y un diámetro de 2,185 cm.
- Susceptibilímetro.

El procedimiento fue el siguiente:

- En primer lugar se disminuyó el tamaño de las muestras por medio de dos trituradoras, la trituradora de mandíbula y la trituradora de rodillo, las cuales se encuentran en el Laboratorio de Geología y Minas de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería.
- Posteriormente se llenaron los recipientes cilíndricos con la muestra triturada y se calculó el volumen del recipiente.
- Cada uno de los recipientes fue introducido en el porta muestras que a su vez fue introducido en el susceptibilímetro, en el cual se tomaron 5 medidas de voltaje que luego fueron promediadas y convertidas a voltios (V).

- Para finalizar, se calcula la susceptibilidad en unidad de volumen por la Ec. E1:

$$X = k \cdot \frac{\Delta E}{V \cdot E_0} \quad \text{Ec. E1}$$

donde:

X es la Susceptibilidad Magnética por unidad de volumen en unidades c.g.s.

k constante ($3,5 \cdot 10^2 \text{ cm}^3$)

ΔE Voltaje medido por el susceptibilímetro en voltios.

V volumen de la muestra en cm^3

E_0 Voltaje alimentador 10,87 V

A continuación en la tabla E1 se muestran todas las mediciones y cálculos realizados para cada una de las muestras.

Tabla E1. Valores de susceptibilidad magnética promedio de las muestras geológicas.

MUESTRAS	MEDIDAS DE VOLTAJE (MV)	VOLTAJE PROMEDIO (MV)	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (C.G.S./CM ³)
Ya-20 ^a	0,013	0,126	0,000037831
	0,013		
	0,012		
	0,012		
	0,013		
Ya-20b	0,011	0,012	0,00003603
	0,011		
	0,013		
	0,013		
	0,012		
Ya-27aR	0,015	0,0162	0,00004864
	0,016		
	0,016		
	0,015		
	0,019		
Ya-43b	0,015	0,0158	0,000047439
	0,017		
	0,015		
	0,018		
	0,014		
Ya-128	0,012	0,0124	0,000037231
	0,013		

	0,011		
	0,013		
	0,013		
Ya-49R	0,037	0,038	0,00011409
	0,04		
	0,039		
	0,036		
	0,038		
Fa-15	0,126	0,1256	0,00038312
	0,127		
	0,127		
	0,127		
	0,131		
Fa-20	0,011	0,012	0,00003603
	0,011		
	0,013		
	0,013		
	0,012		
Fa-43	0,014	0,0145	0,000043836
	0,014		
	0,015		
	0,015		
	0,015		
Fa-44	0,029	0,0298	0,000089474
	0,03		
	0,03		
	0,03		
	0,03		
Ya-112	0,023	0,0248	0,000074461
	0,024		
	0,026		
	0,026		
	0,025		

APÉNDICE F

ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDADES DE FUENTES GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICAS POR EL MÉTODO DE ANÁLISIS ESPECTRAL

En la estimación de profundidades de fuentes gravimétricas y magnéticas por el método de análisis espectral, se trazaron sobre el espectro de energía de cada una de las señales, las rectas, que representan los cambios en la pendiente de cada una de ellas, y luego la misma fue calculada para ser dividida entre 4π y hallar las profundidades aproximadas de cada fuente. Las rectas L_1 , L_2 y L_3 representan las fuentes profunda, intermedia y somera respectivamente.

Fuentes Gravimétricas

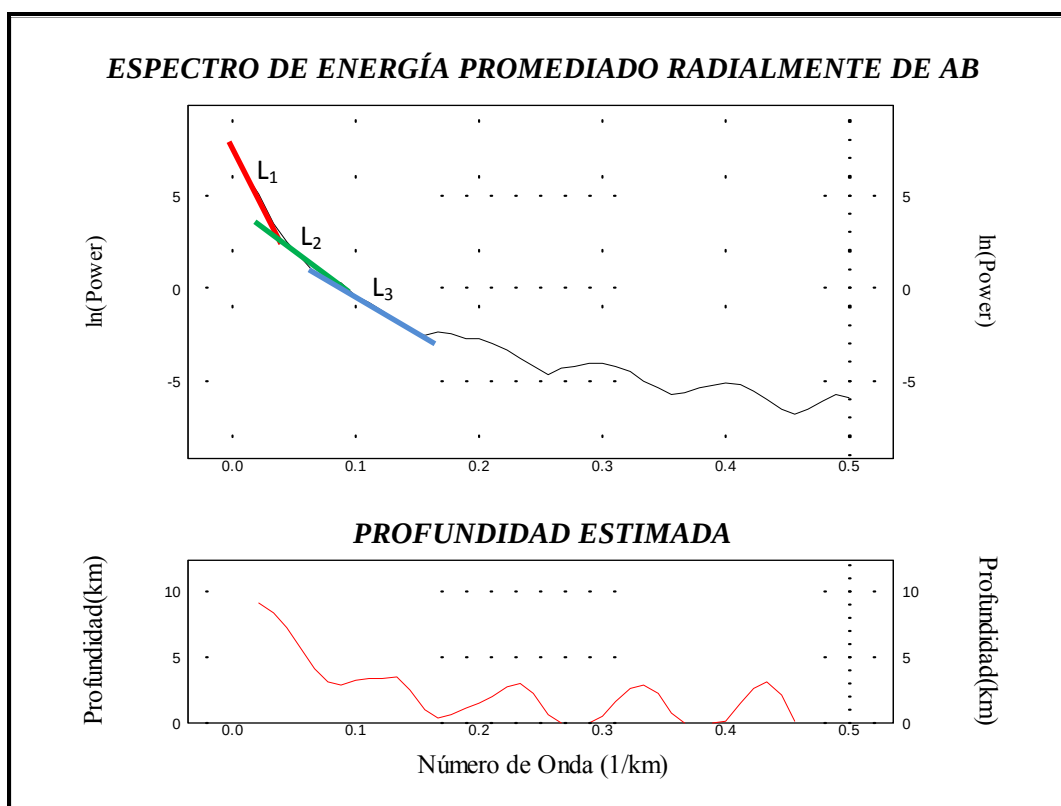


Figura F1. Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente de la Anomalía de Bouguer

a) Fuente Profunda

$$P_1 = (0,7,5); P_2 = (0,045;2,5)$$

$$m = \frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} = \frac{7,5 - 2,5}{0 - 0,045} = \frac{5}{-0,045} = -111,11$$

$$\textbf{Profundidad} = \frac{m}{4.\pi} = \frac{-111,11}{12,56} = 8,84km$$

b) Fuente Intermedia

$$P_1 = (0,042;2,5); P_2 = (0,065;0,625)$$

$$m = \frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} = \frac{2,5 - 0,625}{0,042 - 0,065} = \frac{1,875}{-0,023} = -81,52$$

$$\textbf{Profundidad} = \frac{m}{4.\pi} = \frac{-81,52}{12,56} = 6,49km$$

c) Fuente Somera

$$P_1 = (0,065;0,625); P_2 = (0,09;0,3125)$$

$$m = \frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} = \frac{0,625 - 0,3125}{0,065 - 0,09} = \frac{0,3125}{-0,025} = -12,5$$

$$\textbf{Profundidad} = \frac{m}{4.\pi} = \frac{-12,5}{12,56} = 0,99km$$

Fuentes Aeromagnéticas

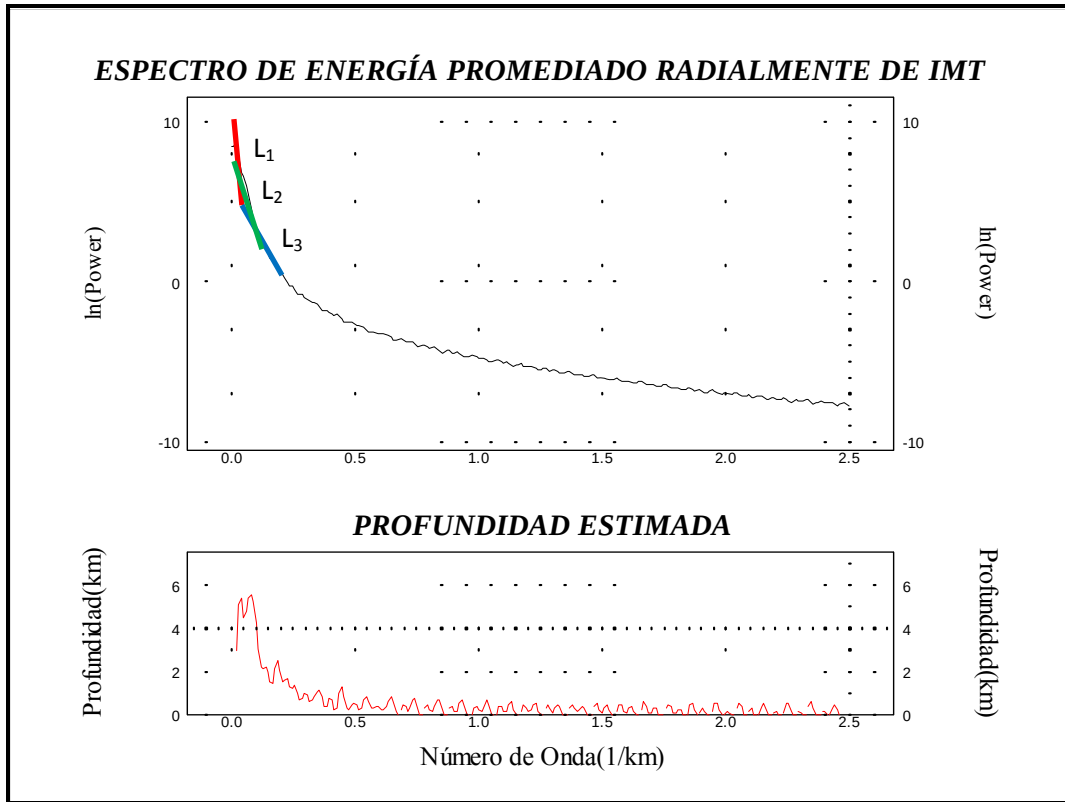


Figura F2. Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente de la Intensidad Magnética Total a una altura de 2000 m s.n.m.

a) Fuentes Profunda

$$P_1 = (0,025;7); P_2 = (0;8,9)$$

$$m = \frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} = \frac{8,9 - 7}{0 - 0,025} = \frac{1,9}{-0,025} = -76$$

$$\text{Profundidad} = \frac{m}{4 \cdot \pi} = \frac{-76}{12,56} = 6,05 \text{ km}$$

b) Fuente Intermedia

$$P_1 = (0,025;7); P_2 = (0,1125;3)$$

$$m = \frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} = \frac{7 - 3}{0,025 - 0,1125} = \frac{4}{-0,087} = -45,97$$

$$\textbf{Profundidad} = \frac{m}{4.\pi} = \frac{-45,97}{12,56} = 3,6km$$

c) Fuente Somera

$$P_1 = (0,1125;3); P_2 = (0,25;1)$$

$$m = \frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} = \frac{3 - 1}{0,1125 - 0,25} = \frac{2}{-0,1375} = -14,54$$

$$\textbf{Profundidad} = \frac{m}{4.\pi} = \frac{-14,54}{12,56} = 1,15km$$