

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELADO GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO DEL
ESCUDO GUAYANÉS A TRAVÉS DEL USO DE DATOS
SATELITALES EN LA REGIÓN SUROESTE DEL ESTADO
BOLÍVAR**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geofísico
Por la Br. Ladera Gómez Alaila E.

Caracas, Octubre de 2015

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELADO GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO DEL
ESCUDO GUAYANÉS A TRAVÉS DEL USO DE DATOS
SATELITALES EN LA REGIÓN SUROESTE DEL ESTADO
BOLÍVAR**

TUTORA ACADÉMICA: Prof. Inírida Rodríguez Millán

COTUTOR ACADÉMICO: Prof. Sebastián Grande

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geofísico
Por la Br. Ladera Gómez Alaila E.

Caracas, Octubre de 2015

DEDICATORIA

No desees que las cosas se hagan de prisa

No te fijes en las pequeñas ventajas

Desear que las cosas se hagan de prisa impide que se hagan bien

Fijarse en las pequeñas ventajas impide realizar grandes empresas

CONFUCIO

(551 a.C. – 479 a.C)

Porque si un hombre no cuenta con el apoyo de sus seres queridos, la carga de la vida se vuelve cuesta arriba, es por esto que esta dedicatoria es para:

A ti Padre y Dios único que hiciste posible este trabajo.

A mi familia, Saira, Alnordo, Lauri, Hember y mi gemela Marla.

A ti mi amiga, Johana Games.

*Y a ti mi **queridísimo** Oswaldo Puerta...*

AGRADECIMIENTOS

En principio quiero agradecer a nuestra Máxima Casa de Estudios, por brindarme todos los conocimientos y experiencias que influyeron de una u otra forma a mi formación como una profesional integral.

A la Escuela de Geología, Minas y Geofísica por haberme permitido utilizar los espacios y las herramientas informáticas del Laboratorio de Investigación del Subsuelo del departamento de Geofísica.

A la profesora Inírida Rodríguez, mi tutora, agradecerle por su esmero y dedicación en este trabajo. Ha sido un privilegio y gran aprendizaje haber contado con su apoyo; también y en igual grado, por su compromiso, dedicación y entrega para que este trabajo se llevara a cabo con éxito.

A todos los profesores de la Escuela en especial a los profesore Mariano Arnaiz y Sebastián Grande que prestaron su apoyo para la realización de este proyecto.

A mis familiares Saira Gómez (mami), Alnordo Ladera (papito bello), Hember Ladera y Lauri Ladera mis hermosos hermanos mayores que siempre me apoyaron en la elaboración de este trabajo, y mi queridisiima hermanita gemela Marla Ladera, los Amooo familia bella.

A ti mi bello e incondicional novio, Oswaldo Puerta, te amo mi rey, que ahora nos toca construir nuestras vidas juntos.

A Johana Gámez, a Manuel Bravo, a Tatianita, a Fadhiesita y a todos los amigos que siempre han estado tan pendientes del avance de mi trabajo, los quiero.

Ladera G., Alaila E.

**MODELADO GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO DEL ESCUDO
GUAYANÉS A TRAVÉS DEL USO DE DATOS SATELITALES EN LA
REGIÓN SUROESTE DEL ESTADO BOLÍVAR**

Tuto académico: Prof. Inírida Rodríguez M. **Cotutor académico:** Prof. Sebastián Grande. **Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2015, 171 p.**

RESUMEN

Palabras clave: Modelado gravimétrico, modelado magnético, gravimetría satelital, magnetometría satelital, Cerro Guaiquinima (estado Bolívar), Meseta de Jaua Sarisariñama-Jidi (estado Bolívar), Cerro Ichún (estado Bolívar).

En el presente Trabajo Especial de Grado se llevó a cabo un modelado gravimétrico y magnético del suroeste del estado Bolívar, mediante el empleo de datos satelitales. Esto con el fin de caracterizar a la estructura cortical de dicha región, la cual se encuentra enmarcada entre las coordenadas geográficas de longitud oeste -63° a -65° y de latitud norte $-3^{\circ}30'$ a 6° . Para lograr determinar la base de datos que mejor respuesta gravimétrica presentara se realizó un estudio de tres bases de datos satelitales, la base de datos generada por García (2009) y posteriormente publicada por la Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales, la base de datos de la Universidad de California en San Diego y los datos provenientes del modelo de gravedad global GGMplus, publicado por la Universidad de Curtin, que ofrece datos con una resolución espacial de 18 arco segundos entre estaciones, mientras que las dos bases anteriores cuentan con una resolución de 2 y 1 minuto arco, respectivamente. Simultáneamente, se utilizó la base magnética satelital del modelo EMAG2 con un resolución de 2 minutos arco. Una vez que se contaban con los datos generados de la gravimetría y magnetometría satelital se procedió a la elaboración de los espectros de potencia con el fin de estimar las profundidades de los cuerpos causantes de las anomalías más resaltantes y que de igual forma, estas profundidades conllevaron a ser correlacionadas con las respuestas de longitudes largas y cortas que arrojó el proceso de separación regional y residual. Los resultados obtenidos fueron una profundidad de Moho superior a los 37 km de profundidad, el límite entre corteza y manto superior a los 16 km de profundidad, y un cuerpo altamente denso y magnético entre la zona central, entre el Cerro Guaquinima y Jaua-Sarisariñama.

ÍNDICE

CAPÍTULO I

PRESENTACIÓN	1
1.1. INTRODUCCIÓN	1
1.2. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. UBICACIÓN DE LA ZONA EN ESTUDIO	4
1.4. ANTECEDENTES.....	5
1.4.1. Estudios gravimétricos y magnéticos en el área de estudio	5
1.4.2. Estudios sísmicos en el área de estudio.....	12
1.4.3. Estudios geológicos en la zona de estudio	15

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO	17
2.1. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL ESCUDO DE GUAYANA	18
2.2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	24
2.2.1. Provincia de Imataca	26
2.2.2. Provincia de Pastora	28
2.2.3. Provincia de Cuchivero	30
2.2.4. Provincia de Roraima	34
2.3. GEOLOGÍA LOCAL.....	37
2.3.1. Superasociación Cedeño	37
2.3.1.1. Asociación Cuchivero	37
2.3.1.2. Asociación Suapure:.....	39
2.3.2. Supergrupo Roraima	40
2.3.2.1. Formación Uairén:	41
2.3.2.2. Formación Cuquenán	41
2.3.2.3. Formación Uaimapué:.....	41
2.3.2.4. Formación Mataui	41
2.4. GENERALIDADES GEOLÓGICAS	42

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO.....	47
3.1. MÉTODO GRAVIMÉTRICO	47

3.1.1. Teoría básica de la gravitación universal	48
3.1.2. La forma de la Tierra: geoide y elipsoide	49
3.1.3. Procesamiento de datos gravimétricos	50
3.1.3.1. Corrección de latitud	51
3.1.3.2. Corrección de aire libre	52
3.1.3.3. Corrección de Bouguer	52
3.1.3.4. Corrección topográfica.....	53
3.1.4. Anomalías gravimétricas.....	56
3.1.4.1. Anomalías de aire libre	56
3.1.4.2. Anomalías de Bouguer	56
3.2. MÉTODO MAGNÉTICO.....	56
3.2.1. Campo magnético de la Tierra	57
3.2.2. Referencia internacional del campo magnético (IGRF).....	58
3.2.3. Propiedades magnéticas de las rocas.....	59
3.3. GRAVIMETRÍA Y MAGNETOMETRÍA SATELITAL	60
3.3.1. Misión satelital CHAMP	61
3.3.2. Misión satelital GRACE	62
3.3.3. Misión satelital GOCE	63
3.3.4. Modelos gravitacionales globales	64
3.3.4.1. EGM2008.....	64
3.3.4.2. WGM2012	64
3.3.4.3. GGMPPLUS.....	66
3.3.5. Modelos geomagnéticos.....	68
3.3.5.1. EMAG2	68
3.4. INTERPRETACIÓN DE LOS CAMPOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS	70
3.4.1. Separación regional-residual	70
3.4.1.1. Método gráfico	71
3.4.1.2. Método analítico.....	71
3.4.2. Análisis espectral	72
3.4.3. Cosenos direccionales	73
3.4.4. Deconvolución de Euler	73

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO	75
4.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y DE DATOS SATELITALES	76

4.1.1. Recopilación bibliográfica	76
4.1.2. Recopilación de datos satelitales.....	76
4.1.2.1. Datos gravimétricos	76
4.1.2.2. Datos magnéticos	77
4.1.2.3. Datos topográficos	78
4.2. CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS	78
4.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS	79
4.4. GENERACIÓN DE MAPAS.....	80
4.4.1. Espectro de potencia	81
4.4.2. Separación regional-residual.....	81
4.4.3. Deconvolución de Euler.....	83
4.4.4. Cosenos direccionales	85
4.4.5. Reducciones al polo y al ecuador:.....	85
4.5. ELABORACIÓN DE LOS MODELOS GRAVIMÉTRICOS/ MAGNÉTICOS	86

CAPÍTULO V

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN INTEGRADA GRAVIMÉTRICO- MAGNÉTICA.....	87
5.1. VALIDACIÓN Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS	87
5.1.1. Datos gravimétricos de ABAE, UCSD y GGMplus	87
5.1.2. Datos magnéticos de ABAE	91
5.2. ANÁLISIS ESPECTRAL PARA LA ZONA DE ESTUDIO	93
5.3. MODELOS DE ELEVACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO, RESPECTO A LAS RESPUESTAS GRAVIMÉTRICAS.....	95
5.4. ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS	102
5.4.1. Análisis de los mapas de anomalía de Bouguer total.....	102
5.4.1.1. Zona norte, nor-central de la región estudiada.....	103
5.4.1.2. Zona sur, suroeste de la región en estudio	105
5.4.2. Mapas gravimétricos de anomalías regionales y residuales.....	109
5.4.3. Análisis gravimétrico direccional	114
5.4.4. Deconvolución de Euler.....	116
5.5. ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE ANOMALÍAS GEOMAGNÉTICAS	117
5.5.1. Análisis de los mapas de anomalías magnéticas	117
5.5.2. Mapas magnéticos de anomalías regionales y residuales	123
5.5.3. Análisis magnético direccional, RTE y RTP	126

5.5.4. Deconvolución de Euler	132
5.6. MODELAJE GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO	133
5.6.1. Perfiles gravimétricos, magnéticos y geológicos en el área.....	133
5.6.2. Mapas geológicos estructurales del área	138
5.6.3. Interpretación de los modelos gravimétrico/magnético, de los perfiles A-B y C-D.....	142
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	148
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	151
APÉNDICE	157

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación geográfica del Escudo de Guayana con la zona de estudio .	4
Figura 1.2 Ubicación geográfica de la zona de estudio.	5
Figura 1.3 Mapa de IMT integrado de la zona de trabajo del proyecto UCV – INGEOMIN.	10
Figura 1.4 Mapa de anomalía magnética de Venezuela. Tomado de Orihuela <i>et al.</i> (2011a)	11
Figura 1.5 Mapa de anomalía de Bouguer del territorio venezolano.	12
Figura 1.6 Mapa de localización de las líneas sísmicas del proyecto ECOGUAY.	13
Figura 1.7 Modelo geológico E-W correspondiente a los perfiles 100, 300 y 900.	14
Figura 2.1 Ubicación geográfica del Escudo de Guayana. GUY: Guyana, SUR: Surinam	17
Figura 2.2 Provincias geológicas del estado Bolívar. Tomado y modificado de Mendoza (2005)	18
Figura 2.3 Evolución geodinámica del Complejo Imataca por compresión	22
Figura 2.4 Ubicación relativa del Cratón Amazónico. Tomado de Zinck y Huber, (2011).	24
Figura 2.5 Dominios tectónicos del Escudo de Suramérica.	26
Figura 2.6 Unidades que constituyen al CRV de Guasipati-El Callao.	29
Figura 2.7 Modelo geotectónico de las rocas graníticas calco-alcalinicas de la Provincia.	31
Figura 2.8 Unidades litodémicas de la Provincia Geológica Cuchivero.	32
Figura 2.9 Unidades geológicas del Escudo Guayanés.	33
Figura 2.10 Mapa de ubicación de los ríos aledaños a la zona de estudio.	38
Figura 2.11 Mapa geológico generalizado del Escudo Guayanés venezolano.	43
Figura 2.12 Mapa de los cuerpos de diabasa en el Escudo de Guayana venezolano.	44
Figura 2.13 Mapa geológico de la zona de estudio.	46
Figura 3.1 a) Altura elipsoidal (h) y ortométrica (H) respecto a la forma de la Tierra.	50
Figura 3.2 (a) las correcciones de terreno, (b) la corrección placa Bouguer.	53
Figura 3.3 Modelo de superficie utilizado por Geosoft (2007).	55
Figura 3.4 Componentes vectoriales del campo magnético de la Tierra.	58
Figura 3.5 Vista lateral del satélite CHAMP y sus componentes.	62
Figura 3.6 Campo gravitacional sobre el Monte Everest	68
Figura 4.1 Esquematización del método de trabajo.	75
Figura 4.2 Ventana de la corrección topográfica regional en el Software Oasis Montaj.	79
Figura 4.3 a) Anomalía de Bouguer sin filtrar, b) anomalía de Bouguer filtrada a 0,1 m.	81
Figura 4.4 Comparación de (a) mapa regional de AB, con CAHA a 70 km	83
Figura 4.5 a) Mapa de anomalía magnética regional con CAHA a 80 km.	83
Figura 4.6 Parámetros para la aplicación de la deconvolución de Euler a los datos magnéticos	84
Figura 5.1 a) Histograma de frecuencias y b) diagrama de caja y bigotes.	89
Figura 5.2 a) Histograma de frecuencias y b) diagrama de caja y bigotes.	90
Figura 5.3 a) Histograma de frecuencias y b) diagrama de caja y bigotes	91
Figura 5.4 a) Histograma de frecuencias y b) diagrama de caja y bigotes.	92
Figura 5.5 Espectro de potencia de la anomalía de Bouguer de los datos de GGMplus.	94

Figura 5.6	Espectro de potencia de la anomalía magnética de los datos provenientes de ABAE ..	94
Figura 5.7	Mapa topográfico de las estaciones gravimétricas	96
Figura 5.8	Mapa topográfico de obtenido de la base de datos de la Universidad de California.....	97
Figura 5.9	Mapa topográfico obtenido de la base de datos de SRTM 90m.....	98
Figura 5.10	Mapa de anomalía de aire libre de la base de datos de la Agencia Bolivariana.	100
Figura 5.11	Mapa de anomalía de aire libre con la base de datos de UCSD.....	101
Figura 5.12	Mapa de anomalía de aire libre con la base de datos de GGMIus.....	102
Figura 5.13	Mapa de anomalía de Bouguer con la base de datos de la Agencia Bolivariana	107
Figura 5.14	Mapa de anomalía de Bouguer, de la base de datos de la UCSD (TOPEX).	108
Figura 5.15	Mapa de anomalía de Bouguer generado con la base de datos de UC	109
Figura 5.16	Mapa de anomalía de Bouguer regional con el método de continuación analítica. ...	112
Figura 5.17	Mapa de anomalía de Bouguer residual con el método de continuación analítica	113
Figura 5.18	Mapa de coseno direccional de AB en dirección N10°E (azimut 280°).....	114
Figura 5.19	Mapa de coseno direccional de AB con orientación N45°O (azimut 45°).	115
Figura 5.20	Deconvolución de Euler con un índice estructural de 0,5, una tolerancia del 5%	117
Figura 5.21	Mapa de anomalía magnética basada en el modelo EMAG2.....	119
Figura 5.22	Mapa de intensidad magnética del año 2005.	120
Figura 5.23	Mapa de IGRF de la zona para el año 2005.....	121
Figura 5.24	Mapa de inclinación magnética	122
Figura 5.25	Mapa de declinación magnética de la zona de estudio.....	123
Figura 5.26	Mapa de anomalía magnética regional con el método de continuación analítica	125
Figura 5.27	Mapa de anomalía magnética residual con el método de continuación analítica	126
Figura 5.28	Mapa de anomalía magnética filtrado con un coseno direccional de N10°E	128
Figura 5.29	Mapa de anomalía magnética, filtrado con un coseno direccional de N45°O	129
Figura 5.30	Mapa de anomalía magnética reducida al polo	130
Figura 5.31	Mapa de anomalía magnética reducido al ecuador	131
Figura 5.32	Deconvolución de Euler magnética, sobre el mapa de fallas de la zona.	132
Figura 5.33	Ubicación de los perfiles A-B y C-D trazados sobre el mapa de AB	135
Figura 5.34	Ubicación de los perfiles A-B y C-D trazados sobre el mapa de AM.....	136
Figura 5.35	Ubicación de los perfiles A-B y C-D trazados sobre el mapa regional de Bouguer	137
Figura 5.36	Perfiles A-B y C-D sobre el mapa geológico de la zona.....	138
Figura 5.37	Mapa de contactos geológico de Hackley et al. (2006).....	139
Figura 5.38	Mapa de contactos geológico de Hackley <i>et al.</i> (2006).	140
Figura 5.39	Modelo gravimétrico-magnético siguiendo el perfil A-B.	142
Figura 5.40	Modelo gravimétrico/magnético siguiendo el perfil C-D	143

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Secuencia de eventos litotectónicos del Escudo de Guayana.	20
Tabla 3.1 Índices estructurales para fuentes magnéticas y gravimétricas	74
Tabla 4.1 Parámetros para la deconvolución de Euler	84
Tabla 5.1 Estadística descriptiva de los datos de anomalía de Bouguer de ABAE.	88
Tabla 5.2 Estadística descriptiva de los datos de Anomalía de Bouguer de UCSD.	89
Tabla 5.3 Estadística descriptiva de los datos de anomalía de Bouguer de GGMplus.....	91
Tabla 5.4 Estadística descriptiva de los datos de anomalía magnética de ABAE.....	92
Tabla 5.5 Profundidades de las distintas fuentes, de los datos de anomalía de Bouguer.....	95
Tabla 5.6 Unidades geológicas (con sus densidades y susceptibilidad magnética.....	134

CAPÍTULO I

PRESENTACIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

Históricamente la geofísica se ha abierto paso en el ámbito de la prospección de yacimientos petroleros y mineros en Venezuela, con el fin de obtener una mejor caracterización del subsuelo y de esa forma conocer con menor incertidumbre la potencialidad económica de los yacimientos. Es por esto, que la geofísica aplica los diversos métodos artificiales y potenciales que la conforman para obtener resultados de alta calidad. Entre estos métodos se tiene a la gravimetría y magnetometría, que junto con el método sísmico, han sido utilizados en diversos trabajos a lo largo del territorio nacional para el estudio de las cuencas sedimentarias, la exploración de hidrocarburos y de minerales. Un ejemplo de esto fueron los vuelos aeromagnéticos realizados en la década de los treinta y cincuenta, así como los vuelos de 1973 y 1975 con los que se cubrió gran parte del territorio nacional, y se obtuvieron mapas de las cuencas con mayor potencial petrolífero.

Por otro lado, en el año 1950 la empresa internacional *Air Service Corporation of Pennsylvania* realizó una exploración aeromagnética en el Escudo de Guayana con objetivos geológico-mineros en la región Precámbrica al sur del Orinoco, en el que se identificó un alto potencial ferruginoso. Para 1961 esta misma empresa junto con la *Hunting Survey Corporation* realizó un levantamiento aeromagnético de la zona sur del Escudo de Guayana, donde sus resultados fueron re TRABAJADOS por el Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela (UCV) bajo la supervisión de la profesora Inírida Rodríguez, durante el año 2004 con el fin de reprocesar los datos y obtener nuevos mapas de la zona nor-central y nor-oriental del estado Bolívar que se presentan en ocho trabajos especiales de grado de geofísica cuya síntesis se ilustra en la presentación de Rodríguez *et al.* (2006). Años más tarde, Orihuela *et al.* (2011a) realizaron un estudio magnético en el que se generó un mapa de todo el territorio nacional a través del uso de datos

satelitales, demostrando con éste la validez de los mismos al compararlos con el procesamiento de los datos aeromagnéticos realizado por el Departamento de Geofísica de la UCV. Sin embargo, a pesar de los diversos estudios geofísicos que se ha realizado en todo el Cratón Guayanés es en la región suroeste del estado Bolívar (entre las coordenadas geográficas de latitud norte 3°30'- 6°30' y de longitud oeste 62°45' – 65°15') que en la actualidad no se cuenta con los estudios suficientes que modelen el comportamiento del subsuelo, y que de esta manera se pueda conocer la posible historia geológica de la misma, adicionalmente, se busca que esta investigación pueda ser provechosa para posteriores estudios del subsuelo en el Escudo de Guayana.

Como consecuencia del estudio de Orihuela *et al.* (2011a) se concluye que hoy en día la tecnología ha dado pasos agigantados con el propósito de ofrecer una mejor calidad de vida a la sociedad, en todos los ámbitos, incluyendo a la geofísica con los estudios del subsuelo a través de trabajos gravimétricos y magnéticos satelitales, que resultan de mayor o igual calidad, resolución y confiabilidad que los obtenidos en una adquisición terrestre (Garzón, 2010).

Como bien se sabe, el estado Bolívar posee varias vías de acceso en los límites con el río Orinoco, y hacia al sureste de Bolívar, colindando con Brasil, no obstante la zona que se propone estudiar es de difícil acceso para una campaña de adquisición gravimétrica o magnética terrestres, debido a la dificultad que ocasiona la alta e irregular topografía del Macizo Guayanés, además de encontrarse, en el área de este estudio, uno de los parques nacionales más emblemáticos del estado Bolívar, el Jaua-Sarisariñama, que por consiguiente resulta ser una zona protegida. Con la presente investigación se busca modelar, mediante el uso de datos magnéticos y gravimétricos satelitales de las bases de datos de ABAE, UCSD y del modelo GGMplus, además de la información topográfica del modelo de elevación del Radar *Shuttle* (*Shuttle Radar Topography Mission, SRMT*) con resolución de 90 m (*SRTM DEM 90 m*), a la zona suroeste del estado Bolívar como parte del modelado del Escudo de Guayana (entre los estados Amazonas y Bolívar) que se han venido ejecutando en esta última década

(Rodríguez, 2006). Finalmente, lo que se desea alcanzar con este estudio es la construcción de un modelo geológico del SO del Escudo de Guayana, aplicando técnicas geofísicas y estadísticas de manera que se puedan validar todos los datos de la zona y así proceder a su posterior procesamiento y obtención de los mapas gravimétricos y magnéticos, que una vez interpretados en términos geológicos, permitirán definir dos perfiles preferenciales con los que sea probable generar el modelado gravimétrico/magnético de la zona.

Este proyecto de investigación puede representar un gran avance en el área de la definición del modelo de corteza en el Escudo Guayanés, lo que conlleva a que este trabajo se convierta en una fuente de información de alta calidad debido al uso de datos adquiridos por satélites para otros proyectos que se realicen en el futuro en dicha zona, ya que el Macizo Guayanés es una zona desconocida que espera ser estudiada aún más.

1.2. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.2.1. Objetivo general

Caracterizar la región suroeste del estado Bolívar, en base al modelado gravimétrico y magnético de datos satelitales.

1.2.2. Objetivos específicos

- Validar los datos gravimétricos y magnéticos a partir de un análisis estadístico.
- Estudiar el comportamiento de las anomalías gravimétricas y magnéticas por medio de los mapas de anomalía de Bouguer y anomalía magnética.
- Estudiar las estructuras profundas y someras mediante la aplicación de un proceso de separación de anomalías regionales y residuales.
- Estimar las profundidades de las posibles fuentes anómalas reflejadas en los mapas magnéticos y gravimétricos.

- Modelar la estructura del subsuelo a través de dos perfiles previamente seleccionados.

1.3. UBICACIÓN DE LA ZONA EN ESTUDIO

Venezuela es un país muy extenso y con mucha diversidad geográfica dividido por el río Orinoco en dos territorios significativamente diferentes. Uno de estos territorios es la vasta área de la Guayana Venezolana que se extiende al sur del mencionado río Orinoco, el cual se encuentra limitado al oeste con Colombia, al sur con Brasil, cercano a las cabeceras de los ríos Orinoco-Ventuari y hacia la zona de la Gran Sabana y al este se ubica la Guayana Esequiba (zona en Reclamación, ZR), (Figura 1.1). Adicionalmente, esta región está conformada por dos amplios estados, Bolívar y Amazonas, que han sido estudiados con investigaciones similares a ésta y se representan por los recuadros de color negro de la Figura 1.1. El estado Bolívar, y el de estudio, está rodeado por los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro.

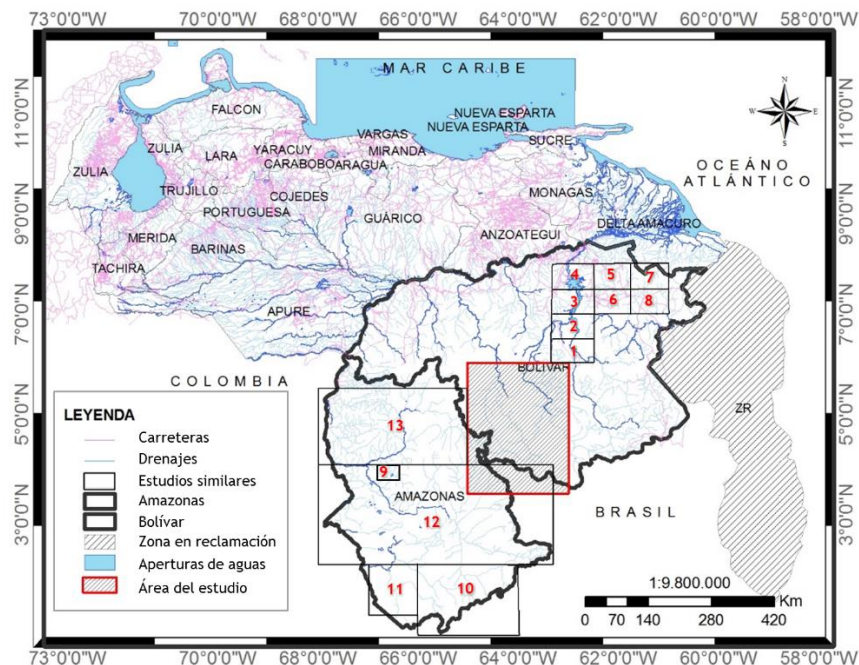


Figura 1.1 Ubicación geográfica del Escudo de Guayana con la zona de estudio (recuadro rojo) respecto a trabajos similares. 1) Lozano (2004), 2) Maxlin (2004), 3) Adrián (2004), 4) Morgado (2005), 5) Azuaje (2004), 6) Escorihuela (2004), 7) Díaz (2004), 8) Vargas (2004), 9) Erasmo (2002), 10) Wendel (2013), 11) Rangel (2014), 12) Kusnir (2015) y 13) Carapaica (2015).

Este proyecto está enmarcado en un área que abarca a los municipios Sucre y Raúl Leoni del estado Bolívar con las coordenadas geográficas de latitud norte 3°30' - 6°00' y longitud oeste 63°00' - 65°00', y en él se encuentran los cerros Guaiquinima, Ichún y la grandes mesetas del Jaua y Sarisariñama-Jidi. Por otra parte, se tiene que todo el espacio en estudio tiene una extensión aproximada de 85.068 km² representada en la Figura 1.2 mediante el recuadro rojo, en la cual se aprecia los límites suroccidentales del estado Bolívar: el norte de Brasil al sur del área, y el estado Amazonas al oeste del recuadro.

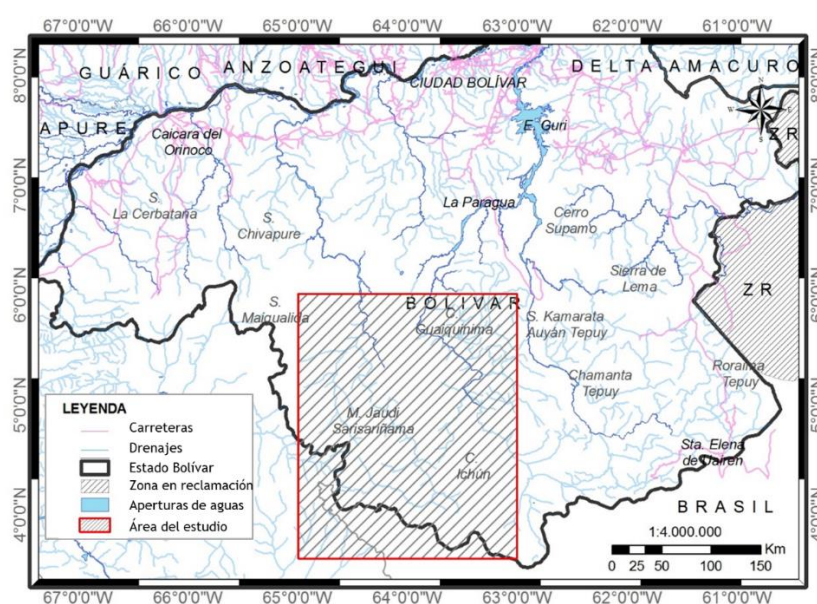


Figura 1.2 Ubicación geográfica de la zona de estudio.

1.4. ANTECEDENTES

1.4.1. Estudios gravimétricos y magnéticos en el área de estudio

Entre las investigaciones que se pueden encontrar en y cerca de la zona de estudio, está el trabajo de adquisición, procesamiento e interpretación de datos aeromagnéticos y radiométricos realizado en 1950 por las empresas internacionales *Air Service Corporation of Pennsylvania* y *Hunting Geology and Geophysics Ltd*, donde la primera de éstas se encargó de la etapa de adquisición, con vuelos, que iban de acuerdo con la topografía, a 152 m de altura con una

separación entre líneas de 500 m, mientras que la segunda ejecutó la etapa de procesamiento e interpretación de datos, obteniéndose como resultado áreas de considerable interés minero, en las cuales también se destacaron las características estructurales y los diferentes miembros de las formaciones geológicas que más tarde aportarían información concluyente acerca de posibles yacimientos de hierro. Esto a su vez fue relacionado con la presencia de magnetita en el Escudo, que iba aumentando a medida que se profundizaba. Por último, se pudo extraer que en dicha zona se determinaron altos valores de susceptibilidad magnética causados probablemente por el magnetismo residual de la magnetita.

Posteriormente, en el año 2004 el Departamento de Geofísica de la UCV junto con el Instituto de Geología y Minería (INGEOMIN) realizaron estudios aeromagnéticos en toda la zona noreste del estado Bolívar con la finalidad de determinar áreas de interés mineralógico, convirtiendo a dicho Escudo en una zona económicamente rentable. Además este proyecto, que se llevó a cabo a través del cumplimiento de ocho trabajos especiales de grado (Adrián, 2004; Azuaje, 2004; Díaz, 2004; Escorihuela, 2004; Lozano, 2004; Pérez, 2004; Vargas, 2004; Morgado, 2005; ver Figura 1.1), que aportaron modelos geológicos-estructurales del área, así como también la definición de los posibles contactos entre la Provincia Imataca y el Complejo Supamo.

Las conclusiones más importantes de cada uno de estos estudios fueron:

- **Adrián (2004)** realizó un estudio entre las coordenadas de longitud $62^{\circ}45'$ - $63^{\circ}15'$ oeste y de latitud $7^{\circ}15'$ - $7^{\circ}30'$ norte, del cual se extrajo que la orientación preferencial de los contornos del mapa de Intensidad Magnética Total (IMT) es de $N55^{\circ}E$, demostrando concordancia con el rumbo de las estructuras geológicas presentes en la zona de estudio. Adicionalmente, se llevó a cabo la identificación de unidades litológicas y estructurales como es el cinturón Caroní-Paragua de baja anomalía, el Complejo Supamo y el Complejo de Imataca. Los valores máximos se asociaron a la Provincia de Imataca al noroeste así como también a la presencia de rocas

ultrabásicas en otras regiones, mientras que los mínimos fueron asociados a la Provincia de Roraima. Entre las conclusiones más relevantes se encuentra la ubicación del depocentro de Roraima y la proposición de zonas mineras prospectivas asociadas a los Cinturones de Rocas Verdes de Guasipati y Caroní, tanto en afloramiento como a nivel del subsuelo.

- **Azuaje (2004)** interpretó un comportamiento preferencial N80°E de las curvas isogamas del mapa de IMT, en las que se demostró que las mayores anomalías oscilaban entre los 7.200 y 10.160 gammas que definen los cambios litológicos de la zona de estudio, la cual se ubicó entre las coordenadas de longitud oeste 61,45° – 62,30° y 7,30° – 8,00° de latitud norte. A su vez los valores de anomalías gravimétricas se encontraban entre -22 y -12 mGal, asociando las altas anomalías a la Provincia de Imataca de 2,74 g/cm³. En el aspecto geotectónico, explica que el modelo permitió establecer que la discontinuidad de Moho se encuentra a 37 km de profundidad y sirve de base para la Provincia de Imataca y rocas equivalentes en propiedades magnéticas, haciéndose más profunda, y con respuestas menores de anomalías de Bouguer y de IMT, hacia el sureste del área estudiada. Por último, Azuaje (2004) concluye que la petrotectónica de la Provincia de Imataca se asocia con el proceso de subcorrimento y formación de montañas en la zona de fosa, en donde dos placas en el área de geosutura (falla de Guri) colisionaron y se produjo la incorporación de rocas plásticas y móviles de Pastora sobre las rocas de Imataca.
- **Díaz (2004)** con una área de estudio comprendida entre las latitudes norte 7°30' y 8°, y las longitudes 61° y 61°45' oeste evidenció zonas de contactos entre la Provincia de Imataca y el Complejo Supamo a través de la definición de las profundidades de interés con los análisis espectrales, lo cual conllevó a la identificación de las posibles zonas de interés de explotación minera.
- **Escorihuela (2004)** ubicaba su área de estudio entre las coordenadas de latitud norte 7° 00' -7° 30' y de longitud oeste 61°45' -62° 30', pudo identificar en la parte nor-central del mapa residual de la Intensidad Magnética Total las zonas idóneas para una posible exploración minera.

- **Lozano (2004)** ubica su área de estudio justo por encima de la presente investigación, hacia la zona noreste, entre las longitudes $62^{\circ}30'$ – $63^{\circ}15'$ oeste y latitudes 6° - $6^{\circ}30'$ norte. Ésta identificó en los mapas residuales resultantes un Cinturón de Rocas Verdes, asociado a la Provincia de Pastora, que se encuentra soterrado debajo de la Provincia de Roraima y que por ende no es visible en la geología de superficie. Es importante mencionar que en el área suroeste se ubicó un depocentro asociado a esta última provincia mencionada, de unos 7 km de espesor. Asimismo, señala que la discontinuidad de Moho en esa área se ubicaba entre los 34 y 37 km de profundidad, mientras que las provincias de Imataca se encuentra a 11 km y suprayacente a ésta se encuentra Pastora a 1 km de profundidad. Finalmente, cubriendo completamente a las provincias mencionadas se depositó Roraima con un espesor máximo de 3 km.
- **Pérez (2004)** llevó a cabo un estudio geofísico integrado en las longitudes $63^{\circ}15'$ – $62^{\circ}30'$ oeste y las latitudes 7° - $6^{\circ}30'$ norte, mostrando en sus resultados de IMT altos niveles de susceptibilidad y magnetización de las rocas presentes en el área, esto fue inferido debido a la respuesta E-O del mapa de IMT, que a su vez asocia al comportamiento geológico de las rocas de la zona. Por otra parte, señala que la fuente más profunda identificada se ubica a más de 7,9 km y es atribuida al cambio litológico entre la Provincia de Imataca y el Complejo Supamo. Mientras tanto, que según los modelos realizados existe a 35 km de profundidad una interfase Manto Superior-Imataca con el complejo Supamo a 5 km. No obstante, hacia las capas más somera se observaron una serie de intrusiones de metagabros con respuestas magnéticas realmente considerables.
- **Vargas (2004)** los resultados generales de esta investigaciones en las longitudes Longitud $61^{\circ} 00'$ - $61^{\circ} 45'$ oeste y Latitud $7^{\circ} 00'$ - $7^{\circ} 30'$ norte coinciden con los resultados mencionados anteriormente en los otros trabajos de la misma zona, ya que con este proyecto Vargas (2004) evidencia también la presencia de un Cinturón de Rocas Verdes, hacia el noroeste y suroeste del mapa de estudio, el cual se le asocia a concentraciones variables de minerales ferromagnesianos. De acuerdo a los modelos geológicos pre-

sentados se determina la presencia zonas de fallas relevantes así como también cizallamientos, pliegues y un sin número de intrusiones ígneas.

- **Morgado (2005)** efectuó una integración de todos los trabajos anteriores realizados en el año 2004, añadiendo un área entre las coordenadas geográficas de longitudes $63^{\circ}15'$ - $62^{\circ}30'$ oeste y las latitudes 8° - $7^{\circ}30'$ norte, en donde hizo estudios de gravimetría, magnetometría y radiometría obteniendo como resultado valores de IMT, máximos y mínimos, alrededor de los 10.000 gammas. Esto le permitió indicar que la zona contiene tanto los cuerpos más magnéticos como los que menos responden a esta propiedad física. Por otro lado, la falla de Guri se pudo evidenciar de forma clara en el mapa de IMT (Figura 1.3), ya que se presenta representa como una tendencia de máximos, que iban paralelos a la falla, justo en la zona donde existe un cambio brusco de litología. En lo que respecta a las respuestas gravimétricas, la mayor anomalía observada es asociada a un cuerpo granítico de baja densidad que aflora en la zona sur de la ventana de trabajo, a pesar de que en los perfiles trazados no se observa este afloramiento, lo cual se interpretó como que se encontraba cercano a la superficie y por ser de baja densidad no debería producir grandes cambios en las observaciones gravimétricas, sin embargo debido a que se encuentra muy cercano a la superficie y en contacto con unidades de baja densidad se asoció a la causa de esta anomalía.

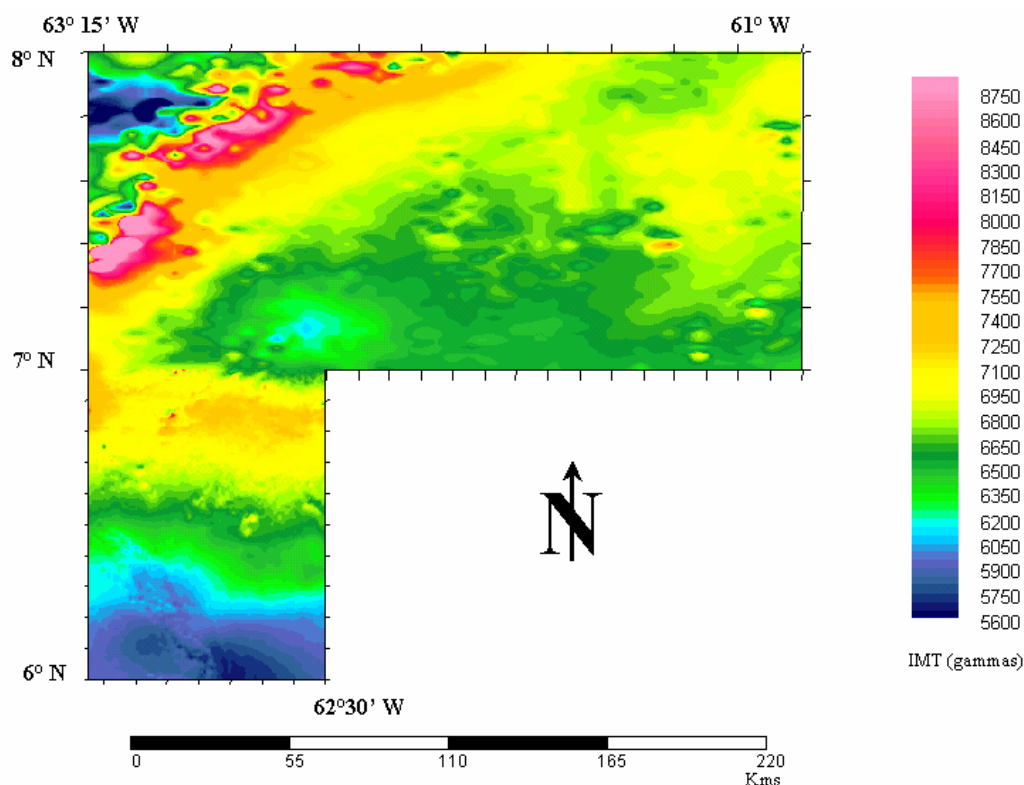


Figura 1.3 Mapa de IMT integrado de la zona de trabajo del proyecto UCV – INGEOMIN 2004. Tomado de Morgado (2005).

Para corroborar los resultados obtenidos de adquisiciones aeromagnéticas realizados en el año 2004, se tiene el trabajo de Orihuela *et al.* (2011a) en el que desarrollaron un mapa de anomalía Magnética del campo total en todo el territorio venezolano, con el objetivo de establecer la confiabilidad que prestan los datos satelitales, ya que éstos tienen la capacidad de representar las respuestas de las variaciones de magnetización del subsuelo con elevada estabilidad espacial. De los resultados de este estudio se pudo sectorizar al país en tres importantes franjas magnéticas (Figura 1.4), la primera de ellas es en el norte, zona en la que predomina un comportamiento anómalo positivo, la segunda es la zona central que está representada por las anomalías negativas, y por último, y la que le compete primordialmente a este estudio es la zona sur asociada al Cratón de Guayana y a la franja sur de la cuenca Barinas-Apure, las cuales tiene una respuesta combinada de anomalías negativas y positivas. En el mapa que se obtuvo de este trabajo se tiene que entre los 4° y 6° de latitud norte y los 61° y 64° de longitud oeste, no se poseen datos magnéticos para interpretar pero en el resto del área debajo del río Orinoco si se posee y es principalmente positiva para el

Cratón de Guayana, mientras que a lo largo del curso del mencionado río se distinguió un corredor magnético de dirección N59°E cuyos valores magnéticos varían entre -371 y -56 nT, extendiéndose desde el oeste del río Caura hasta el Delta del Orinoco, costa afuera. Esto último fue asociado al sur con una zona de altos que va desde los 16 a 319 nT, además esta anomalía se relaciona al contacto entre la Provincia de Imataca y el Complejo Supamo.

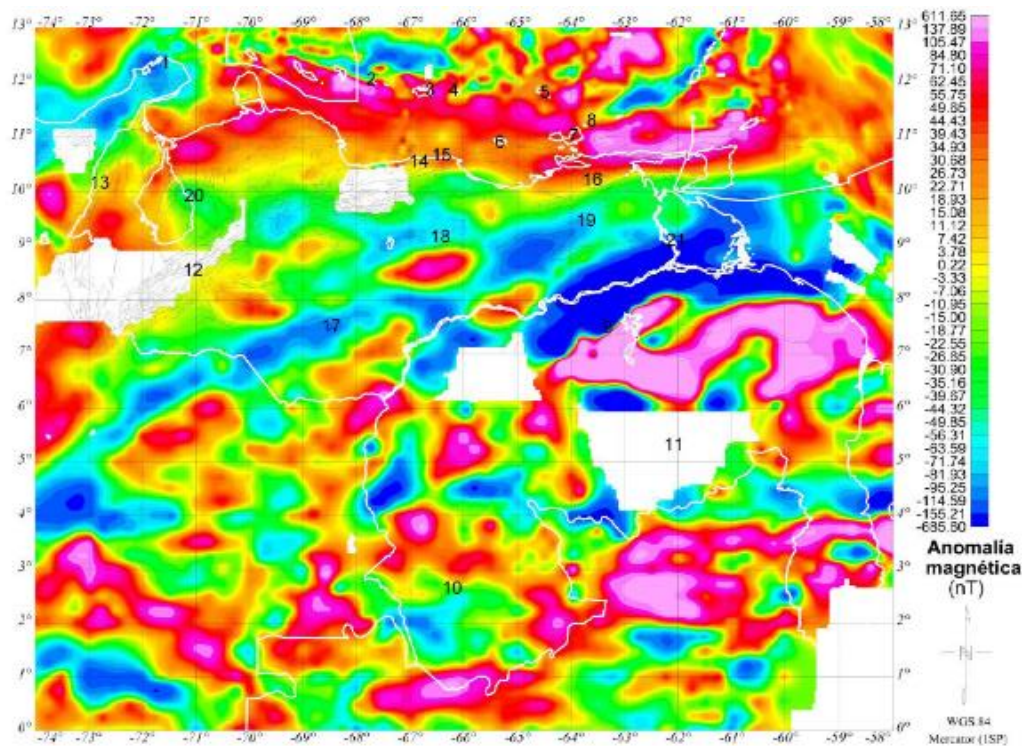


Figura 1.4 Mapa de anomalía magnética de Venezuela. Tomado de Orihuela *et al.* (2011a)

Por otra parte, se tiene la investigación gravimétrica en el territorio venezolano, similar al ya mencionado estudio magnético con el mismo alcance, llevada a cabo por Orihuela *et al.* (2011b), mediante el uso del modelo EMAG2 con 2 arco minuto que fue reducido a 4 km por encima del geode y elaborado a partir de los datos satelitales de la misión CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*) y de información terrestre y marina de la Red Mundial. De la investigación de los mencionados autores, se tiene que de la Figura 1.5 se obtuvieron algunas conclusiones de gran interés, algunas de ellas se mencionan a continuación: el Escudo Guayanés se ve afectado principalmente por anomalías negativas que se

encuentran en el rango de 0 a -120 mGal, sin embargo se observó la presencia de pequeñas y dispersas anomalías positivas. No obstante, Orihuela *et al.* (2011b), identificaron la existencia de anomalías positivas en la franja nororiental del Escudo y hacia el frente deltano sur, que a su vez se prolongan al este para alcanzar la característica anomalía positiva de la plataforma marina del Océano Atlántico. Estas anomalías positivas destacan en el Cratón de Guayana por no ser la respuesta característica del mismo, por lo que entonces resultó interesante la identificación de una variación gravimétrica positiva, de geometría ovalada, ubicada en el extremo sur del estado Amazonas que no se relaciona con la geología de superficie de la zona. Se piensa entonces que el Súper Grupo Roraima es el responsable de dichos contrastes positivos de densidad en el Escudo Guayanés.

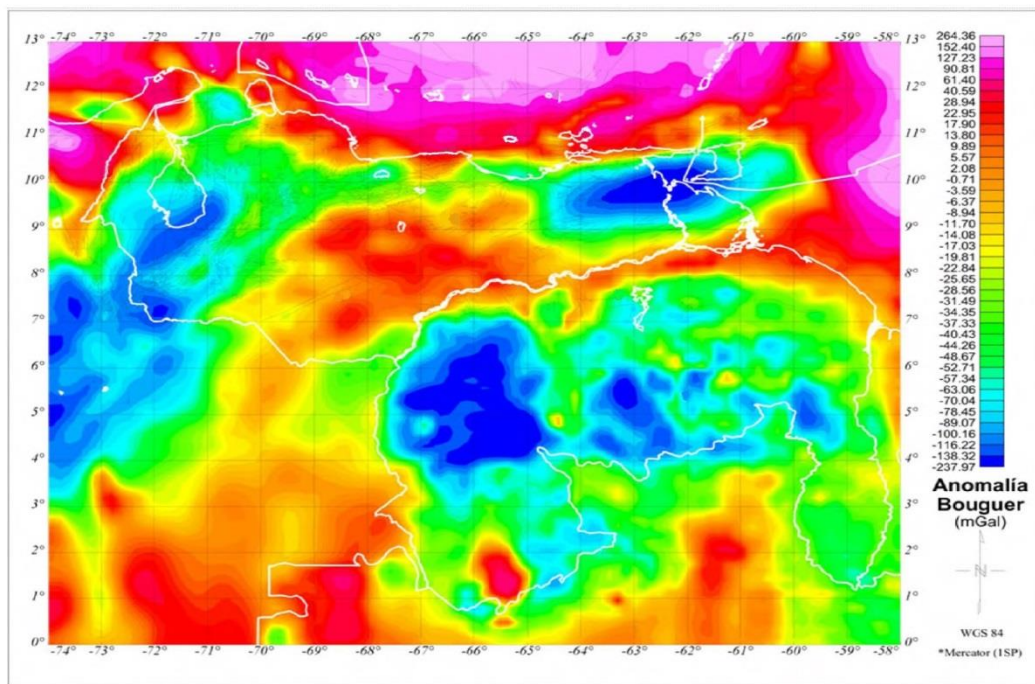


Figura 1.5 Mapa de anomalía de Bouguer del territorio venezolano. Tomado de Orihuela *et al.* (2011b)

1.4.2. Estudios sísmicos en el área de estudio

Al sur del río Orinoco se ejecutó un proyecto de sismica de refracción por Schmitz *et al.* (1998), con el fin de determinar la estructura de la corteza para la

parte norte del ya mencionado Escudo Guayanés. Este proyecto consistió en efectuar sísmica de refracción a lo largo de nueve perfiles de 320 km de longitud (Figura 1.6), así como también llevar a cabo mediciones gravimétricas de dicha área. Entre los resultados más importantes de este trabajo se tienen los que se muestran en los párrafos siguientes:



Figura 1.6 Mapa de localización de las líneas sísmicas del proyecto ECOGUAY. El frente de Caura divide la provincia de Imataca de la provincia de Cuchivero hacia el oeste. Las estrellas representan los puntos de disparo y los círculos los puntos de registros. Provincias geológicas del Escudo de Guayana después de Gibbs y Barron (1993). Im = Imataca, Pa = Pastora, Cu = Cuchivero, Ro = Roraima. Tomado de Schmitz *et al.* (2001).

- Los espesores de la corteza en el Escudo son varía ente 46 km para el segmento Arcaico (Provincia de Imataca) del oeste y 43 km para el segmento Proterozoico del este, representado por las Provincias de Pastora y Cuchivero.
- Refiriéndose a la velocidades sísmicas del área, los 20 km superiores de la corteza se dividen en dos capas fácilmente diferenciables por los rangos de velocidades de onda P, ya que la capa que se encuentra más cercana a la superficie tiene velocidades entre 6,0 y 6,3 km/s y la infrayacente a ésta varía entre 6,5 y 7,2 km/s (Figura 1.7). Adicionalmente, se determinó una capa de baja velocidad de 6,3 km/s

por debajo de los 25 km de profundidad y un promedio de velocidades para la zona de trabajo de 6,5 km/s. Finalmente, los valores de velocidades para el manto se calcularon entre 8,1 y 8,2 km/s. Sin embargo, se evidencia una diferencia de las profundidades obtenidas para los extremos del modelo, indicando así una leve inclinación de las capas del subsuelo, mientras que el frente de Caura propuesto por Mendoza (1977) como una sutura entre las placas del Precámbrico, no se identificó en estos datos sísmicos debido a que esta zona Precámbrica no fue directamente cubierta por vértices de los rayos sísmicos.

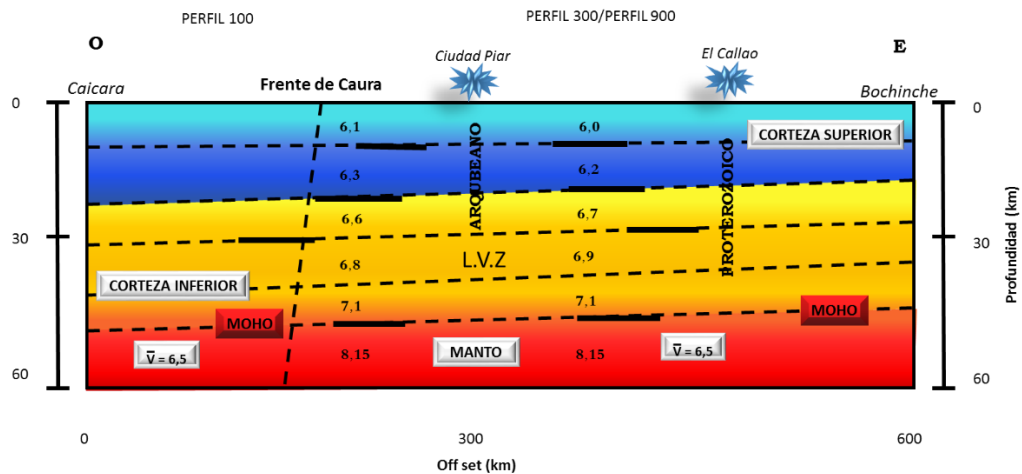


Figura 1.7 Modelo geológico E-W correspondiente a los perfiles 100, 300 y 900. Se muestran las velocidades de las corteza superior entre 6.0 y 6.3 km/s (en un color azul) y de la corteza inferior entre 6.5 y 7.2 km/s (color amarillo). Tomado y modificado de Schmitz *et al.* (2001).

- Con relación a las respuestas gravimétricas, la anomalía de Bouguer muestra variaciones desde los 30 mGal en el oeste del estudio a -20 mGal en el este, a lo largo del perfil principal E-O. La uniformidad lateral observada de la corteza con una ligera inclinación hacia el oeste está en contradicción con la anomalía de Bouguer, que muestra valores positivos de alrededor de 30 mGal en la parte occidental de la región de estudio y los valores negativos de alrededor de -20 mGal en el este. Además explican, que las referidas variaciones laterales dentro de la corteza y el manto superior deben ser responsables de este desajuste. Según Schmitz *et al.* (1998), los candidatos para explicar estas

variaciones laterales son las variaciones de densidad entre el Arqueano y la corteza Proterozoica, así como restos de corteza oceánica subducida debajo de la parte occidental del Escudo de Guayana o también puede deberse a las diferencias de densidad entre la astenosfera Arcaico y Proterozoico.

No obstante, Niu *et al.* (2007), realizó un estudio sísmico en el que usaban las ondas primarias P y S de fuentes receptoras, con el fin de determinar el espesor promedio de la corteza en Venezuela. Por medio de esta investigación estima la profundidad de la corteza para las distintas regiones del país, entre ellas al Escudo Guayanés. Por lo que entonces, el espesor de dicho Escudo Precámbrico oscila entre los 37 km.

1.4.3. Estudios geológicos en la zona de estudio

Un estudio geológico (petrográfico y mineralógico) muy concluyente dentro de la zona de estudio es el de Silva (1998). Dicho estudio está ubicado al sur de la población de La Paragua, al norte de la población de Carapo, y al oeste del Salto Ángel, teniendo como finalidad principal tomar muestras del Cerro Guaiquinima para hacer un estudio petrográfico y mineralógico mediante imágenes obtenidas por sensores remotos, y de esta forma determinar las principales estructuras geológicas. Entre los resultados de esta investigación se cuentan:

- La petrografía permitió identificar tres unidades principales: unidad ígnea plutónica representada por gabros metamorfizados en las facies de esquistos verdes; discordante a ésta se deposita la unidad sedimentaria representada por areniscas cuarzosas de colores rosado, gris rosado y blanco de tamaño de grano variable, pertenecientes a la Formación Mataui, con un espesor de 1.150 m. En forma de intrusión se observa la tercera unidad, la cual está compuesta por diques de diabasa que presentan un espesor de 20-50 m.
- A través del estudio de minerales pesados se determinaron minerales del tipo circón, magnetita, hematita, apatito, leucoxeno, turmalina y limonita.

- Por lo que respecta al estudio de radar, se pudo reconocer la presencia de una gran estructura sinforme que tiene un eje axial de aproximadamente N30°E, además se observó un sistema principal de fallas con sentido aproximado de N30-45E y abundantes fracturas en diferentes direcciones.
- El estudio mineralógico arrojó que la presencia de cuarzo indica un origen plutónico de las rocas y el escaso porcentaje de magnetita sugieren que los sedimentos son de origen granítico. Además la presencia de pirofilita reveló que las rocas fueron sometidas a procesos de metamorfismo de muy bajo grado, asociado al efecto de la carga litostática.
- Por último, propone una secuencia de eventos geológicos para la zona de estudio, donde ocurre una intrusión del basamento plutónico, con metamorfismo en las facies de los esquistos verdes, seguidamente ocurre la depositación de una secuencia sedimentaria gruesa, y posterior intrusión de diabasas, que en un evento subsiguiente fueron metamorfizadas en la facies de los esquistos verdes. Reactivación y generación de nuevas fallas. Por último, sucede una serie de acontecimientos climáticos y erosivos que moldean el relieve topográfico actual.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

El Escudo Guayanés es un terreno autóctono, que representa el segmento norte del Cratón amazónico, en América del sur. Ubicándose al norte de la Cuenca Amazónica. Éste es una de las superficies Precámbricas del Gondwana occidental, que se extiende desde el norte de Brasil hasta el este de Venezuela, incluyendo a Guayana Francesa, Surinam, Guayana y Colombia (Figura 2.1) (Rosa-Costa, Lafon, Delor, 2006). Su historia geológica revela la presencia de cuatro eventos tecto-termales ocurrido a lo largo del tiempo, los cuales son catalogados como las Orogénesis Guriense, pre-Transamazónica, Transamazónica y Orinoquense, distribuidas a lo largo de toda la geografía de la Guayana venezolana (Mendoza, 2005). Según estudios petrológicos y tectónicos el mencionado Escudo se divide en cuatro provincias conocidas como: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima (Figura 2.2).

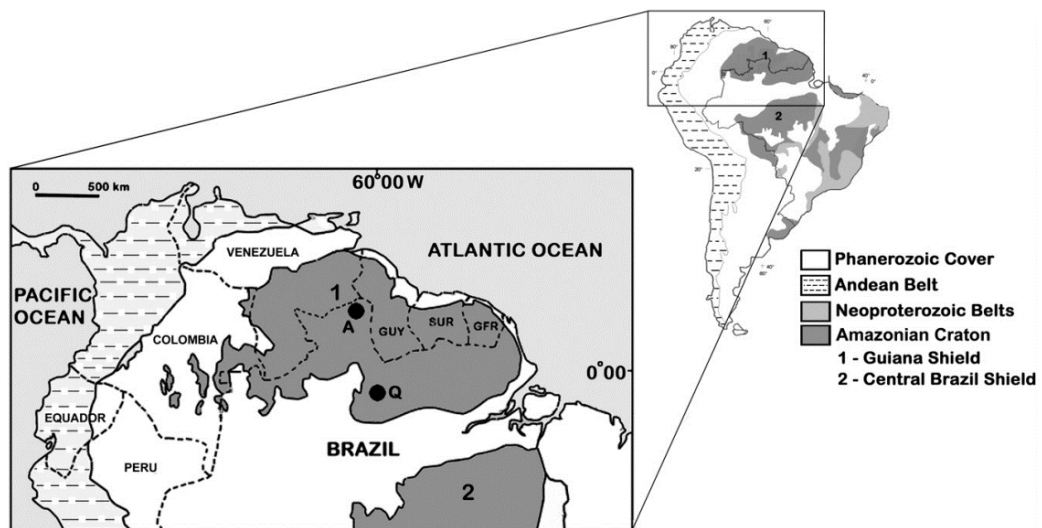


Figura 2.1 Ubicación geográfica del Escudo de Guayana. GUY: Guyana, SUR: Surinam, GFR: Guayana Francesa. Tomado de Reis, Teixeira, Hamilton, Bispo-Santos, Almeida y D'Agrella-Filho (2012)

En las secciones subsiguientes se describe a profundidad la composición de todas y cada una de estas provincias, haciendo hincapié en las que se encuentran en

mayor proporción en la zona de estudio, además de explicar el proceso evolutivo de los diferentes eventos tectónicos que ocurrieron en el Escudo Guayanés.

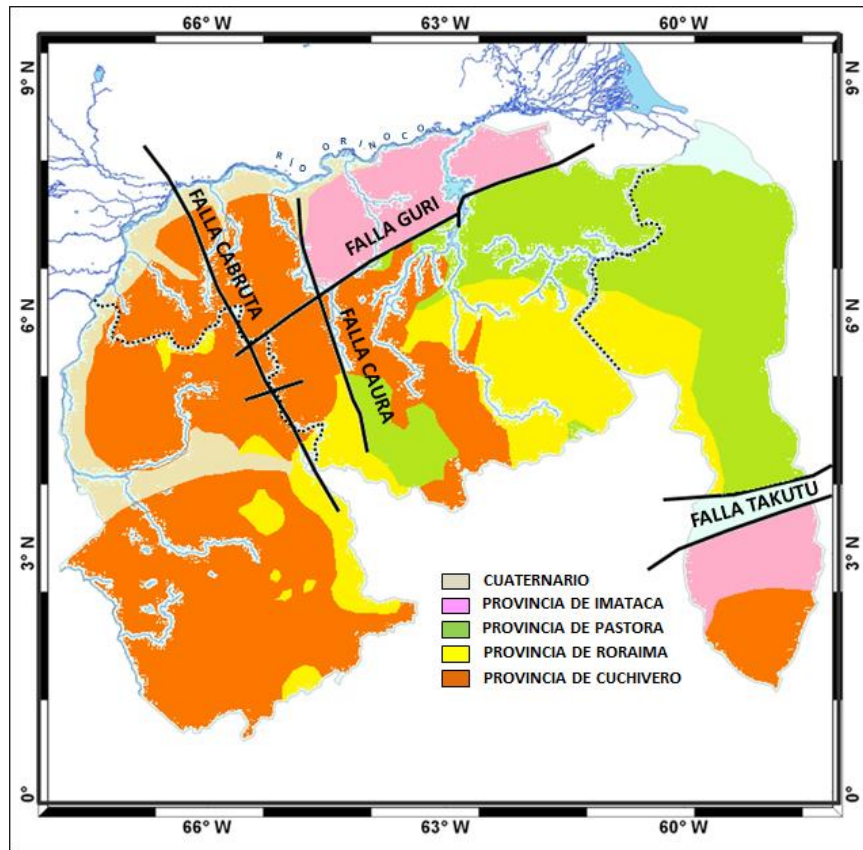


Figura 2.2 Provincias geológicas del estado Bolívar. Tomado y modificado de Mendoza (2005)

2.1. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL ESCUDO DE GUAYANA

Numerosos son los estudios que se han realizado para explicar la evolución tectónica de los escudos resultantes de la desmembración de Gondwana. Uno de ellos revela que la historia geológica del Escudo de Guayana venezolano, fue producto de cuatro ciclos tecto-termales de significación mundial. Estos son: la Orogénesis Guriense (3.600 – 2.700 Ma.), que en conjunto de la Orogénesis pre-Transamazónica o Guayanense (2.600 – 2.100 Ma.) representa el inicio de la formación de primitivos Cinturones de Rocas Verdes (CRV), sin eclogitas ni esquistos azules. La Orogénesis Transamazónica (2.000 – 1.700 Ma.) iniciada en el Paleoproterozoico, representa una etapa de diversos cambios tectónicos desde el desarrollo de océanos, formación de las rocas graníticas de la Asociación Cuchivero, que algunos autores (Siddler y Mendoza, 1995) los interpretan como granitos

post-colisión o post cierre del océano, así como la formación y/o reactivación de rocas graníticas TTG de Supamo, finalización del magmatismo, etc.

Finalmente se tiene que el último ciclo de estos cuatro eventos, el cual se le conoce a nivel mundial como Orogénesis Nickeriana y en los terrenos suramericanos como Orinoquense (1.200 – 800 Ma.) es de edad similar a la Grenvilliana. Esta Orogénesis Nickeriana se caracterizó por el aglutinamiento de bloques, milonitización y reactivación de fallas como la de Guri así como el desarrollo de metamorfismo retrogrado de Imataca, representa la fase final de colisiones múltiples y aglutinamientos que condujo a la formación del supercontinente Rodinia.

Mientras tanto Mendoza (2012) menciona que el quinto evento de significación mundial, denominado como Brasiliano o Panafricano (600 – 500 Ma.) se inició después de la disrupción del supercontinente Rodinia (830 – 700 Ma). Este quinto evento no fue identificado en el Cratón de Guayana venezolano, sin embargo se determinó el desarrollo de éste al SE de Brasil, en el Cratón de San Francisco y África Occidental. Al finalizar este evento, se formó otro nuevo supercontinente conocido como Gondwana, hacia la parte sur del futuro supercontinente Pangea. Para entender de mejor manera la evolución en el Escudo de Guayana se realiza el siguiente recuento evolutivo de la Tabla 2.1

Tabla 2.1 Secuencia de eventos litotectónicos del Escudo de Guayana. Modificado de Sidder y Mendoza, 1995. Tomado y modificado de Mendoza, 2012.

TIEMPO GEOLÓGICO	EVENTOS MUNDIALES	EVENTOS TECTO-TERMALES	
FANEROZOICO	Planación	Cenozoico: Levantamiento / Erosión / Planación 150 - 30 Ma. Carbonatitas y kimberlitas intrusivas en Escudo Sudamericano y SW África, Dique Laguna, magmas tholeiíticos.	
	Nuevo Océano	210 - 150 Ma. Apertura del Océano Atlántico 500 - 265 Ma. Supercontinente de Gondwana y Laurentia (=Pangea). 650 Ma. <i>Orogénesis Brasiliana - Pan Africana</i> 850 - 750 Ma. Rifting del supercontinente Rodinia: Lamprofiros-Kimberlitas Guaniamo	
	"Collage"	1200 - 1000 Ma. Colisión del norte de Amazonia con Báltica, y del oeste de Amazonia con Laurentia. Pseudotaquilitas de la falla de Guri. Colisión continental que genera la formación del Supercontinente Rodinia. 1200 - 1100 Ma. Colisión Río Negro-Juruena; Jari-Falsino (Brasil)-Mitu-Garzón-(Colombia)-NW de Guayana 1200 - 1100 Ma. Pseudotaquilitas Falla Guri	
	Granitos rapakivis	1550 - 1350 Ma. Parguazensis: Rifting continental. Emplazamientos granitos <i>rapakivis</i>	
PROTEROZOICO	Magmatismo intraplaca	1800 Ma. Asociación Avanero = Diabasas /Gabros tholeiíticos 1750 - 1450 Ma. Facies molasa post-tectónica Roraima 1800 - 1750 Ma. Sutura del Caura. "Collage Tectónico" 1860 - 1800 Ma. Facies molasoides del Pre-Roraima (Los Caribes, etc.) 1860 - 1730 Ma. <i>Final de la Orogénesis Transamazonica.</i> Rocas graníticas sin diferenciar de Amazonas 1860 - 1790 Ma. Final del magmatismo: Arco magmático de Cuchivero/Final del evento Orocaima 1930 - 1790 Ma. Rocas graníticas volcano-plutónicas y calco-alcalinas de Cuchivero 1980 - 1930 Ma. Comienzo de magmatismo en el arco Cuchivero y a su vez iniciación del evento Orocaima < 2000 Ma. Rocas graníticas intrusivas ricas en K2O 2230 - 2050 Ma. Basamento reactivado o intrusivas graníticas sódicas del complejo de Supamo 2100 - 2000 Ma. Cinturones de rocas verdes más jóvenes, C-A., tipo Botanamo 2200 - 2000 Ma. Arco magmático, borde continental activo, Las Cristinas 2300 - 2200 Ma. Cinturones de rocas verdes más viejos, Th., tipo Pastora. <i>Inicio de la Orogénesis Transamazónica</i> 2400 - 2225 Ma. Rocas graníticas sódicas del Complejo de Supamo intrusivas en el Complejo Imataca en disrupción	
	"Collage"	2600 - 2500 Ma. Choque y aglutinación de micro-continentes. Supercontinente Guayanensis.	
	Granulitas	2700 - 2600 Ma. Migmatización y granulitización de Imataca 2960 - 2850 Ma. <i>Orogénesis Pre-Transamazonica o Aroensis</i>	
	Antiguas	3350 - 3000 Ma. Formación de primitivos cinturones de rocas verdes (CRV) y complejos Tonalíticos de la Pre-Imataca 3700 - 3400 Ma. Formación del protolito del Complejo Imataca e inicia de la <i>Orogénesis Guriense Supercontinente Ur</i> 4500 - 4000 Ma. Ocurre el bombardeo de Meteoritos sobre la Tierra por lo que inicia la fusión del manto/núcleo y la formación y evolución de rocas komatíticas y relacionadas	
	ARCAICO		4550 ± 20 Ma. Primitivo Planeta Tierra
	HADEICO		

El Hadeano, es una etapa que se identifica principalmente por la formación del núcleo y diferenciación del manto, exterior. A partir del Arqueozoico (3.800 – 2.500 Ma), Mendoza (2012) menciona que se inicia la tectónica de placa, producto de las convecciones de calor del manto. De esta forma se define a estos períodos como un tiempo de grandes inestabilidades, cambios y evolución del manto-corteza, con predominio de plumas mantelares que dan paso a la tectónica de placa con zonas de subducción con poca pendiente. Estas son las responsables de los grandes levantamientos verticales de CRV y granitos en el Paleozoico y Mesozoico, que originan el crecimiento costal de la corteza. Este crecimiento de la corteza normalmente se ubica en zonas de convergencia tectónica y en rift o disrupciones continentales, lo cual a su vez da paso a la deformación regional, seguida de magmatismo granítico, relacionada con las granulitas del Complejo de Imataca.

El Complejo de Imataca, ubicado en el Escudo Guayanés, fue formado durante el período de la Orogénesis Guriense, la cual ocurrió hace 3.400 Ma, formando los primitivos cinturones de rocas verdes intrusionados por rocas gabroides-dioríticas a tonalíticas, trondjemíticas y granodioríticas (asociación TTG). Seguida a la Orogénesis Guriense, Mason *et al.* (1995) señalan que a la Orogénesis Pre-Transamazónica, Guayanesis o Aroensis (2.960 Ma – 2.850 Ma) es caracterizada por la anfibolitización, granulitización y migmatización de microcontinentes durante y luego de su aglutinación por colisiones múltiples, para formar un supercontinente denominado Guayanensis (Figura 2.3). Además esta es caracterizada por la formación de los CRV de Pastora.

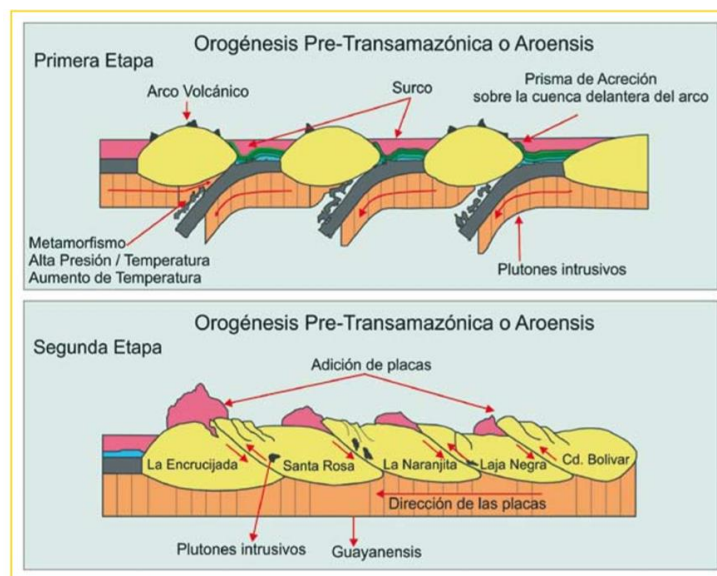


Figura 2.3 Evolución geodinámica del Complejo Imataca por compresión entre placas oceánicas con cambios de subducción (primera etapa) y sucesiva aglutinación de los arcos y microcontinentes (segunda etapa) formando parte del supercontinente Guayanensis. Tomado de Mendoza y otros, 2003; Mendoza, 2012)

Derivado a los efectos de las plumas mantelares, el supercontinente Guayanensis entra en disrupción, hacia los 2.400 – 2.300 Ma, dando paso al emplazamiento del manto superior a la corteza Imataca, del momento. Según Sidder y Mendoza (1995), un importante ciclo de metamorfismo, deformación y actividad magmática (desarrollo de los océanos y cierre de los mismos; océanos Pastora, Barama-Mazzaruni), corresponde a la Orogénesis Transamazónica, la cual se llevó a cabo durante los primeros años del Proterozoico (hace 2.150-1.960 Ma, posiblemente siguió 1.730 Ma). Al final de este evento orogénico regional, una amplia zona del norte y centro del Escudo de Guayana fue cubierto por rocas volcánicas, subvolcánicas y rocas plutónicas del Proterozoico Temprano a Medio (1.930 a 1.790 Ma), pertenecientes a la Asociación Cuchivero, la cual forma una de las provincias geológicas que constituyen al Escudo (Zinck y Huber, 2011). Cabe acotar que durante la Orogénesis Transamazónica, ocurrió la formación de otro gran supercontinente denominado Atlántica/Columbia (Imataca + Pastora) (Rogers, 1996; mencionado en Mendoza, 2012), el cual es colisionado con el arco magmático de Cuchivero (de borde continental) creando así la zona de sutura del río Caura. *Rifting* o disrupción continental entre 1.600 Ma – 1.500 Ma, del Supercontinente Columbia, permitió ascenso de material basáltico del manto

superior que por mezcla o contaminación con material de la corteza más inferior y subsiguiente gran diferenciación, produjo la cristalización a niveles epizonales de granitos anorogénicos tipos *rapakivis* de Parguaza (Asociación anorogénica AMCG de anortositas, mangueritas, charnockitas y granitos, entre ellos el Granito de *rapakivi*) de significación mundial.

Durante el período final de la acreción del Cratón Amazónico, un largo y persistente, aunque irregular, proceso de sedimentación tuvo lugar de forma discordante encima de los granitos *rapakivi* del Parguaza, con principalmente ambientes fluviales y marinos poco profundos, que dura alrededor de entre 400-700 Ma (hace 1.900 y 1.500 Ma). Esto ha dado lugar a una extensa cubierta de areniscas, cuarcitas y otras rocas sedimentarias silíceas, incluidas en el Grupo Roraima y en la formación de la Provincia de Roraima (Gohs 1985; sidder y Mendoza 1995; Mendoza 2000).

Un último evento tectónico identificado en el Escudo Guayanés venezolano, es la Orogénesis Nickeriana, la cual representa al cierre de los mares, colisión y aglutinamiento de bloques, milonitización y reactivación de fallas como la de Guri, y que a su vez sus numerosas colisiones (Amazonia-Laurentia y Amazonia-Baltica) permitió la formación del supercontinente Rodinia (1.000 Ma), que mas tarde fue separado por efecto de plumas mantelares. Esta separación de Rodinia originó la reactivación de fallas en las cuales se emplazaron complejos carbonatítico, lamprófiro y kimberlitas eclogíticas de Quebrada Grande, Guaniamo.

Para finalizar, el evento Brasiliano-Pan Africano (mejor desarrollado al SE de Brasil) formó otro nuevo supercontinente denominado Gondwana (hace 550 – 450 Ma), que mas tarde formaría parte del supercontinente Pangea. Este ultimo supercontinente se separó (emplazamiento de diques de diabasa tholeiticos) para formarse el actual Océano Atlántico y el Cratón Amazónico de Suramérica (Escudo Guayanes al norte y Escudo de Guapore al sur, mostrado en la Figura 2.4).

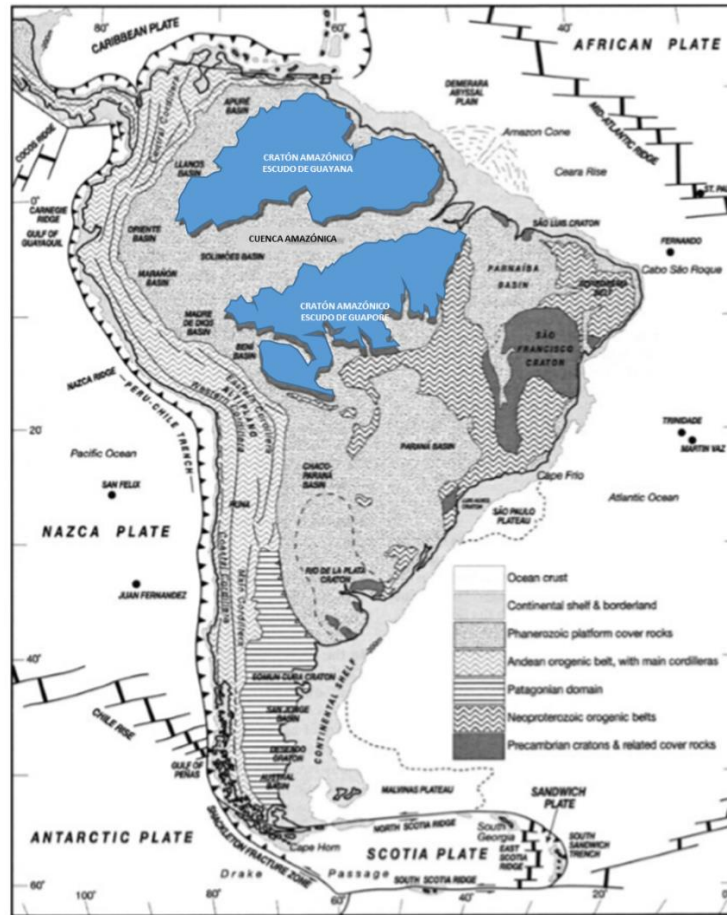


Figura 2.4 Ubicación relativa del Cratón Amazónico. Tomado de Zinck y Huber, (2011).

2.2. GEOLOGÍA REGIONAL

Según Mendoza (2012), el Precámbrico en Suramérica fue diferenciado en provincias geocronológicas, ya que estudios radiométricos, realizados por algunos investigadores del área (Cordani y otros, 1988; Cordani y Sato, 1999), determinaron edades radiométricas que dividían al Cratón Amazónico en distintas provincias. Tassinari y Macambira (1999) denominaron a estas provincias geocronológicas como (Figura 2.5):

- Provincia Amazónica Central (CAP) de > 2.3 Ga: Se compone de las unidades más antiguas del Cratón Amazónico, sin verse afectado por la Orogénesis Transamazónica. Se divide en dos dominios, separados por Maroni-Itacaunas, denominados: bloque Carajás Iricoume y bloque Roraima.

- Provincia Maroni-Itacaiunas (MIP) de 2.2-1.95 Ga.: Descripciones de Gibbs (1980; mencionado por Tassinari y Macambira, 1999) señalan que esta provincia está comprendida de una gran exposición de metavolcánicas y unidades metasedimentarias, deformadas y metamorfoseadas en las facies de la anfibolita a esquistos verdes (tectonizadas durante la Orogénesis Transamazónica). Incluye la Provincia Pastora en Venezuela (Carichapo-Pastora).
- Provincia Ventuari-Tapajós (VTP) de 1.950-1.800 Ma.: Tassinari y Macambira (1999), describen a VTP como la región que se ubica al oeste de la CAP, con una prominente tendencia NO-SE que puede ser seguida desde el río Ventuari, en el sur de Venezuela, hasta el río Tapajós en Brasil. Ésta a su vez se conforma de una región geocronológica norte y una sur, divididas por la Cuenca Amazónica, siendo entonces la zona norte el lugar donde se ubica este estudio (Figura 2.5Ay B). La parte norte de VTP se compone de rocas de granito gneísicos con granodiorítico a composiciones de cuarzo-dioríticos, gabros y anfibolitas. Según Mendoza (2012) la VTP cubre parte de la Provincia Cuchivero.
- Provincia Río Negro-Juruena (RNJP) de 1.800-1.550 Ma.: Se ubica al oeste de VTP, y al igual que ésta, presenta una tendencia NW-SE, involucrando parte de Brasil, Venezuela y Colombia. En la parte norte se encuentra predominantemente monzogranitos biotita-titanita (Dall'Agnol y Macambira, 1992: citado por Mendoza, 2012). Según Mendoza (2012) la RNJP incorpora el Dominio Casiquiare del Estado Amazonas.
- Provincia Rondonia-San Ignacio (RSIP) de 1.600-1.300 Ma.: Es la porción suroeste del Cratón Amazónico, delimitada al este por el RNJP y al sur y al suroeste con la Provincia Sunsás (SP). El basamento metamórfico de RSIP se compone de granito-gneis-migmatíticas terrenos y rocas granulitas.
- Provincia Sunsás (SP) de 1.300-1.000 Ma.: Es la unidad tectónica más joven del Cratón Amazónico. Consiste de una zona con rocas generadas por la erosión de la más antigua corteza continental, la deposición y posterior deformación y metamorfismo de estos sedimentos entre 1.300-1.000 Ma

(Litherland et al. 1986, citado por Tassinari y Macambira, 1999) (Figura 2.5A).

Como las mencionadas provincias geocronológicas se encuentran cubriendo al Cratón Amazónico de Suramérica, el Escudo de Guayana venezolano, también se encuentra envuelto en ellas. Por su parte, este Escudo se compone de las siguientes cuatro provincias geológicas: Roraima, Cuchivero, Pastora e Imataca, las cuales son descritas a continuación.

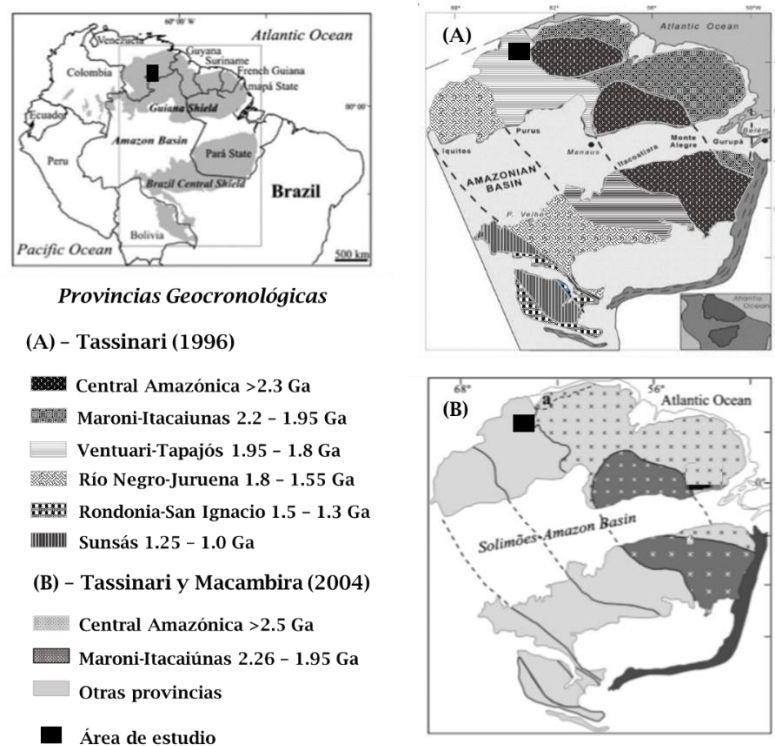


Figura 2.5 Dominios tectónicos del Escudo de Suramérica. (A) Provincias geocronológicas propuestas por Tassinari (1996); tomado y modificado de Tassinari y Macambira (1999), (B) provincias geocronológicas propuestas por Tassinari y Macambira (2004); tomado y modificado de Rosa-Costa, Lafon y Delor (2006).

2.2.1. Provincia de Imataca

Se encuentra ubicada en el extremo norte del Escudo Guayana (EG) en dirección NE-SO, limitando al norte con el río Orinoco, al sur con la Provincia de Pastora, al este con el estado Delta Amacuro y al oeste con el río Caura. Aflora desde el río Caura hasta el Delta del Orinoco por unos 550 km y desde el curso del río Orinoco hasta la falla del Guri con una extensión de 80 km. Según Mendoza

(2012) no parece existir alguna razón para que Imataca no se extienda al norte del río Orinoco, ni al oeste del río Caura, sin embargo, no se han encontrado rocas similares a las del Complejo Imataca al oeste el río Caura, interpretándose como que dicho río marca el límite del borde continental próximo a una zona de subducción o también representa una corteza siálica parcialmente asimilada y parcialmente afectada por las intrusiones de la Asociación Cuchivero y del Granito *rapakivi* del Parguaza.

Litológicamente, Mendoza (2000) señala que la Provincia de Imataca está formada por gneises graníticos, granulitas félsicas, anfíbolitas, granulitas máficas y ultramáficas. Adicionalmente, presenta cantidades menores de formaciones bandeadas de hierro (BIF, por sus siglas en inglés) tipo Algoma, dolomitas, charnockitas, anortositas y granitos intrusivos más jóvenes (El Torno-Real Corona).

Estas BIF están constituidos principalmente por asociaciones cuarzo-magnetita, que se presenta en bandas y en formas de lentes ricos en cuarzos (de espesores de pocos centímetros a 10 m, pero que localmente se encuentran variando entre 10 y 200 m) que se alternan con bandas ricas en óxidos de hierro. Asimismo, hacia la zona del cerro Bolívar, al NE de la zona de este estudio, se tienen anfíbolitas intercaladas a granulitas félsicas y gneises graníticos de 15 m de espesor, mientras que las granulitas félsicas oscilan desde varios metros a cientos de metros de espesor.

Finalmente, la Provincia de Imataca registra más de seis dominios tectónicos, separados entre sí por grandes fallas tipo corrimientos. Internamente el plegamiento es isoclinal con replegamiento más abierto. En la parte norte, los pliegues tienen rumbo NO mientras que en la parte sur la tendencia dominante de los pliegues es N60-70E que es la que predomina regionalmente, es decir, aproximadamente paralelas a la falla de Guri, siendo ésta el rasgo tectónico más relevante del Escudo de Guayana, la cual se comporta como una falla de transformación en la parte oceánica y como falla inversa de ángulo alto (Imataca

sobre Pastora) en la parte continental (Mendoza, 2012). A lo largo de esta gran falla se formaron principalmente pseudotaquilitas (de origen tectónico) y diabasas producto del roce entre los bloques de la mencionada megafalla (Comunicación personal con Grande, 2015).

2.2.2. Provincia de Pastora

La Provincia de Pastora (PP) se encuentra ubicada en la zona nororiental del Escudo Guayanés venezolano colindando, al norte, con la falla de Guri, mientras que su extremo sur limita con el parque nacional Canaima. Al este de la PP se encuentra la Zona en Reclamación del Esequibo y al oeste el río Caura. Esta provincia está conformada por antiguos y delgados cinturones de rocas verdes (CRV), del tipo Carichapo, los cuales fueron formados en una zona de convergencia, así como por los CRV, más amplios y jóvenes, menos tectonizados y menos metamorfizados, tipo Botanamo. Adicionalmente, comprende a los complejos graníticos TTG o granitos sódicos, como el Complejo granítico de Supamo. Asimismo, Mendoza (2012) evidencia que esta secuencia se vio afectada por intrusiones de granitos potásicos e intrusiones de diques anulares como Nuria y *sills* de diabasas (observado en los mapas geológicos, como anillos casi cuadrados de diabasa).

Según Menéndez (1972), el CRV que principalmente constituye a la Provincia de Pastora es el de Guasipati-El Callao, constituido por el Superasociación Pastora y el Asociación Carichapo, donde éste último se encuentra formado por la Metalava basáltica-comatiítica de Florinda, Terreno Cicapra, la Metalava basáltica-tholeiítica de El Callao. Todas las unidades anteriormente mencionadas le fueron modificados sus nombres litoestratigráficos, designados por Menéndez (1972), por los litodemos sugeridos por Mendoza (2012). Los mismos se describen en la Figura 2.6.

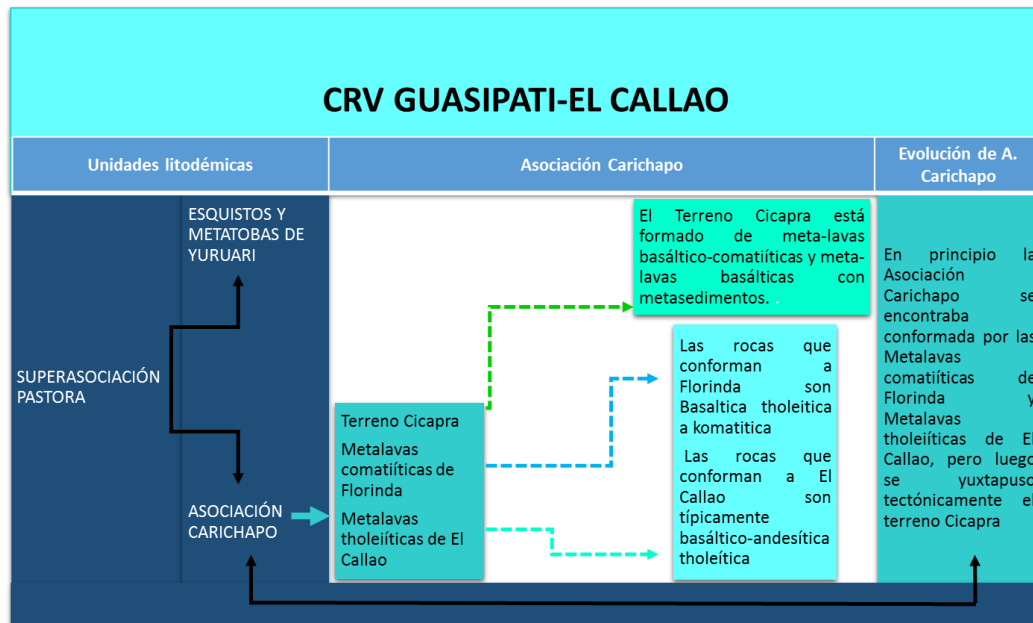


Figura 2.6 Unidades que constituyen al CRV de Guasipati-El Callao.

Las unidades que se muestran en la Figura 2.6 fueron descritas por Menéndez (1967), sin embargo Mendoza (2012) señala que la unidad metamórfica de Yuruari no tiene nada que ver con la Asociación Carichapo, por lo que sugiere que sea tomada en cuenta como una unidad aparte, la cual se compone litológicamente de filitas, esquistos y metatobas félsicas, metalutitas negras de hasta 50 metros de espesor, los esquistos y filitas de esta formación no parecen ser metasedimentarios, sino tobas y lavas félsicas (dacíticas y riodacíticas) metamorfozadas. (Mendoza, 2000).

Otras unidades identificadas en la Provincia de Cuchivero son las formaciones Caballape y Los Caribes; la Formación Caballape, caracterizada principalmente por rocas epiclásticas volcánicas posee un espesor mínimo de 5.000 m en la zona de El Callao. La Formación Los Caribes es una secuencia de sedimentos rojos bien estratificados, filitas, areniscas de grano fino, limolitas y conglomerados polimícticos, interestratificados con lavas y brechas piroclásticas ácidas e intermedias (Mendoza, 2000).

Por último, el Complejo Supamo fue calificado por Moreno *et al.* (1977) y Mendoza *et al.* (1975) como un conjunto de rocas graníticas intrusivas tales como

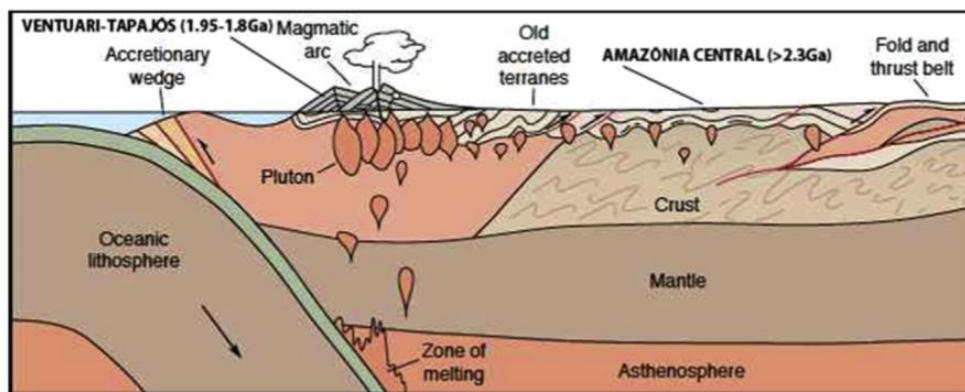
tonalitas, tronjemitas, granodioritas cuarzo-monzonitas, gneises y migmatitas. Estos granitos forman domos expandidos y arqueados como los domos de El Manteco, Santa Justa y otros, contra los apretados y replegados sinformes de CRV.

2.2.3. Provincia de Cuchivero

La Provincia Cuchivero (PC) es descrita por Sidder y Mendoza (1995) como una región que parece extenderse hacia el sur-sureste del Estado Amazonas, la cual la hace formar parte de las rocas del no diferenciado Proterozoico. Adicionalmente, se menciona que su extensión continúa en Brasil, como la Provincia Ventuari-Parima-Tapajós. Mendoza (2012) explica la PC está constituida por el Supergrupo Cedeño, sin embargo, menciona que este nombre no se refiere al concepto litodémico que debe ser utilizado. Por lo tanto, es denominada como la Superasociación Cedeño definida, y está formada por la Asociación Cuchivero, constituida por las Volcánicas de Caicara, Granito de Santa Rosalía, Granito de San Pedro y Metabasitas de Guaniamito. Desarrolladas en un arco magmático del tipo Andes; y por la Asociación Suapure (formada por el: Granito de Pijiguaos, Granito *Rapakivi* del Parguaza y sus facies, Granito de Guaniamito, Granito del Marieta, etc.) (Figura 2.8).

Posterior al emplazamiento de las rocas de la Superasociación de Cuchivero, en el Paleoproterozoico Tardío al Mesoproterozoico, ocurrieron una serie de procesos de deformación que implicaron levantamientos, inclinaciones y erosión del Escudo, que más tarde permitirían que la parte inferior de las Volcánicas de Caicara fuera expuestas a la superficie en la zona NO, mientras que hacia el sur del Escudo, dentro del territorio del estado de Amazonas, quedarán al descubierto la parte media y superior de estas unidades volcánicas. Adicionalmente, las rocas de Cuchivero se correlacionan con otras unidades litológicas ubicadas fuera de los límites nacionales, como lo es con el “Supergrupo” Uatamá, el Grupo Surumú de Brasil, los “Grupos” Burro-Burro y Kuyubini de Guayana y la “Formación Dalbana de Suriname (Mendoza *et al.* 1977).

Las rocas que constituyen a la Superasociación de Cuchivero fueron formadas en un ambiente post-colisión, lo que se asocia a procesos ocurridos en una etapa post-Transamazónicas de metamorfismo de bajo grado, correspondiente a metamorfismos regional, con intrusiones comagmática graníticas, emplazadas en un periodo posterior de 10-20 Ma más tarde que las Volcánicas de Caicara (1.760 Ma; Figura 2.7). Unidades equivalentes a ésta, Sidder y Mendoza (1995) refieren a las rocas Volcánicas de Surumú e Iricoumé del estado Roraima del norte de Brasil, y la Formación Dalbana de Suriname.



SW

NE

Figura 2.7 Modelo geotectónico de las rocas graníticas calco-alcalinas de la Provincia Ventuari-Tapajós, señala que se formaron en una fase última de subducción de Paleocaldera Oceánica sobre la Provincia Amazónica Central (tipo Imataca), envolviendo procesos finales de collage y construcción de la Provincia Ventuari-Tapajós, asociada a magmatismo, tipo Cuchivero. Tomado de Correa Rosa Joao, Correa Rosa José y Fuck R., (2013).

Las Volcánicas de Caicara se encuentran en contacto de falla en rocas comágmaticas de los granitos de San Pedro y Santa Rosalía, en la zona del río Suapure, y con el Granito de Guaniamito, donde este último aflora localmente en el caño y río Guaniamo, con una textura hipoabisal, porfídico, rico en hornblenda con una edad de 1.425 Ma, (equivale a la edad del granito *rapakivi* del Parguaza), por lo que se incluye en la Asociación Suapure de rocas hipoabisales y plutónicas. Esta Asociación Suapure se caracteriza por el Granito *rapakivi* del Parguaza, al cual se le da ese nombre en Finlandia, por su facilidad de fragmentarse dejando ovoides de feldespatos al ser expuesto a procesos erosivos. El granito *rapakivi* de Venezuela consiste en núcleos de fenocristales de feldespato potásico (color gris a rosado pálido) con formas ovoides a circulares, rodeados por anillos de

plagioclasa (color blanquecino), que a su vez se encuentra embebido en una matriz holocristalina de tamaño de grano más fino. Mendoza (2012) además menciona que estos granitos fueron formados posterior a una serie de eventos tectónicos que llevaron en primer lugar una subducción, la colisión de los bloques continentales (hacia 2.000-1.900 Ma.), que darían paso a la formación del Supercontinente Columbia, y posteriormente ascenderían plumas mantelares que calentaría y generaría el adelgazamiento de la corteza produciendo así un *rifting* continental.

TECTONISMO	ZONA CUCHIVERO	ZONA GUANIAMITO - SUAPURE	REGIÓN PARGUAZA - AMAZONAS
Facies Molasoides	SUPERGRUPO RORAIMA		
1.350 Ma ANOROGÉNICO			Riodacita Porfídica del Río Guayapo Granodiorita del Sipapo Granito de Pijiguaos Granito de Marieta Granito Rapakivi de El Parguaza Granito Guaniamito
1.550 Ma			
1.790 Ma	METABASITAS	METABASITAS	
TECTÓNICO TARDÍO A			
POSTCOLISIÓN	Granito de Santa Rosalia Volcánicas de Caicara	Granito de San Pedro Granito de Santa Rosalia Volcánicas de Caicara	ASOCIACIÓN CUCHIVERO SIN DIFERENCIAR
1.980			BAUCHITAS Y METABASITAS
	SUPERGRUPO PRE-RORAIMA		
	Complejo de Supamo	Complejo de Supamo/ Complejo de Imataca¿?	Complejo de Imataca/ Manto Superior¿?

Figura 2.8 Unidades litodémicas de la Provincia Geológica Cuchivero. Tomado y modificado de Mendoza 1974, 2000, 2012.

La Provincia de Cuchivero, en Amazonas, fue agrupada por Sidder y Mendoza (1995) como rocas Proterozoicas sin diferenciar. Por otro lado, Barrios y otros (1985; mencionado por Mendoza, 2012) separaron a las rocas pertenecientes al estado Amazonas en dos dominios: Dominio Ventuari (Ayacucho y Manapiare) y Casiquiare; y Mendoza y otros (1977) cita a otros dos dominios pocos estudiados: dominios del Alto Orinoco (esta es una de las subprovincias que se ubican cercanas al área de estudio) y Siapa (Figura 2.9).

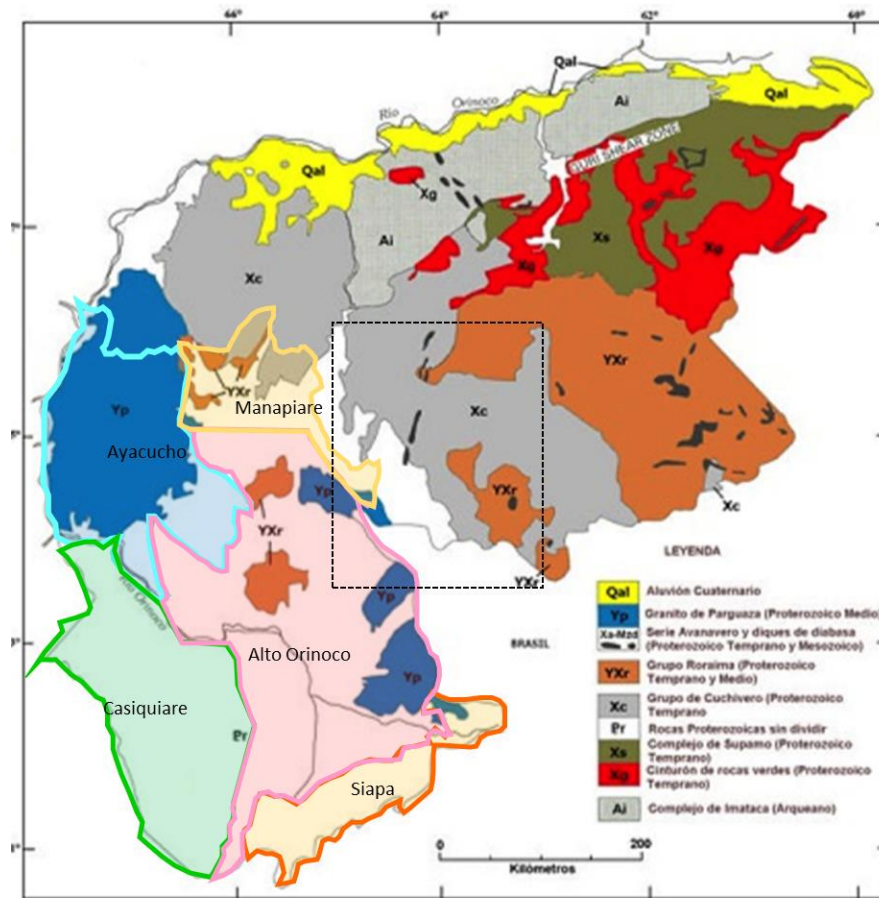


Figura 2.9 Unidades geológicas del Escudo Guayanés, con las subprovincias tectónicas del Amazonas y el área de estudio resaltada con el recuadro negro punteado. Tomada de Sidder y Mendoza (1995) y editada por Jiménez (2009). Tomado y modificado de Gamero et al. (2013).

La subprovincia petrotectónica de Manapiare, está conformada por intrusiones de rocas volcánicas, de los ríos Asita y Parucito, tipo Volcánicas de Caicara, y de granitos biotíticos, similares a los de Kakurí y Parú, tipo Granito de Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero. Ésta misma se encuentra sobre un basamento bien expuesto en el río Alto Ventuari, en las cercanías del Cerro Impacto y otras localizaciones, de gneises y migmatitas tonalítico-trondjemíticas-granodioríticas (TTG), similares a las del Complejo granítico TTG de Supamo. Mientras que el dominio tectónico del Alto Orinoco se constituye con asociaciones similares a los CRV del Paleo y Mesoproterozoico Temprano, con intrusiones graníticas diversas hasta del tipo *rapakivi* de Parima-Surucucú. Los granitos *rapakivis*, tipo Parguaza, abundan hacia el extremo S-SE de la subprovincia y se conocen como Granito de Parima, Granito de Surucucú.

Por otro lado, en otras zonas equivalentes a la PC en el Escudo de Guayana se tiene a la Región de Parima, que según Santos y otros (2004) en ella se encuentra aflorando las siguientes unidades litotectónicas (Figura 2.13):

- Asociación Surucucú de granitos *rapakivis*, tipo Parguaza, de 1.550 Ma, que cubre a todas las unidades, que se mencionan a continuación, en una discordancia de sedimentos.
- Asociación Máfica-Ultramáfica de Tapuruquara, de 1.600 Ma a 1.550 Ma, tipo Avanavero.
- Formación Serra Surucucú, de ≤ 1.550 Ma
- Rocas granitoides calco-alcalinas de 1.970 Ma a 1.890 Ma, tipo Cuchivero
- Rocas volcánicas del “Grupo” Surumú de 1.970 Ma a 1.960 Ma, tipo volcánico de Caicara, equivalentes aquí a las Volcánicas de Icabarú.
- Rocas volcánicas sedimentarias del “Grupo” Parima, de >1.970 Ma, o pre-Roraima o Formación Unturán
- Complejo Urariquera, de ortogneises, anfibolitas y TTG, de >2.020 Ma, tipo Complejo granítico TTG Supamo.

2.2.4. Provincia de Roraima

La Provincia de Roraima constituye las últimas rocas depositadas en el Cratón Guayanés, tras las Orogénesis Transamazónica (tiempo en el que el Escudo presentaba una mayor estabilidad de la corteza). El ambiente de depositación de estas rocas representó un período de relativa tranquilidad ya que Sidder y Mendoza (1995) lo describen como zonas mayormente fluviales, deltaicas a localmente marino costero, lacustres, etc. Sin embargo, durante este proceso de estabilización del Escudo ocurrieron procesos pasivos de fallamiento y deslizamiento de la corteza continental, que se asocia con las intrusiones de la Asociación Cuchivero, extendiéndose por varios cientos de millones de años.

El Grupo Roraima se extiende desde Tafelberg (Suriname) hasta Duida y Marhuaca, en Amazonas, cubriendo actualmente unos 250.000 km^2 , que hace tiempo

atrás pudo haber llegado al orden de 1.200.000 km², y específicamente en el territorio venezolano, va desde el límite con Guyana hasta las cercanías del río Paragua, en dirección E-O, y desde los límites del parque nacional Canaima hasta Santa Elena de Uairén en dirección N-S. De igual forma, se puede conseguir remanentes erosionales de esta provincia en la parte SO del estado Bolívar (Jaua-Sarisariñama), la parte sur del estado Amazonas, en la serranía de la Neblina; en el cerro Duida-Marahuaca en Amazonas central y hasta en Amazonas occidental, en los cerros Autana y Yaví.

Es importante destacar que las mesetas o “tepúes”, comunes de esta provincia, son producto de inversión topográfica remanente de sinclinales colgados que poseían ejes con declives en ambas direcciones (cuencas sinclinales), de manera que las zonas bajas, ubicadas alrededor de dichos tepúes, constituyen anticlinales erosionados (combas). Para Mendoza (2012), esta provincia está compuesta por rocas del Grupo Roraima con intrusiones de diabasas y rocas gabronoríticas cuarcíferas a máficas, olivínicas, atribuidas a la Asociación Avanavero. La primera formación de este Supergrupo, tanto para Roraima, Amazonas, Brasil y Guyana, en depositarse fue un miembro inferior conocido como la Formación Uairén y a esta le sigue un miembro medio correspondiente a las formaciones Kukenan y Uaimapue con tobas vítreas, y superpuesta a éstas se encuentra el miembro superior compuesto por la Formación Matauí (la clasificación de miembros fue realizada por Gibbs y Barron (1993); Ghosh (1985) mientras que Reid, (1974) dividió el grupo Roraima en formaciones; por otro lado Sidder y Mendoza, 1991 señalan que este Grupo tiene edades de por lo menos 1.650 Ma y posiblemente tan antigua como 1900 Ma, representando a las rocas que mayormente constituyen actualmente a los tepúes del Cratón Guayanés.

Referente a la Formación Mataui Mendoza (2012) afirma, que no ha observado el contacto directo de la ya mencionada unidad con la Formación Uaimapué que se supone por encima de Mataui, sin embargo ésta siempre aparece discordante sobre rocas cristalinas, de edades variables que no sobrepasan los 1.500 – 1.400 Ma por lo que se infiere que esta formación presenta una edad inferior a 1.400 Ma lo que

entonces representa un gran hiato de sedimentación en el tiempo. Asimismo, Mendoza (2012) encontró en el tope de la equivalente Formación Mataui en el tepuy Parú del Estado Amazonas, areniscas cuarcíticas calcáreas y areniscas muy ferruginosas (hematíticas), encima de una secuencia de areniscas cuarcíticas bien escogidas y capas de lutitas negras de hasta 10 m de espesor, con ausencia de conglomerados y de areniscas con estratificación cruzada. Este tope del Tepuy Parú fue interpretado por este mismo autor, como formado en ambientes marinos poco profundos, próximos a línea de costa, alternado de acción de olas y ambientes tranquilos, poco oxigenados. En el Estado Amazonas, en el Grupo Roraima, no se observan casi conglomerados y al parecer están totalmente ausentes jaspes y tobas vítreas, por lo que Mendoza (2012) señala que en el estado Amazonas sólo se pueden encontrar rocas de la parte superior del Grupo Roraima (1.560-1.450 Ma) en el tepuy del río Cuao, en el que se observan areniscas sin metamorfismo descansando en inconformidad sobre el Granito *rapakivi* del Parguaza.

Por otro lado, Mendoza (2012) refiere a Pinheiro y otros (1990) que acuñaron más tarde el término de Supergrupo Roraima (SGR) a una secuencia de rocas sedimentarias fluviodeltáicas, continentales a costeras, aflorantes en el Bloque Pacaraima del NE de Brasil, compuesta de tope a base por las siguientes formaciones:

- Formación Mataui: aflorante en el Tepuy o Monte Roraima como areniscas de grano fino, bien seleccionadas, que pasan hacia arriba a areniscas de grano medio, grueso y hasta conglomeráticas.
- Formación Uailá: contiene areniscas, limolitas y areniscas conglomeráticas, intercaladas con tobas e ignimbritas ácidas y sedimentos volcanoclásticos, depositados en ambientes deltáico-marinos poco profundos, como sugieren las facies identificadas fluviátiles, eólicas y marina de barra costa afuera.
- Grupo Suazi: en donde, de tope a base, se distinguen las formaciones de Quino, Nicará, Pauré, Verde y Arai constituidas primordialmente por areniscas, areniscas conglomeráticas y limolitas.

2.3. GEOLOGÍA LOCAL

A continuación, se muestran las unidades de rocas que en mayor proporción se identifican, en la zona de estudio, y que constituyen a las provincias de rocas volcánicas del oeste del estado Bolívar, Cuchivero, y la provincia sedimentaria de Roraima:

2.3.1. Superasociación Cedeño

2.3.1.1. Asociación Cuchivero

Ríos (1972), incluyó en esta unidad a las rocas riolíticas, de las Volcánicas de Caicara, así como los granitos comagmáticos, biotíticos de Santa Rosalía y hornbléndicos de Guaniamo. Asimismo, Mendoza (1974) incluyó en este grupo a los granitos alaskíticos de San Pedro. Esta Asociación está formada principalmente por arcos magmáticos que se caracterizan por un marcado rumbo tectónico NO-SE, desde los ríos Cuchivero-Ventuari hacia el río Tapajós, el cual se constituye por rocas granitoides. Al sur, su basamento corresponde a gneises tonalíticos magmáticos similares al Complejo Supamo.

La zona en la cual se desarrolla este estudio presenta unidades geológicas pertenecientes a Brasil, que a pesar de que éstas no forman parte de los objetivos de esta investigación, se incluyen para su correlación con las unidades del Escudo Guayanés venezolano. Una de las rocas que se encuentran en el área estudiada son las Volcánicas de Caicara, que mantienen su continuidad en el estado de Roraima por medio de la asociación volcano-plutónica calco-alcalinas del Grupo Surumú, de Brasil (frontera de Brasil con Venezuela, Figura 2.13), las cuales están foliadas (NO-SE, con buzamientos altos, al igual que las Volcánicas de Caicara) y son verdaderas ignimbritas brechoides soldadas (roca piroclástica, ácida), de composición química riolítica (Fraga y otros, 2008; mencionado por Mendoza, 2012). Por otro lado, se tiene que en el estado Amazonas, en la parte inferior de la cuenca del río Ventuari (hacia la zona SO de este estudio), Mendoza y otros

(1977) han identificado rocas aflorando, como metasedimentos pelíticos y volcanoclásticos, con una resaltante deformación, tectonismo y metamorfismo de muy bajo grado, intercaladas con las Volcánicas de Caicara. Mientras tanto, hacia el SE del área de estudio, afloran en los ríos Paragua, Karún, Antabari y Caroní (Figura 2.10), lavas andesíticas intercaladas con cantidades menores de tobas félsicas, metamorfizadas a la facies esquistos verdes, similares a las de Caicara.

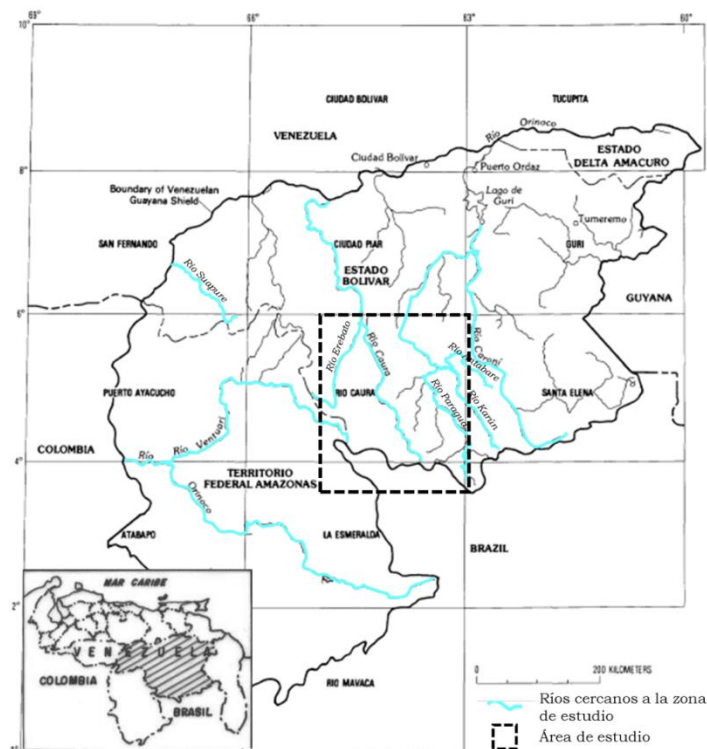


Figura 2.10 Mapa de ubicación de los ríos aledaños a la zona de estudio. Tomado de U.S. Geological Survey and Corporación Venezolana de Guayana, Técnica Minera, C.A., (1993)

- Volcánicas de Caicara: Son rocas volcánicas que fueron identificadas con mayor detalle, por Mendoza (1975), en Chivapure y río Suapure, como compuesta por ignimbritas, tobas de cenizas, brechas y cantidades menores de lavas, obsidianas y domos riolíticos, con cantidades muy subordinadas de otras rocas volcánicas de composición dacítica, andesítica y aún basáltica, todas ellas de afinidad calco-alcalin. Adicionalmente, se identificaron rocas muy cizalladas similares a éstas, en la divisoria de aguas Ventuari-Erebató, así como también se observaron una secuencia similar a las del río Ventuari, en y cercano a Ichún (Briceño y otros, 1989; mencionado por Mendoza, 2012)

compuesta de tres miembros con rocas volcanoclásticas félsicas y flujos de lavas andesíticas en las partes inferior y media, y la intercalación de rocas volcanoclásticas con cuarzo-arenitas del tipo Roraima en la parte más superior. Por último, las Volcánicas de Caicara se encuentran en contacto de falla e intrusivo en rocas co-magmática de los granitos de San Pedro y Santa Rosalía.

- Granito de San Pedro: Este granito grano fino alaskítico, subvolcánico en la facies del Granito de Santa Rosalía que se encuentra aflorando cerca del paso de San Pedro, en el río Suapure.
- Granito de Santa Rosalía: Por su parte, este granito es plutónico, de grano medio a grueso, compuesto de biotita, de escasa a ausente hornblenda y aflora extensamente desde la Serranía El Mato en El Caura al Pueblo de Santa Rosalía, al este, hasta el río Suapure al oeste y hasta el río Ventuari al sur, cubriendo más de 40.000 km². Tanto este granito como el de San Pedro se encuentran hacia la zona NO de este estudio.
- Metabasitas de Guaniamito: Se ha determinado (Mendoza, 2012) que las Volcánicas de Caicara se encuentran afectadas por Metabasitas volcánicas de composición máfica, es decir del tipo basáltico a andesítico, las cuales se han visto alteradas deutéricamente o pocamente metamorfozadas. Estas metabasitas son de grano muy fino que pueden aparecer intercaladas o intrusionadas como diques o sills, en las Volcánicas de Caicara.

2.3.1.2. Asociación Suapure:

La Asociación Suapure se caracteriza por agrupar a una serie de granitos pertenecientes al Escudo de Guayana, que según Mendoza y otros (1977), la constituyen el Granito *rapakivi* del Parguaza con todas sus facies subvolcánicas como el Granito de Pijiguaos, los pórfidos riódacíticos de Guayapo, desde rocas plutónicas hasta bauchitas, así como el granito (que por su edad radiométrica fue incluido más tarde por Mendoza, 2012) de Guaniamito.

Es importante mencionar que estos granitos *rapakivis* posee raíces poco espesas,

de aproximadamente 3 a 8 km, sin embargo sus formas superficiales pueden extenderse a través de cientos de kilómetros de largo y ancho, con una forma tipo hongo se emplazan al estilo de los macizos anortosíticos.

Los Granitos Rapakivi del Parguaza son rocas ígneas plutónicas masivas de color gris, con un grano muy grueso. Además éstas poseen bajo a moderado contenido de cuarzo al igual que menores contenidos de ilmenita, circón y fayalita. Son rocas metaluminosas a peraluminosas, de afinidad tholeiítica. Su composición química las hace similar a los granitos Surucucú y Parima de Brasil. Los granitos del Parguaza son desarrollados, con un enfriamiento espacial inverso, es decir, primero en los bordes y luego en el centro (o como también se le podría llamar segregación máfica-félsica del borde al centro), desde los Pijiguaos, al este del Cratón, hasta Puerto Ayacucho, al oeste, y desde el río Orinoco al norte hasta la confluencia del río Ventuari en el Orinoco, en el estado Amazonas, al sur. Su forma es un elipsoide de 250 km de eje NS por 120 km de eje EW.

2.3.2. Supergrupo Roraima

Muchos fueron los nombres que le fueron asignados a esta secuencia litológica le fueron asignado para su identificación, sin embargo, Reid (1974) fue quien la denominó Grupo Roraima agrupando así, a cuatro formaciones que constituyen los 2.900 m de espesor de esta secuencia. Estas formaciones son conocidas, desde la más antigua a la más joven, como la Formación Uairén que yace discordante sobre un basamento erosionado de rocas volcánicas de la Provincia Cuchivero, y consiste de rocas sedimentarias de origen fluvial; a esta le sigue en la secuencia la Formación Cuquenán de lutitas con un espesor de 50 a 100 m, y suprayacente a ésta y en discordancia paralela, se sitúa la Formación Uaimapué de limolitas arcósicas y jaspes rojos. Por último, se identifica la depositación de una última Formación denominada Mataui, la cual representa el mayor espesor de rocas que conforman a los tepuyes actuales de la extensa Guayana venezolana, y consiste principalmente en ortocuarcitas de colores rosados (González de Juana *et al.* 1980).

2.3.2.1. Formación Uairén:

Corresponde al miembro inferior del Grupo Roraima, según la clasificación hecha por Gibbs & Barron (1993) y Ghosh (1985). Aflora en Santa Elena de Uairén y sus alrededores, representando un espesor de 800 a 900 m de cuarzo arenitas de grano grueso, bien escogidas, con estratificación cruzada y lentes conglomeráticos y cuarzo arenitas con escasos conglomerados intercalados, a medida que se llega a la superficie.

2.3.2.2. Formación Cuquenán

Es una formación de poco espesor que forma parte del miembro intermedio del Grupo Roraima, su espesor máximo es de 100 m constituida por un paquete alternante de tope a base de areniscas feldespáticas, limolitas feldespáticas y lutitas o argillitas.

2.3.2.3. Formación Uaimapué:

De manera concordante a la Formación Cuquenán, Uaimapué también forma parte del miembro intermedio con un espesor de 250 m de rocas tipo areniscas de grano fino a grueso, que al igual que la Formación Uairén, presenta estratificación cruzada y conglomerados intercalados con capas delgadas de limolita; en la parte superior de esta secuencia se tiene una de arcosas, jaspes, limolitas y tobas vítreas, consideradas a esta últimas como capas guías del Grupo Roraima.

2.3.2.4. Formación Mataui

Constituye una gran porción de los tepúes del Escudo con un espesor de aproximadamente 1.000 m, está conformada principalmente por cuarzo arenitas y arcosas, con estratificación cruzada y marcas de oleaje, a su vez se observan areniscas masivas con ciertos horizontes muy delgados de areniscas lutáceas.

Adicionalmente, se tiene que Ghosh (1785) subdivide el Grupo Roraima en el estado Amazonas en tres miembros significativos según la litología que las rocas presenten, así que el miembro inferior posee entre 300 y 500 m de espesor compuesto de areniscas gradadas, mientras que el miembro medio con un espesor de 100 a 200 m lo conforman capas de lutitas negras y grises separadas por cuarzo arenitas, y un último miembro, que vendría siendo el superior, con un espesor superior a 500-700 m de cuarzo arenitas \pm carbonáticas, areniscas arcósicas y areniscas hematíticas al tope del tepuy Parú. Mientras tanto, regresando al terreno del estado Bolívar se tiene que Briceño *et al.* (1989) definen a una formación, que se ubica en el sur del área de este estudio conocida como Ichún y que tiene 2.500 m de espesor, como rocas volcánicas félsicas y cuarzo arenitas que yacen discordantes sobre las rocas volcánicas félsicas de la Asociación Cuchivero. Entonces, por su composición volcánica esta Formación se encuentra clasificada entre las rocas pre-Roraima.

2.4. GENERALIDADES GEOLÓGICAS

Para finalizar la descripción geológica del área de estudio se tiene algunas características locales que se consideran relevantes para la comprensión geológica:

- Basándose en el alcance de este estudio, se tiene que las rocas que predominan en toda la extensión del área estudiada, son la Formación Caicara perteneciente a la Asociación Cuchivero, que exhibe una alineación estructural regional, marcada y constante N5-10E, y rocas sedimentarias y metasedimentarias pertenecientes al Supergrupo Roraima (Figura 2.11 y Figura 2.13). Además la formación predominante de Cuchivero, presenta un buzamiento que va de alto a vertical en la mayoría de los casos, abarcando toda la zona central y oriental del estudio (tal y como puede observarse en el mapa geológico de la Figura 2.13). La zona sur de este estudio corresponde a formaciones geológicas de Brasil como la Asociación máfica Tapurucuara, la asociación de granitos *rapakivi*,

denominada Surucucú y otras rocas félsicas y sedimentarias del Grupo Surumu y Parima, respectivamente.

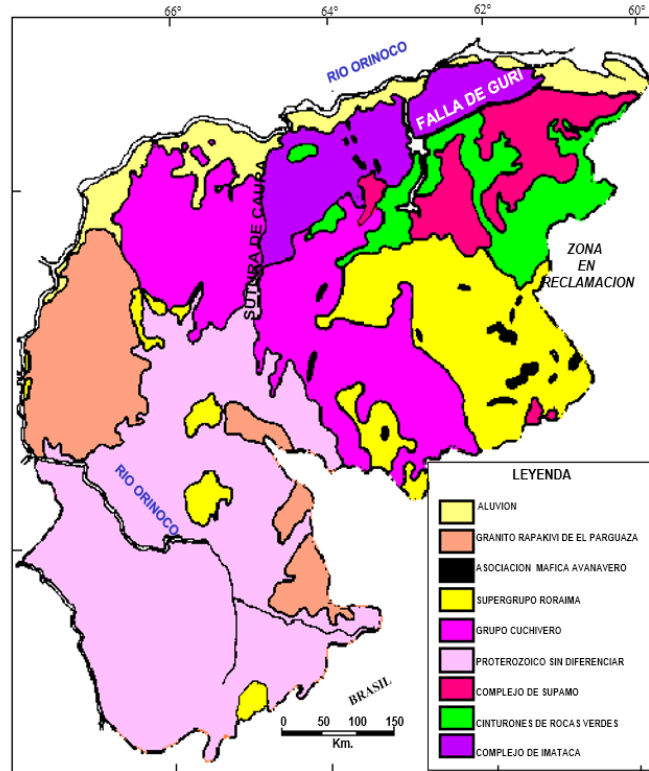


Figura 2.11 Mapa geológico generalizado del Escudo Guayanés venezolano. Tomado de Mendoza, 2005.

- Respecto al comportamiento de las zonas falladas del área en estudio, se tiene que las fallas que cortan a las rocas intrusivas al sureste del estado Amazonas, presentan la misma dirección que las fallas que se encuentran a lo largo de la zona norte del mapa de geológico de Boa Vista, Brasil (se pueden observar en la Figura 2.13 de color rojo). Otras fallas menores, se observan perpendiculares al dique de diabasa que se encuentra en la zona central del estudio, el cual se extiende a lo largo de 250 km de longitud, desde la meseta del Jaua-Sarisariñama hasta el Cerro Guaiquinima.
- En la Figura 2.12, se observan los enjambres de diques de diabasa que intrusieron a las rocas del Escudo, desde la zona del río Guaniamo-Aro a la de Sarisariñama, la región de Guri-El Manteco y la altiplanicie de

Nuria. Adicionalmente, estos enjambres de diques dan una idea de cómo puede ser el patrón estructural, al sur de la latitud 6°15'N.

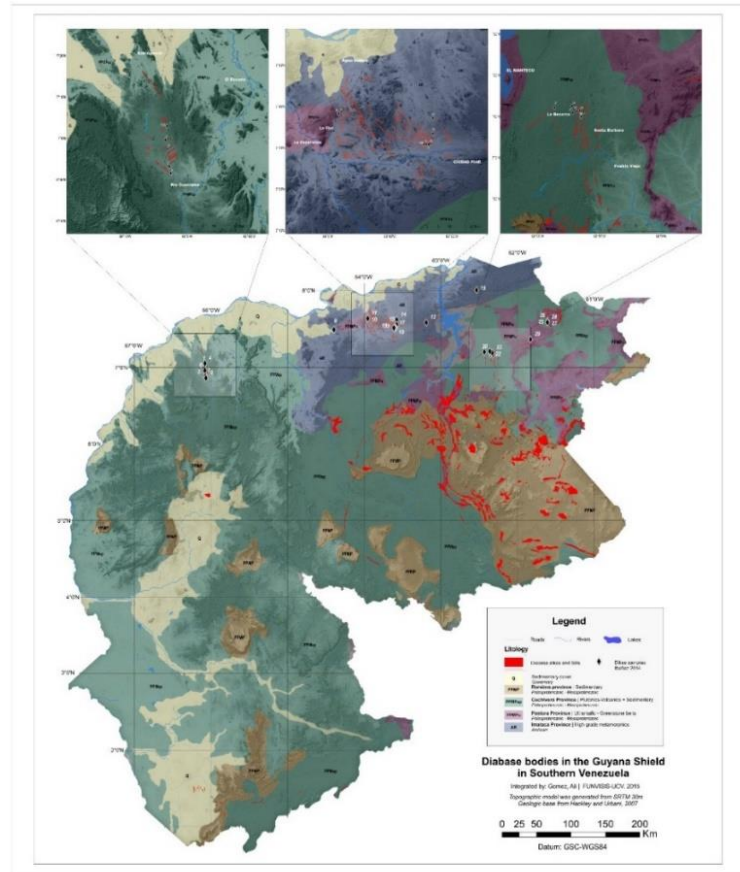
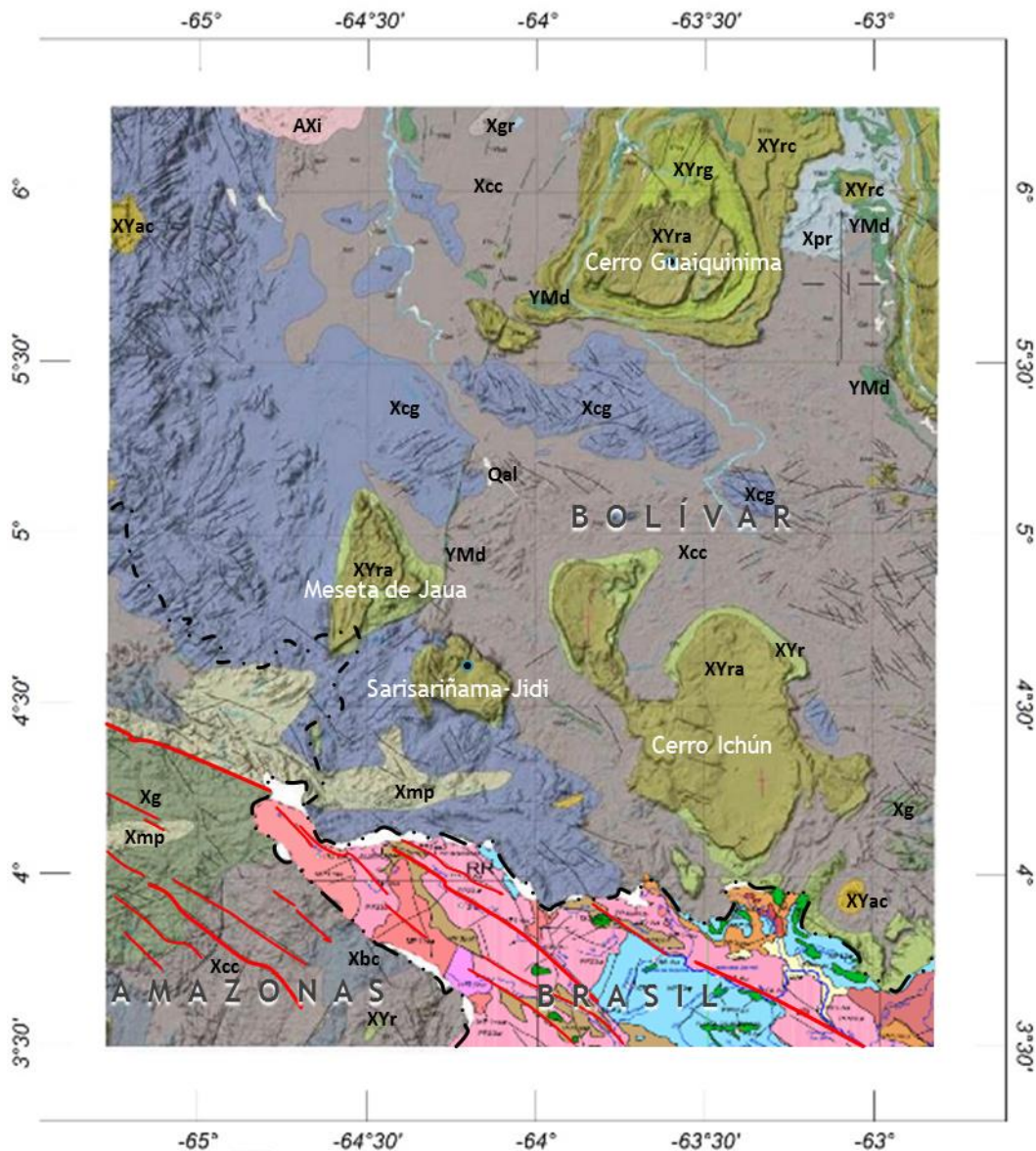


Figura 2.12 Mapa de los cuerpos de diabasa en el Escudo de Guayana venezolana (aporte de Sebastián Grande, 2015).

- Los diques de diabasa constituyen la llamada Suite Magmática Avanavero de tipo tholeítico, caracterizada por contener bajos contenidos de hierro y escasez de olivino que, en cambio poseen un alto contenido de sílice. Por lo que entonces estas intrusiones de diques y mantos de diabasa en corteza continental indica procesos de expansión cortical y litosférica, que a veces incluso pueden llegar al *rifting* y a la separación continental.



Scale 1:2500000


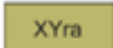
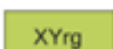
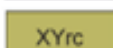
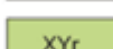


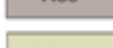
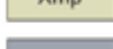
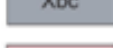
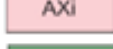
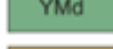


25000 0 25000



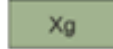
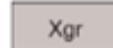


metres

WGS 84 / UTM zone 20N

**UNIDADES LITOLÓGICAS DE
BOLÍVAR-VENEZUELA**

	Aluvión (Pleistoceno a Holoceno)
	Roraima Grp., Superior (Proterozoico temprano a medio)
	Roraima Grp., Medio (Proterozoico temprano a medio)
	Roraima Grp., Inferior (Proterozoico temprano a medio)
	Roraima Grp., sedimentos de pre-Roraima (Proterozoico temprano a medio)
	Arenisca rica en arcilla (Proterozoico Temprano)
	Caicara Fm., Cuchivero Grp. (Proterozoico Temprano)
	San Carlos, Terreno metamórfico-plutónico (Proterozoico Temprano)
	Complejo de basamento, s.d. (Proterozoico Temprano)
	Gneis, Imataca Complejo (Arqueano a Proterozoico Temprano)
	Diabasa (Proterozoico Medio a Mesozoico)
	Rocas alcalinas intrusivas (Temprano a Proterozoico Medio)
	Límites estatales
	Límites nacionales

	Cerro Impacto, carbonatita (Temprano a Proterozoico Medio)
	Rocas silíceas intrusivas del Grupo Cuchivero (Proterozoico Temprano)
	Granito calco-alkalino (Proterozoico Temprano)
	Cuarzo Monzonita (Proterozoico Temprano)

**UNIDADES LITOLÓGICAS DE
BOA VISTA-BRASIL**


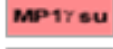




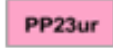


	Asociación Tapurucuara – Máfica-ultramáfica
	Asociación Surucucú – Granito Rapakivi
	Fm. Serra Surucucú – Cuenca continental
	Unidad Granitoide
	Grupo Surumu – Rocas félsicas
	Grupo Parima - Rocas sedimentarias volcánicas
	Complejo Urariquera – Ortoneises, anfibolita y granitoides
	Serranías de la zona de estudio
	Fallas principales

Figura 2.13 Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado y modificado de *Hackley et al.* (2006).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

Desde hace varios años la geofísica se ha venido abriendo paso en el ámbito de la exploración de recursos naturales, ya que cuenta con métodos eficientes que permiten conocer con cierto grado de exactitud, el comportamiento general del subsuelo. Es a través de la interpretación geofísica que se logra identificar las zonas de interés de un estudio regional o local.

Para este trabajo el estudio está enfocado en la identificación de los comportamientos regionales-estructurales de la zona. Es en el ámbito de los estudios regionales a gran escala que los métodos potenciales de la geofísica, es decir gravimetría y magnetometría, entran en juego, y son conocidos con este nombre debido a se basan en la energía de los campos naturales del planeta Tierra, el campo gravitacional y el campo magnético. La gravimetría y la magnetometría son métodos que son usados por su asequible forma de adquisición en tierra, aire y mar, lo cual los hace tener la ventaja de ser menos costosos. Debido a que este trabajo estaba basado en los estudios de los métodos potenciales, a continuación se da una descripción de que son estos métodos geofísicos.

3.1. MÉTODO GRAVIMÉTRICO

El método gravimétrico, como parte de la geofísica y como método de exploración, se encarga de estudiar el subsuelo mediante la detección de las variaciones de densidades de los materiales que se encuentran por debajo de la superficie, y así observar a través la interpretación de los resultados la estructura regional o local de la zona. (Dobrin y Savit, 1988). Estas variaciones de densidades son conocidas como anomalías gravimétricas, que se obtienen posterior al procesamiento de los datos adquiridos en una campaña terrestre, marina, aérea o satelital, en este caso. Este procesamiento consiste en aplicar una serie de correcciones que permitan ajustar los valores observados con el comportamiento real de la Tierra.

Entonces, como el método gravimétrico se basa en las variaciones del campo gravitacional de la Tierra, este método está fundamentado en la Ley de Gravitación Universal, que fue descrita por Newton y que se explica en la sección que se muestra a continuación.

3.1.1. Teoría básica de la gravitación universal

La Ley de Gravitación Universal define que todo cuerpo de una determinada masa m_1 ejercerá una fuerza (F) sobre cualquier otro cuerpo de masa m_2 , donde esta fuerza será directamente proporcional al producto de sus masas, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (r), a la cual se encuentren separados dichos cuerpos. La magnitud de esta fuerza viene dada por la ecuación 3.1:

$$F = G \frac{m_1 * m_2}{r^2} \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

Donde G representa la constante gravitacional universal con un valor, que medido en el SI, es de $6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2$. Si se divide la ecuación 3.1 entre la masa m_2 se obtendrá la fuerza por unidad de masa, lo cual da como resultado a la aceleración gravitatoria terrestre que se expresa según la ecuación 3.2:

$$g = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

Ahora bien, suponiendo que m_1 representaría la masa de la tierra y r el radio de la misma, un objeto que acelerará hacia el centro de la tierra tendría un valor típico de $9,81 \text{ m/s}^2$, en el SI, y de 981 cm/s^2 , en el sistema c.g.s. Este valor puede ser expresando en la unidad de medida de Galones, es decir 981 Galones que, equivale a la aceleración de gravedad promedio para toda la Tierra, exceptuando las zonas extremas como los polos y el ecuador, en los que la aceleración varía entre 983 y 978 Galones, respectivamente, sin embargo en los estudios de gravedad la unidad utilizada es el miligal, que es igual a $10^{-3} \text{ Gal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2 = 10^{-5} \text{ m/s}^2$ en el SI (Lines *et. al.* 2004).

Esta variación del valor de la aceleración de gravedad para los diferentes puntos de la Tierra se debe a la forma que ésta presenta, ya que la superficie terrestre real es irregular y desigual asemejándose a un elipsoide achatado denominado geoide. En la siguiente sección se describirá en que consiste esta forma particular de la Tierra y por qué es tan importante en el momento de realizar los cálculos gravimétricos.

3.1.2. La forma de la Tierra: geoide y elipsoide

En todas las ramas de la geociencias es muy importante identificar las ubicaciones y distancias de una determinada área en estudio, lo cual implica conocer el tamaño y forma de la superficie terrestre (geoide). El geoide representa una superficie equipotencial física de gravedad que corresponde con el nivel medio del mar (NMM) y por ende presenta protuberancias y depresiones debido a que éste varía de acuerdo a la distribución de densidades de las masas que se encuentren en el interior de la Tierra. Es por estas desigualdades del geoide que se han realizado modelos de la forma de la Tierra que permitan ajustar las mediciones de gravedad a los valores reales de altura.

El modelo matemático que mejor se aproxima al geoide y que además es tomado como referencia internacional, es el elipsoidal, por lo que también es considerado como superficie equipotencial. Debajo de él se supone que existe homogeneidad, pero como todo modelo teórico esto no siempre es así, por lo que sí existe una deficiencia de masas dentro del elipsoide se producirá una atracción del geoide hacia el centro de la Tierra, provocando una ondulación negativa del mismo, pero una montaña que tiene su centro de gravedad fuera del elipsoide provocará una atracción hacia arriba produciendo una elevación local positiva del geoide sobre el elipsoide (Figura 3.1b), esto, evidentemente generará una variación de la distancia entre el geoide y el elipsoide lo cual se le denominó ondulación del geoide (N) (Lowrie, 2007). A la distancia entre la topografía y el elipsoide se le designa el nombre de altura elipsoidal y la del geoide y la topografía altura ortométrica

(Figura 3.1a). He aquí la razón por la cual es importante conocer la forma de la tierra cuando se realiza estudios gravimétricos.

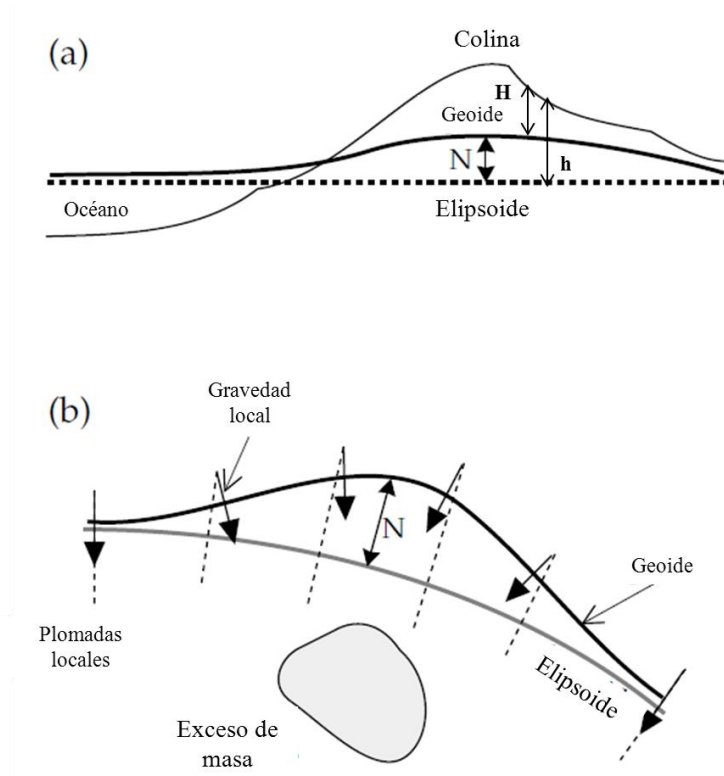


Figura 3.1 a) Altura elipsoidal (h) y ortométrica (H) respecto a la forma de la Tierra, b) Un exceso de masa por debajo del elipsoide eleva al geoide sobre el elipsoide. Tomado de Lowrie (2007).

Existen varios modelos que intentan representar el geoide, sin embargo la Unión Internacional de Geodésica y Geofísica (IUGG) recomienda utilizar un único modelo elipsoidal de referencia, el del Sistema de Referencia Geodésico (GRS80) que es muy similar al WGS84 y al *International Terrestrial Reference Frame* (ITRF). Para este trabajo se utiliza el WGS84 para el posicionamiento de los datos y el GRS80 para la determinación de las constantes de la fórmula de gravedad teórica, cuando se realiza los cálculos del procesamiento de los datos gravimétricos y magnéticos.

3.1.3. Procesamiento de datos gravimétricos

Los datos gravimétricos se ven influenciados por efectos naturales terrestres que no son de interés geológico, directamente, y deben ser eliminados a través de las

denominadas correcciones gravimétricas. Estas correcciones gravimétricas son conocidas como correcciones de tiempo y espacio, que a través de su aplicación permitirán llevar a un mismo nivel de referencia elipsoidal todas las estaciones gravimétricas adquiridas.

Las correcciones temporales son aquellas que hacen que el campo gravitacional varíe con el transcurrir del tiempo. Estos efectos temporales pueden ser debido a la desnivelación de los instrumentos de medición o por efectos de la marea, producto de la deformación del geoide cuando se ve afectada por los cambios lunares y solares. Para contrarrestar la influencia de estos efectos en las mediciones gravimétricas, se desarrolla la corrección por deriva instrumental y por marea. Por su parte, las correcciones espaciales son derivadas de las deformaciones del geoide según el achatamiento en los polos y protuberancias en el ecuador, así como también a los efectos topográficos de la superficie, los cuales harán que las mediciones de gravedad se vean afectadas de manera negativa. Estas correcciones espaciales son:

3.1.3.1. Corrección de latitud

La gravedad teórica en una latitud viene dada por la fórmula de gravedad normal (ecuación 3.3). Al realizar la medición de la gravedad en un punto dado resulta con gravedad absoluta, este valor debe ser igual al predicho por la fórmula (Lowrie, 2007). No obstante, generalmente esta medida no es igual y para realizar las correcciones de latitudes se hacen restando la gravedad normal de la calculada por el gravímetro, a partir de la Fórmula Internacional de gravedad (Milson, 2003). En este trabajo se utilizó la fórmula Somigliana (1930).

$$G_T = \frac{g_e(1+k(\sin\varphi)^2)}{\sqrt{1-e^2(\sin\varphi)^2}} \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

Donde las constantes tienen los siguientes valores:

$$g_e = 978032,67715 \text{ mGal}$$

$$k = 0,001931851353$$

$$e^2 = 0,0066943800229$$

φ = latitud en radianes

3.1.3.2. Corrección de aire libre

Es una corrección espacial que modifica el valor de gravedad teórico según la altimetría del punto de medición, por lo que la corrección de aire libre se define como una reducción que no toma en cuenta la densidad entre el nivel de referencia elipsoidal y la elevación de medición, buscando solamente corregir la disminución o aumento de la aceleración de gravedad que se produce a medida que se acerca o se aleja del centro de la Tierra (Lowrie, 2007).

El principio básico de por qué se aplica esta corrección es debido a que a medida que la estación de gravitatoria (P o Q) se ubica a una altura cada vez más alejada de la superficie de referencia, la distancia entre el punto de medición y el centro de la Tierra será mayor, induciendo así un efecto negativo para estos puntos que se encuentren por encima del nivel medio del mar (tal y como se muestra en la Figura 3.2c). Esta corrección es positiva ya que se busca llevar la medida como si se hubiera adquirido sobre el elipsoide de referencia (Figura 3.2d), y para todos los fines prácticos es igual a la ecuación 3.4 (Milson, 2003):

$$C_a = 0,3086 \text{ mGal/m} \quad (\text{Ecuación 3.4})$$

3.1.3.3. Corrección de Bouguer

Para corregir el efecto que generan los cuerpos rocosos que se encuentran entre la estación gravimétrica y el nivel de referencia, se aplica la corrección de Bouguer. Esta corrección se basa en la suposición de que la topografía es una placa plana (Figura 3.2b) que se extiende hasta el infinito en todas las direcciones, con un espesor (h) igual a la distancia estación-nivel de referencia, y una densidad constante (ρ) de $2,67 \text{ g/cm}^3$. Esta placa genera un campo de gravedad de $2\pi \cdot \rho \cdot G \cdot h$, siendo G la constante gravitacional, que al sustituir su valor real se tendría la

ecuación 3.5. El efecto que produce esta corrección de Bouguer sobre la gravedad observada, es positivo, por lo que para solventar esta disminución, la reducción será negativa (Milson, 2003).

$$C_B = 0,04191 * \rho * h \text{ (mGal/m)} \quad \text{(Ecuación 3.5)}$$

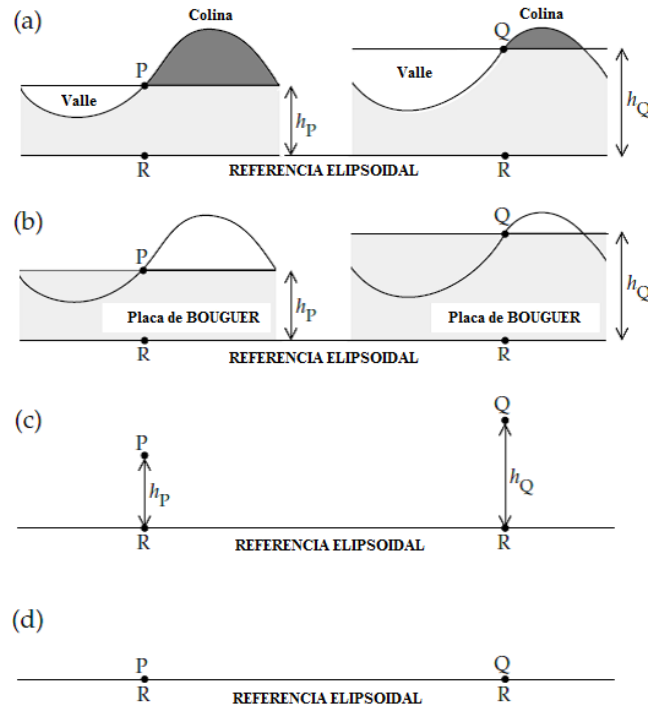


Figura 3.2 (a) las correcciones de terreno, (b) la corrección placa Bouguer, y (c) la corrección al aire libre, las mediciones de la gravedad en las estaciones de P y Q se puede comparar con (d) la gravedad teórica en R en el elipsoide de referencia. Tomado de Lowrie (2007).

3.1.3.4. Corrección topográfica

A pesar de que la lámina infinita de Bouguer corrige los efectos que genera el material existente entre las estaciones de medición y el nivel de referencia sobre la aceleración gravitacional, esta no toma en cuenta los relieves que existen por debajo y por encima de la losa, ya que sí existe una montaña por encima de la estación de gravedad, ésta ejercerá una atracción hacia arriba en el instrumento de medición, lo cual se traduce en un efecto negativo que será compensado con una corrección positiva. Asimismo, si en lugar de una montaña existe un valle, éste ocupará una región que la corrección de Bouguer supondrá llena, ejerciendo una

atracción gravitatoria hacia abajo. Sin embargo esta roca que asume Bouguer no existe, por lo que la corrección de terreno debe compensar de manera positiva este exceso de masa (Milson, 2003).

La corrección topográfica se realiza calculando las diferencias de alturas entre el terreno y la estación de medición, por lo que Hammer ideó un método gráfico basado en círculos concéntricos divididos en varios ángulos. Éste gráfico de Hammer se coloca sobre el mapa de elevación, y se calcula la diferencia de alturas en un radio cercano, intermedio y lejano al punto de medición. No obstante, se ha agilizado la carga de trabajo, mediante el uso de algoritmos computacionales definidos por Nagy (1966) y Kane (1962). En este trabajo, esta corrección se efectúa a través del software *Oasis Montaj* (Geosoft, versión 6.4.2, 2007), el cual basa sus cálculos los mencionados algoritmos matemáticos.

Montaj Gravity and Terrain Correction utiliza la combinación de los métodos descritos por Nagy (1966) y Kane (1962) de acuerdo a las contribuciones de tres zonas; cercana, intermedia y lejana, de la siguiente manera:

- Zona cercana (de 0 - 1 celdas cercanas a la estación): El algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares inclinadas, las cuales describen una superficie entre la estación de gravedad y la elevación en cada extremo de la diagonal (ecuación 3.6 y Figura 3.3a).

$$C_t = GD\phi \left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad (\text{Ecuación 3.6})$$

- Zona intermedia (de 1 - 8 celdas cercanas a la estación): Los efectos del terreno son calculados para cada punto, utilizando el enfoque del prisma cuadrado truncado, descrito por Nagy (1966) (ecuación 3.7 y Figura 3.3b).

$$C_t = -GD \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} x * \ln(y + R) + y * \ln(x + R) + Z \arctan\left(\frac{Z * R}{x * y}\right) \quad (\text{Ecuación 3.7})$$

- Zona lejana (para las celdas mayores a 8): El efecto de la topografía es corregido basándose en la aproximación del segmento anular del anillo a un prisma cuadrado descrito por Kane (1962) (ecuación 3.8 y Figura 3.3c).

$$C_t = 2GDA^2 \frac{(R_2 - R_1) \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2}}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (\text{Ecuación 3.8})$$

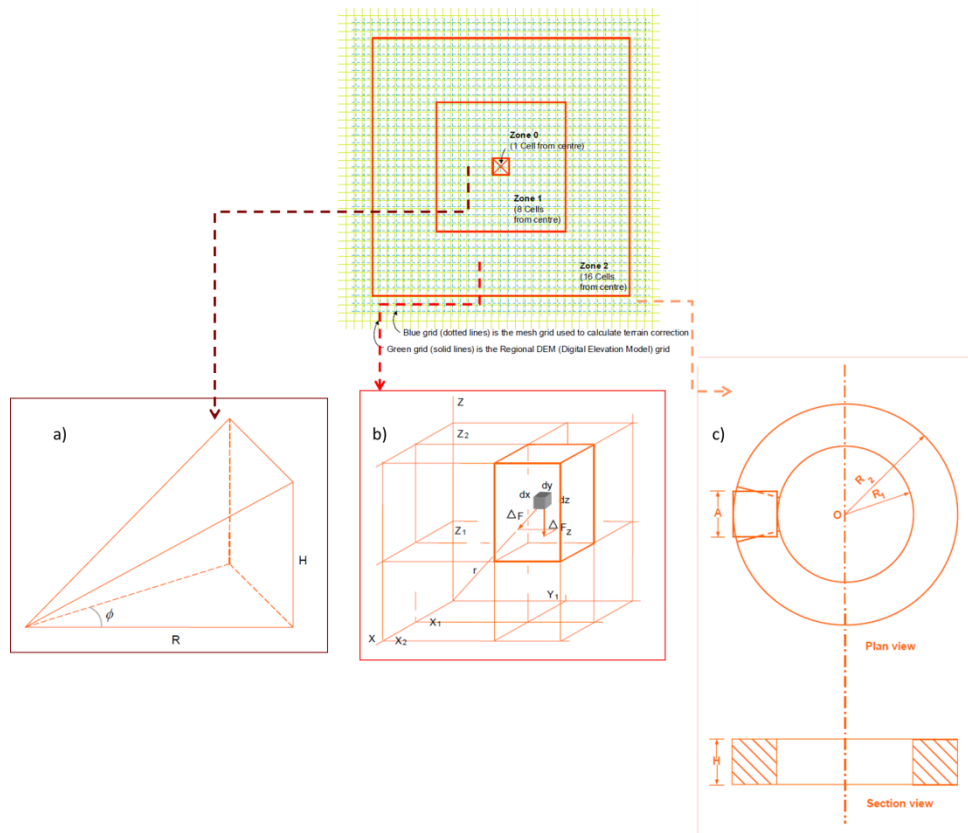


Figura 3.3 Modelo de superficie utilizado por Geosoft (2007) junto a los diagramas: a) diagrama para el cálculo de la corrección local, b) diagrama de los parámetros para el cálculo de la corrección intermedia, c) diagrama de los parámetros para el cálculo de la corrección topográfica externa. Tomado de Geosoft (2007).

Donde C_t = corrección topográfica, G = constante gravitacional, D = densidad de reducción, A = longitud del lado del prisma, R_1 = radio del círculo interno del anillo anular, R_2 = radio del círculo externo del anillo anular y H = altura del anillo anular o prisma.

3.1.4. Anomalías gravimétricas

3.1.4.1. Anomalías de aire libre

La anomalía de aire libre se define solo mediante la aplicación de las correcciones de aire libre y de marea, sabiendo que esta última no es aplicada para este estudio, por consiguiente viene dada por la ecuación 3.9 (Lowrie, 2007):

$$A_{AL} = g_{obs} - \gamma_{1980} + \delta_{gh} \quad (\text{Ecuación 3.9})$$

Donde:

A_{AL} : anomalía de aire libre

g_{obs} : gravedad observada

γ_{1980} : gravedad teórica.

δ_{gh} : corrección de aire libre.

3.1.4.2. Anomalías de Bouguer

Esta anomalía se define por la aplicación de todas las correcciones espaciales y temporales a la gravedad observada, menos el valor de gravedad teórica, dando como resultado la anomalía de Bouguer. Viene dada por la ecuación 3.10:

$$A_B = g_{obs} - \gamma_{1980} + \delta_{gh} + C_t - \delta_{gB} \quad (\text{Ecuación 3.10})$$

Donde:

g_{obs} : gravedad observada

γ_{1980} : gravedad teórica.

δ_{gh} : corrección de aire libre.

C_t : corrección topográfica.

δ_{gB} : corrección de Bouguer

3.2. MÉTODO MAGNÉTICO

La magnetometría es una de los métodos geofísicos más antiguos, desarrollado

con el objetivo de estudiar a los cuerpos rocosos que generan las anomalías del campo magnético terrestre, resultantes de las propiedades magnéticas que estos presentan (Kearey, 2002). Algunas de estas propiedades físicas que poseen las rocas y que se identifican con este método prospectivo, son la susceptibilidad magnética y la imantación remanente; aunque la mayoría de los minerales que constituyen a las rocas son efectivamente no magnéticos, existen ciertos tipos de rocas que contienen minerales magnéticos que poseen la capacidad magnética suficiente para producir anomalías de gran escala.

Este método puede ser realizado tanto en la tierra, mar como en el aire, lo cual lo convierte en una técnica muy empleada en la exploración, ya que la velocidad de adquisición de los estudios aéreos hacen del método muy atractivo en la búsqueda de por ejemplo depósitos minerales.

3.2.1. Campo magnético de la Tierra

Acerca del comportamiento del campo magnético terrestre Milson (2003) menciona que existe un campo magnético para los cuerpos geológicos que se superpone en el fondo del campo principal de la Tierra, y sus variaciones de magnitud y dirección influyen tanto en las magnitudes como en las direcciones de las anomalías locales.

Adicionalmente, Milson (2003) señala que el campo magnético principal se origina producto de las corrientes eléctricas que circulan en el núcleo externo líquido, pero que puede ser modelado en gran parte por una fuente de dipolo en el centro de la Tierra. Por otra parte, Lowrie (2007) también hace referencia al campo magnético ya que define al mismo como un vector, con magnitud y dirección, medido en *Tesla* (T), y la unidad de medición que se usa en geofísica es el *gamma* debido a las bajas magnitudes con las que se trabaja. Un *gamma* equivale a $10^{-9} T = 1 \text{ nT}$.

Como el campo magnético terrestre tiene magnitud y dirección se puede representar a través de un eje cartesiano (x, y, z) (Figura 3.4), donde la magnitud del

campo viene representada por el vector fuerza (F), mientras que su dirección está definida por dos ángulos: la declinación (D) y la inclinación (I), siendo el primero de estos el ángulo entre el meridiano magnético y el geográfico y el segundo vendría siendo el ángulo de buzamiento del vector F respecto a la horizontal.

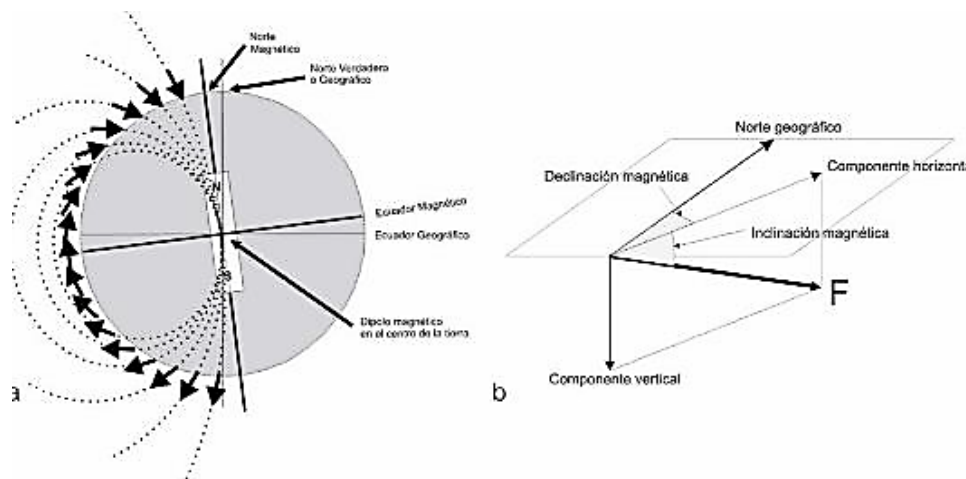


Figura 3.4 Componentes vectoriales del campo magnético de la Tierra. Tomado de <http://player.slideplayer.es/7/1727457/#>

El modelo matemático mundial que mejor representa el campo magnético para la comprensión de la estructura y composición de la corteza de la Tierra es el *Earth Magnetic Anomaly Grid* (EMAG2), el cual fue desarrollado por la *National Geophysical Data Center's* (NGDC) en colaboración con la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) a través de la compilación de información de campañas de adquisición aérea, marina y satelital, empleando datos sintéticos en áreas donde no se poseían datos. Las características principales de este modelo es que posee una resolución de 2 minutos de arco (3,7 km) a una altura de 4 km por encima del Geoide. Las longitudes de onda más largas (>330 kilómetros) fueron reemplazados con el modelo del campo magnético MF6 del satélite CHAMP, satélite que se hará mención más adelante.

3.2.2. Referencia internacional del campo magnético (IGRF)

El Campo Internacional de Referencia Geomagnética (IGRF) es un modelo numérico utilizado para calcular a gran escala, parte del campo magnético de la

Tierra. Según Milson (2003), las variaciones de longitud, latitud y tiempo del campo magnético terrestre se describen según el IGRF; y proporciona representaciones razonables de los campos regionales reales en zonas bien estudiadas permitiendo realizar las correcciones regionales, sin embargo las discrepancias son de hasta 250 nT en áreas en las que no se disponía de la información suficiente en el momento de la formulación. Debido a que los cambios seculares no son predecibles, la referencia internacional debe ser actualizada cada 5 años sobre la base de observaciones en los observatorios fijos.

3.2.3. Propiedades magnéticas de las rocas

Para el estudio del subsuelo a través del método magnético es necesario indagar en la geología terrestre la causa de las anomalías en el campo magnético de la Tierra que son producto de las diferentes propiedades magnéticas que presentan las rocas subyacentes (Kearey *et al.* 2002). Por tanto se podrán reconocer en la corteza terrestre tres tipos de cuerpos magnéticos, los paramagnéticos, diamagnéticos y ferromagnéticos, que afectaran a las respuestas de anomalías magnéticas.

La principal propiedad tomada en cuenta en un estudio magnético es la susceptibilidad magnética, la cual es una propiedad intrínseca de la roca y expresa la cantidad de magnetismo que una roca puede tener ante la presencia de un campo magnético determinado. Las rocas están compuestas de minerales, los cuales varían en su susceptibilidad magnética y en sus cantidades de magnetita. Las sustancias ferromagnéticas poseen una susceptibilidad magnética (k) positiva en comparación a las otras dos clasificaciones magnéticas, siendo entonces la k una constante de proporcionalidad adimensional indicando el grado de magnetización de una material que ha sido influenciado por el campo magnético terrestre. Otra propiedad relevante para el estudio magnético es la permeabilidad magnética que representa la facilidad que posee un cuerpo al paso del flujo magnético y se relaciona a la ya mencionada susceptibilidad magnética, tal y como lo demuestra la ecuación 3.11.

$$\mu = \mu_0(1 + k) \quad (\text{Ecuación 3.11})$$

En cierta medida, la susceptibilidad de las rocas es una medida de su contenido de magnetita, aunque se sabe que existen otra gama de minerales magnéticos pero ninguno como la magnetita, ya que cuando las rocas presentan bajas concentraciones de magnetitas se relaciona casi linealmente con el porcentaje de susceptibilidad magnética. Tendiendo entonces que los valores que usualmente son usados para la k del basamento es de alrededor de 1.500×10^{-6} unidades del c.g.s. El rango de valores para las rocas ígneas comunes, se encuentran en los 2.000×10^{-6} , para los granitos o pórfidos con alto contenido en cuarzo y cercano a los 1.500×10^{-6} para la diorita y las diabasas (Nettleton, 1971).

3.3. GRAVIMETRÍA Y MAGNETOMETRÍA SATELITAL

La gravimetría y magnetimetría satelital son una muestra de los avances en el ámbito geocientífico, ya que permiten el fácil acceso a datos gravimétricos y magnéticos mundiales para el estudio de la estructura y composición de la Tierra que, a su vez, servirán como base a los modelos gravimétricos y magnéticos globales futuros, hasta alcanzar el “geoide al centímetro” (Núñez, 2006).

Para este tipo de adquisiciones gravimétrico-magnéticas, se debe contar con satélites que tengan como fin, un único objetivo, y que éste sea precisamente la determinación del campo gravitatorio y el campo magnético terrestre. De ahí que, para suplir esta necesidad, fueron lanzadas las misiones satelitales CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*), GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) y GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation*), donde la primera en ser lanzada al espacio, fue la misión CHAMP en el 2000, de origen Alemán, con un sistema SST-I (rastreo satelital con un satélite en una órbita baja) luego le siguió GRACE en el año 2002 en cooperación de Alemania y EE.UU con un sistema SST-II (rastreo satelital con dos satélites en una órbita baja) y por último la misión GOCE en el 2007 como iniciativa de la Agencia Espacial Europea. Una

propiedad importante que poseen los satélites de órbita baja es que se ven afectados por los efectos atmosféricos, radiación solar, etc., pero que gracias a las medidas realizadas por un acelerómetro de tres ejes son eliminadas posteriormente (Balmino *et al.* 1999).

3.3.1. Misión satelital CHAMP

El pequeño satélite CHAMP fue destinado a la observación de los campos potenciales terrestre a una baja altitud (altitud inicial de 460 km) permitiendo ofrecer una resolución de los datos gravimétricos y magnéticos sin precedentes, asimismo contribuyó a los estudios del interior de la Tierra, los océanos y la atmósfera (Reigber *et al.* 1999).

Esta misión satelital fue un trabajo iniciado en 1994 por la Agencia Espacial Alemana (DARA anteriormente, ahora Centro Aeroespacial Alemán, DLR) para ser lanzado finalmente el 15 de Julio de 2000. Contaba con un receptor GPS con la capacidad de recibir señales de doble frecuencia de hasta 14 satélites GPS y a su vez va conectado a un sistema de antenas que facilitaban el seguimiento satélite a satélite entre CHAMP y los satélites GPS, adicionalmente poseía un acelerómetro de tres ejes en el para medir y eliminar directamente las perturbaciones no gravitacionales de la órbita, un láser retro-reflector de <5 mm de resolución que proporciona medidas de la órbita relativas a las redes de control terrestres, un paquete magnetómetro que consistía en un magnetómetro de saturación de $50 \text{ Hz} = 0,2 \text{ nT}$ en todos los ejes y un magnetómetro Overhauser destinado solamente para la medición del campo escalar a una resolución de $1 \text{ Hz} = 0,1 \text{ nT}$; para una mejor representación del sistema de la misión CHAMP se tiene la Figura 3.5 que se muestra a continuación (Reigber *et al.* 1999).

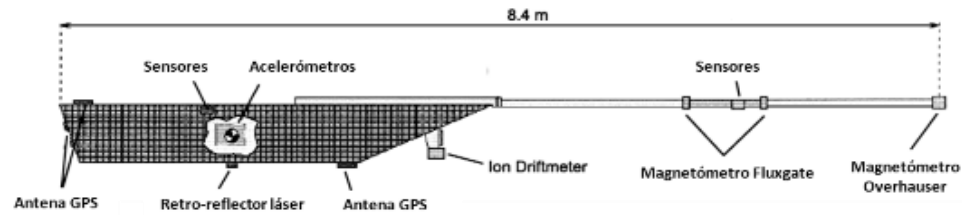


Figura 3.5 Vista lateral del satélite CHAMP y sus componentes.

Esta misión satelital es considerada en este trabajo ya que el modelo geomagnético EMAG2 sustituyó las largas longitudes ondas (mayores a 300 km) por las del modelo de campo litosférico ofrecido por dicho satélite CHAMP MF6 (Maus *et al.* 2009).

3.3.2. Misión satelital GRACE

Es una misión satelital producto del trabajo de las agencias espaciales de EE.UU (NASA) y Alemania (DLR) encargada principalmente de medir las variaciones del campo gravitacional de la Tierra, generadas por las distintas distribuciones de masas en la corteza terrestre (Tapley *et al.* 2004) y emplea dos satélites iguales ubicados en una misma órbita con una distancia entre ellos de unos 300 km - 500 km de altura, resaltando además que de estos satélites uno de ellos está a unos 220 km por delante del otro. A medida que ambos giran en su órbita alrededor de la Tierra, las regiones terrestres con una gravedad ligeramente más fuerte, van a acelerar al primer satélite alejándolo levemente del segundo satélite. Con esto se obtiene que el sistema sea capaz de detectar las pequeñas variaciones en el campo gravitacional midiendo la distancia entre las dos naves con extraordinaria precisión.

Entre los instrumentos con que cuenta GRACE para las mediciones gravitacionales, son un sistema de acelerómetros SuperSTAR, que al igual que para la misión CHAMP, facilitan la separación de los efectos de las fuerzas no gravitacionales de la aceleración total. El satélite que se encuentra más atrasado del sistema, pasa 27 s después por la misma posición que la plataforma delantera, por lo que se puede considerar entonces que las mediciones del acelerómetro son comparables. Adicionalmente posee retro-reflectores láser, cámaras estelares para la orientación, un sensor de estrellas, GPS y un sistema de telemetría.

La misión satelital GRACE permitió generar varios modelos gravitacionales y entre ellos figura el modelo de gravedad ITG-GRACE03S que recopila 6 años de observación del satélite GRACE, proporcionando una descripción de alta precisión del espectro del campo de gravedad de media a larga longitud de onda llegando al grado y orden de 180. En este sentido, es el modelo ITG-GRACE03S el que se utilizó de base para el desarrollo del modelo gravitacional terrestre EGM2008 de mayor precisión y confiabilidad que su predecesor, el modelo EGM96.

3.3.3. Misión satelital GOCE

GOCE es una de las últimas misiones satelitales lanzadas en el 2009 por iniciativa de la ESA (*European Space Agency*), que posee un sistema de medición SGG, con el objetivo de determinar las variaciones del campo gravitatorio terrestre a un 1 mGal de precisión y asimismo realizar estudios del geoide con una precisión de 1 a 2 cm. En consecuencia a lo anteriormente mencionado, se podrá crear un modelo de la gravedad y del geoide a una resolución espacial de 100 km (Balmino *et al.* 1999). Por esta razón es un modelo de alta precisión utilizado como base para el desarrollo de varios modelos gravitacionales como: EGM2008, WGM2012 y GGMPLUS.

El satélite GOCE se diseñó con una duración de 20 meses de medición en una órbita de entre 250 y 270 km de altitud con tres acelerómetros de tres ejes y un sistema de posicionamiento GPS y GLONAS, además de que como cuenta con un sistema SGG posee gradiómetros en una órbita baja facilitando la medición de las tres componentes de la aceleración de la gravedad, más aún de manera complementaria GOCE contara con el sistema SST que le permitirá reconocer cualquier distorsión en la órbita que provoquen las largas longitudes de ondas del campo gravitatorio terrestre.

3.3.4. Modelos gravitacionales globales

3.3.4.1. EGM2008

El Modelo Gravitacional de la Tierra 2008 (EGM2008, por sus siglas en inglés) fue publicado por la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (*National Geospatial Intelligence Agency*, NGA) que representa una combinación de datos terrestre y de la misión satelital GRACE basado en la serie de armónicos esféricos de grado y orden 2.159 con coeficientes adicionales hasta el grado de 2.190. EGM2008 posee una resolución de 5 x 5 minutos arco con el sistema de proyección WGS84, sin embargo para las zonas en la que se contaba con datos de gravedad con una resolución única más baja, el contenido espectral se integraba con la información de la gravedad que implica la topografía, sabiendo que las discrepancia entre las ondulaciones del geoide EGM2008 y un GPS independiente se encontraban en el orden de 5 a 10 cm (Pavlis *et al.* 2012).

Pavlis *et al.* (2008) menciona que la base de datos de la gravedad media de superficie de la NGA presenta una calidad variable debido a la incompleta y dispar cobertura global de las observaciones de gravedad por lo que trae como consecuencia que la precisión de EGM2008 varié para las distintas partes de la Tierra. Es por esto que EGM2008 presenta errores de precisión más bajos, en regiones de alta calidad de datos de gravedad terrestre, es decir, que los datos presenten una cobertura más densa y de precisión suficiente. Es entonces, el modelo EGM2008 en conjunto con la topografía de ETOPOv2, a 2 minutos arco, que se desarrolla la base de datos gravimétricos y magnéticos de Venezuela con los mapas representados en el trabajo de García (2009), y de acceso libre en la página de la Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales (ABAE).

3.3.4.2. WGM2012

El Mapa Mundial de Gravedad (*World Gravity Map*, WGM) representa el primer set de alta resolución de mapas de anomalías globales de tres anomalías: aire libre, Bouguer e isostasia derivado del modelo geopotencial EGM2008 y el modelo de

elevación ETOPO1 de resolución 1' x 1' que toma en consideración las masas superficiales (atmosfera, tierra, océanos, mares, lagos, etc.) (Bonvalot *et al.* 2012).

El WGM ha sido realizado por la Oficina Internacional de Gravimetría (BGI) con colaboración de algunas organizaciones internacionales como la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (CGMW), la UNESCO, la Asociación Internacional de Geodesia (IAG), la Unión Internacional de Geodesia y Geofísicos (IUGG), la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (UICG) y otras instituciones científicas.

Las densidades utilizadas para la generación del WGM fueron:

- Densidad de la corteza: 2.670 kg/m³
- Densidad del manto: 3.270 kg/m³
- Densidad de los mares: 1.027 kg/m³
- Densidad de los lagos y mares interiores: 1.000 kg/m³
- Densidad de las masas de hielo: 317 kg/m³

Con una cobertura global (-180° a 180°; -90° a 90°) utiliza la proyección Mercator, el elipsoide WGS84 y el sistema geodésico de referencia GRS80 con los siguientes parámetros (Banvalot *et al.* 2012):

- $\gamma_e = 9,7803267715 \text{ m.s}^{-2}$
- $\gamma_p = 9,8321863685 \text{ m. s}^{-2}$
- $a = 6.378.137 \text{ m}$
- $b = 6.356.752,3141 \text{ m}$
- $e^2 = 0,00669438002290$
- $f = 0,00335281068118$

Los datos de la WGM que se utilizaron y reprocesaron en el presente trabajo fueron los de la superficie de Anomalía de aire libre, con un alcance que

correspondía al tamaño de área de estudio, y que se encuentran disponibles en la página de la Universidad de California de San Diego de EE.UU: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi.

3.3.4.3. GGMPLUS

Hirt *et al.* 2013 describe a GGMplus el Modelo Gravimétrico Global (*Global Gravity Model*, GGM, al cual se le añade PLUS debido a que supera por grandes magnitudes la resolución espacial de varios modelos geopotenciales desarrollados anterior a éste) que ofrece mapas de 200 m de resolución espacial para toda la superficie terrestre exceptuando a los océanos. Sin embargo GGMplus es el primer modelo del campo gravitatorio de la Tierra que para llegar a una resolución local se posee una cobertura casi global y describe al campo gravitatorio terrestre en término de las funcionales de uso frecuente como las aceleraciones de gravedad, perturbaciones gravitatorias, deflexiones verticales N-S y E-O así como alturas cuasigeoide en 3.062.677.383 puntos a 7,2 segundos arco de resolución espacial.

Este modelo gravimétrico fue desarrollado con el apoyo de la Universidad de Curtin (Perth, Australia Occidental) y la Universidad Técnica de Munich (Alemania) con datos proporcionados por las misiones satelitales GRACE, GOCE y el modelo geopotencial EGM2008. De manera particular, el aporte de estas misiones y otras fue en lo siguiente:

- GRACE aporto 7 años de datos satelitales (del modelo ITG2010s realizado por la Universidad de Bonn, Mayer-Guerr *et al.* 2010).
- Mientras que del satélite GOCE se tomaron datos de 2 años de adquisición de la misión (cuarta generación liberación TIM-4 por la Agencia Espacial Europea, Pail *et al.* 2011) a escalas espaciales de 10.000 hasta ~ 100 km.
- Se tomaron datos del modelo de gravedad mundial EGM2008 (por US National Geospatial Intelligence Agency, Pavlis *et al.* 2012)

- 7,5 segundos arco de datos topográficos *SRTM* (versión 4.1, Jarvis *et al.* 2008)
- Datos de 30 segundos de arco batimetría *SRTM30_PLUS* (versión V7.0, Becker *et al.* 2009) sobre áreas próximos a la costa.

La metodología que se utilizó para la creación del modelo GGMplus fue la siguiente (Hirt *et al.* 2013):

- Primero que nada se observó que al combinar los modelos de GOCE y GRACE se obtenía un modelo mucho mejor con el rango espectral de hasta 70-80 grados, se procedió a generar un modelo combinado con ecuaciones normales para estos dos satélites GRACE y GOCE de 180 grados y 250 grados respectivamente (Figura 3.6A).
- Para darle una mejora al modelo creado del paso anterior se le ajusta el modelo EGM2008, con ecuación normal de estructura diagonal ya que EGM2008 sólo tiene disponible las varianzas de error
- De los dos pasos precedentes se obtiene un modelo denominado GGE (GRACE/GOCE/EGM2008) con una banda espectral de grados armónicos de 0 a 180 y de 200 a 2190, utilizando una banda espectral de 2 a 2190 (Figura 3.6B).
- Posteriormente, se aplicó el método del gradiente de quinto orden de tal manera que se pudieran ajustar los datos del modelo de elevación del Radar *Shuttle* (*SRMT* 90 m) al modelo GGE.

Por lo que entonces, gracias a los avances obtenidos de la combinación de los modelos de las misiones satelitales GRACE y GOCE se pudo obtener la información del modelo GGMplus (Figura 3.6C) del página web de la Universidad de Curtin (a través del enlace [http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/.](http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/)) con el fin de estudiar la zona suroeste del estado Bolívar.

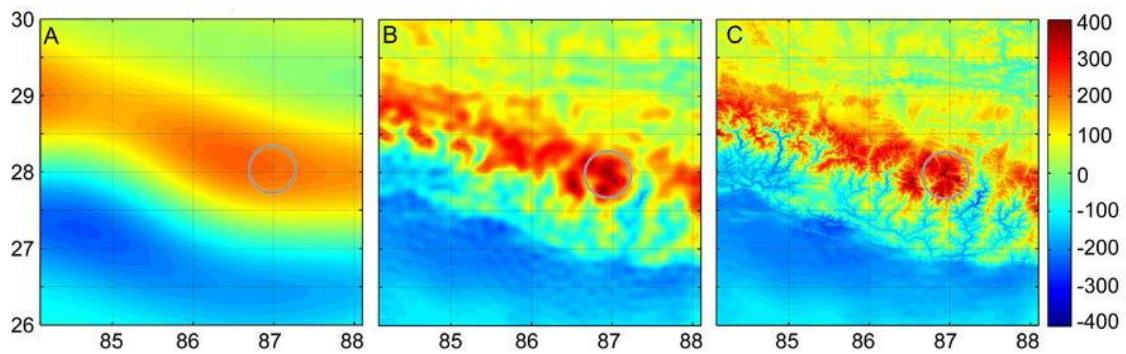


Figura 3.6 Campo gravitacional sobre el Monte Everest en el que se observan los diferentes niveles de resolución. A: Modelo satelital de aire libre generado de la combinación de GRACE y GOCE con una resolución espacial de 100 km, B: modelo combinado GGE a 10 km de resolución espacial, C: modelo satelital GGMplus a 200 m de resolución espacial. Tomado de Hirt *et al.* (2013)

3.3.5. Modelos geomagnéticos

3.3.5.1. EMAG2

El Modelo Geomagnético Global de la Tierra (EMAG2) es una recopilación de información satelital, marina y aérea con una resolución mejorada de 2 arco minutos con una altitud de 4 km por encima del geode. Las largas longitudes de ondas, es decir mayor a 330 km, fueron reemplazadas por las del modelo de campo MF6 del satélite CHAMP (Maus *et al.* 2009).

La primera rejilla NGDC WDMAM 2007 es la versión anterior a EMAG2 y presenta una escasa cobertura en el sur de los océanos solventando dicho problema con datos sintéticos, por consiguiente esta deficiencia fue tomada en cuenta para el desarrollo del modelo EMAG2 de tal manera que no se usaran información sintética en las áreas no investigadas, por lo que se extrapolo el campo utilizando un grillado direccional basado en el modelo de la edad de la corteza oceánica por Müller *et al.* (2008). Para mejorar aún más la representación de anomalías magnéticas sobre los océanos, evitamos pre compilar rejillas de anomalías oceánicas, además de que se volvieron a los datos originales en la pista donde esté disponible. Toda la información con indicación de la hora y la medición magnética original, fueron reprocesados restando la Integral Modelo CM4 (Sabaka *et al.* 2004) que proporciona una mejor representación campo principal de la Internacional.

La secuencia de procesamiento para la generación EMAG2 fue la siguiente Maus *et al.* (2009):

- Primeramente se llevó a cabo una combinación de *grid* a 4 Km de altitud por encima del geoide a través del método de Colocación de Mínimos Cuadrados, tomando en cuenta que dicha combinación se realizó con los *grid* ya existentes en áreas continentales, con una resolución de 1 arco minuto a una altura de 4 Km por encima del geoide.
- Seguidamente se inició el tratamiento de las informaciones marinas y aéreas. Ahora bien, los datos de los océanos provino de archivos de información marina provenientes de las Instituciones NGDC's GEODAS; de la información marina y aeromagnética adquirida en el año 2001 para la edición del *Antarctic DigitalMagnetic Anomaly Project* (Golynsky *et al.* 2001) y la información aérea obtenida a partir del *Project Magnet del Naval Research Lab* (NRL).
- Luego se realizó una nivelación de la información de seguimiento satelital debido a que las observaciones satelitales del campo magnético terrestre presentan perturbaciones por campos externos y deben ser tomadas medidas considerables ya que sino las mediciones magnéticas satelitales son afectadas significativamente por la contaminación del campo externo en niveles de actividad inferiores. Para probar el efecto de las perturbaciones del campo externo cercano a la Tierra, los geocientíficos creadores del modelo plotearon los RMS de los residuales magnéticos.
- Fusión de la información satelital con el *grid* a 4 Km de altitud, generado por el método de Colocación de Mínimos Cuadrados con una función de correlación anisotrópica sobre los océanos.
- Y por último se sustituyeron los grados <120 (≥ 330 km de longitud de onda) con el modelo de anomalía magnética MF6 del CHAMP.

3.4. INTERPRETACIÓN DE LOS CAMPOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

Tanto la interpretación gravimétrica como la magnética buscan deducir la geometría de los cuerpos causantes de la anomalía estudiada conociendo la forma, tamaño, profundidad, espesor y buzamiento de los cuerpos rocosos que se encuentran en el subsuelo. Sin embargo, a través de sólo el estudio de estas anomalías no es posible determinar, sin ambigüedades, los cuerpos o estructuras que generan estas variaciones en las respuestas gravimétricas/magnéticas. Por ende, para complementar se aplican filtros, que a través de algoritmos matemáticos, se logra resaltar la forma, espesor, profundidad, etc. de los cuerpos regionales y locales en una determinada zona (Chelotti, 2009).

3.4.1. Separación regional-residual

Lowrie (2007) explica que una anomalía de gravedad resulta de la distribución no homogénea de la densidad en la Tierra, ya que si se tiene un cuerpo subsuperficial con una densidad ρ y la densidad de las rocas que rodean al cuerpo es ρ_0 , la diferencia entre ellos es llamada contraste de densidad, del cuerpo con respecto a la rocas circundantes. Por lo que si el cuerpo tiene una densidad mayor que la roca huésped, el contraste de densidad entre ellos será positivo, y un cuerpo con menor densidad que la roca huésped tendrá un contraste de densidad negativo. Es posterior a la reducción al elipsoide de referencia y sustracción de la gravedad normal que se obtiene la anomalía gravimétrica. Además Lowrie (2007), menciona que a menudo la extensión horizontal de una anomalía se llama longitud de onda, la cual es una medida de la profundidad de la masa anómala. Grandes, órganos profundos dan lugar a una longitud de onda larga mientras que pequeño, cuerpos superficiales causan estrecha longitud de onda corta. Debido a esto, un mapa de anomalías de gravedad contiene anomalías superpuestas de varias fuentes que pueden ser separadas a través de los métodos gráfico o analítico, descritos a continuación.

3.4.1.1. Método gráfico

Es considerado una técnica subjetiva, ya que depende fuertemente de la experiencia del intérprete y sus conocimientos de la geología en el área de estudio. Éste se basa en determinar el comportamiento regional mediante la construcción de las curvas lisas de un perfil y los contornos lisos en los mapas (Mallick, Vasanthi y Sharma, 2012).

3.4.1.2. Método analítico

Se basa en la eliminación del efecto regional/residual a través de análisis de la segunda derivada, media aritmética, mínimos cuadrados y transformada de Fourier. Estos métodos de separación mayormente son conocidos como, ajuste polinómico, derivada espacial, continuación analítica y filtrado espacial.

- Ajuste polinómico: Éste se ajusta por el método de los mínimos cuadrados, de forma que a medida que aumenta el número del polinomio, mejor es el ajuste con los puntos observados. Este perfecto ajuste genera una desventaja al método, debido a que a medida que la curva pasa exactamente por todos los puntos, menor es el sentido geológico (Lowrie, 2007).
- Derivada espacial: Se basa en determinar el valor promedio de la gravedad por medio de las series de Taylor de segundo orden, para cuatro puntos equidistantes del punto cuya 2da derivada vertical se pretende calcular. Esto logra promediar o regionalizar matemáticamente la superficie de las segundas derivadas verticales obtenidas.
- Continuación analítica: consiste en que a medida que aumente la altura de la fuente, las anomalías disminuyen, según la profundidad y dimensiones de la fuente origen. Las anomalías de los objetos pequeños que yacen a poca profundidad, decrecen con mayor rapidez que las anomalías de objetos más grandes y de mayor profundidad (Mironov, 1977).

- Filtrado pasa bajo: Se basa en la transformada bidimensional de Fourier, dejando pasar a las longitudes de onda largas que tienen bajos números de onda. Al filtrar estas longitudes de ondas se eliminan las irregularidades observadas en un mapa de anomalía de Bouguer, dejándolo más suave que el original o enfatizando las anomalías de interés. Por ejemplo, en el estudio de la corteza terrestre a gran escala las estructuras pequeñas o locales son de menor interés que las anomalías regionales, lo que puede ser mejorada mediante la aplicación de un filtro de paso bajo (Lowrie, 2007).

3.4.2. Análisis espectral

Este método consiste en transformar la información de una anomalía, definida en un mapa, al dominio de la frecuencia, mediante la transformada bidimensional de Fourier. De esto se obtiene una serie de superficies armónica que para ser representadas en una dimensión se calcula el espectro radial a partir del espectro bidimensional (Bermúdez, 2009).

Por su parte, el espectro radial obtenido es útil expresarlo en términos de su logaritmo neperiano, debido a que su representación gráfica es la que suministra información referente al número de fuentes causantes de la anomalía total observada, de sus profundidades medias y del intervalo de frecuencias al que corresponde la anomalía que genera cada fuente. Entonces, este método se basa en que cada tramo lineal definido por un intervalo de frecuencias, corresponde a una fuente que origina a una anomalía, quedando la pendiente de la recta directamente relacionada con la profundidad del tope de dicha fuente. A medida que la profundidad de la fuente aumente el espectro radial decrece, por lo tanto se definen tres tramos, donde el que presente mayor pendiente indicara una fuente profunda, el intervalo siguiente indicara las respuestas residuales y un último intervalo da lugar al ruido representado por las frecuencias altas. Para el cálculo de dicha pendiente, se utiliza la ecuación 3.12 (Sánchez *et al.*, 1998).

$$H = \frac{\text{pendiente}}{4\pi} \quad (\text{Ecuación 3.12})$$

3.4.3. Cosenos direccionales

El filtro de coseno direccional es muy útil para la eliminación de las características direccionales de un mallado. La función coseno se encarga de aplicar un filtro que permite el paso de señales en la dirección deseada, rechaza los efectos que puedan generar la demás gama de ángulos y viceversa, de manera tal que la característica direccional deseada puede ser aislada. La fórmula con la cual se efectúan los filtros de cosenos direccionales se muestran en las ecuaciones 3.13 y 3.14 (*Montaj MAGMAP Filtering* de Geosoft (2007)).

$$L(\theta) = \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \text{ rechaza la dirección } \alpha \quad (\text{Ecuación 3.13})$$

$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \text{ pasa la dirección } \alpha \quad (\text{Ecuación 3.14})$$

Donde α indica la dirección del filtro, en grados (0-360 respecto al norte), n es el grado de la función coseno, 0/1 significa que rechaza o pasa en la dirección especificada.

3.4.4. Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler es una herramienta matemática que permite estimar las profundidades de las diferentes capas de interés en un estudio determinado, definiéndose también, como un buscador de frontera que se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler (Reid, *et al.* 1990) (ecuación 3.15) donde la homogeneidad es expresada según el índice estructural (SI) la cual es una medida del cambio de atenuación del campo con la distancia de la fuente (Lince, *et al.* 2008). La ecuación de homogeneidad de Euler según Thompson (1982) se escribe de la siguiente forma:

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = -N(f - B) \quad (\text{Ecuación 3.15})$$

Donde el x_0 , y_0 y z_0 corresponden a la posición de la fuente anómala y la ubicación del campo total F se denota como X , Y y Z con valor regional de B , mientras que N representa el grado de homogeneidad que puede ser interpretado como el índice estructural (SI).

Relacionando la ubicación de las fuentes anómalas con el campo gravimétrico o magnético y las componentes de su gradiente la deconvolución de Euler genera un grupo de soluciones utilizando los parámetros que mejor se ajusten al objetivo estudiado ya que si se necesita conocer rasgos geológicos como los contactos de unidades geológicas es necesario usar un SI de 0,5, mientras que si el objetivo es encontrar estructuras cilíndricas bidimensionales o volumétricas los SI son entre 1 y 2, respectivamente, por lo que se tomaron los valores que menor dispersión generen y se ajusten con las profundidades reales. Lo antes mencionado se puede observar de mejor manera en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1 Índices estructurales para fuentes magnéticas y gravimétricas de acuerdo a su geometría. Tomado y modificado de Reid and Thurston (2014)

Fuente	Número de dimensiones	Magnético	Gravimétrico
Esfera	0	3	2
Cilindro Vertical	1 (z)	2	1
Cilindro Horizontal	1 (x-y)	2	1
Dique	2 (z & x-y)	1	0
Sill	2 (x & y)	1	0
Contacto finito/falla	3 (x, y & z)	0	NA
Contacto infinito/falla	-	0	NA

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

Desarrollar el modelo gravimétrico y magnético del suroeste del estado Bolívar, conllevó a la realización previa de cada una de las fases que se muestran en la Figura 4.1, la cual se constituye por siete etapas principales: recopilación de información, procesamiento de datos, estudio estadístico, obtención de mapas de anomalías, para el estudio de las direcciones preferenciales para la ubicación de los perfiles, modelado gravimétrico-magnético e integración de los resultados.

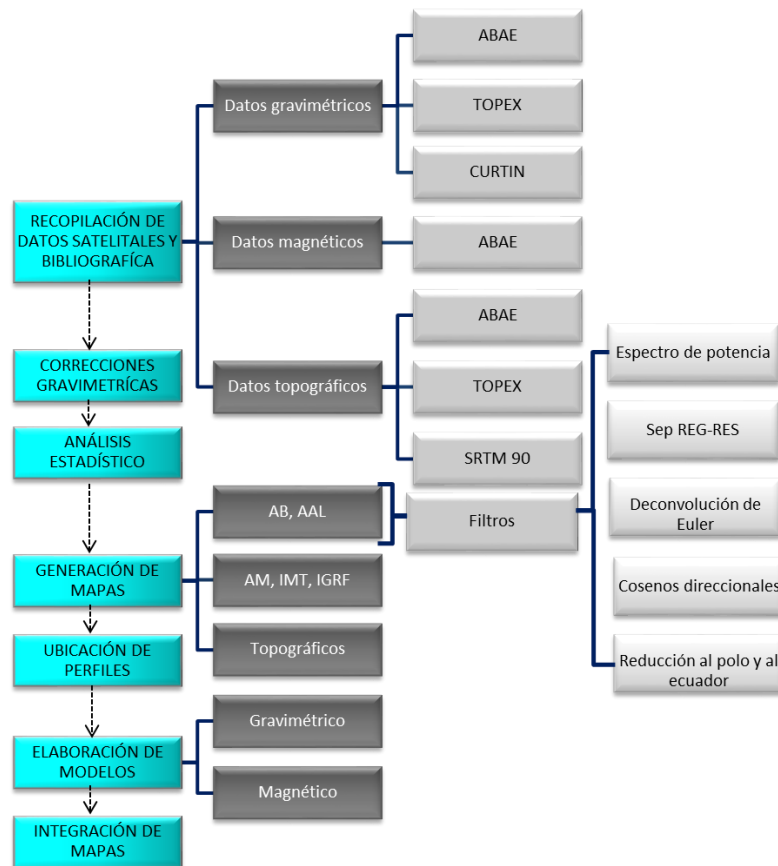


Figura 4.1 Esquematización del método de trabajo.

En las secciones subsiguientes se describe el desarrollo de estas etapas, que dieron cumplimiento a los objetivos planteados en esta investigación, permitiendo así obtener resultados que ofrecen un mejor esclarecimiento de la geología estructural de la zona.

4.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y DE DATOS SATELITALES

4.1.1. Recopilación bibliográfica

Esta etapa inicial consistió en la recolección de bibliografía y referencias bibliográficas asociadas a la geología del Escudo Guayanés venezolano, desde sus inicios en el Precámbrico hasta la actualidad. Asimismo, se investigó sobre la información relacionada con el uso de las técnicas gravimétricas y magnéticas con el fin de facilitar la comprensión del comportamiento tectónico geológico de la zona de este estudio.

4.1.2. Recopilación de datos satelitales

4.1.2.1. Datos gravimétricos

Tres es la cantidad de fuentes de las cuales se obtuvo la anomalía gravimétrica para el presente estudio, ya que esto permitiría correlacionar las respuestas de la variación de densidades, de los distintos cuerpos de rocas presentes en el área. Estas fuentes satelitales fueron de:

- Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales (ABAE): sus datos provienen del trabajo realizado por García (2009) como parte de un proyecto de investigación del Departamento de Geofísica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, que más tarde la ABAE colocó en su página web (www.abae.gob.ve) a disposición de todos los interesados. Los datos del trabajo realizado por García (2009), cuenta con 188.072 estaciones de gravedad, mientras que 4.638 estaciones son las que se encuentran dentro del rectángulo de este estudio, con un espaciado de 3,7 km de distancia.
- Universidad de California en San Diego (UCSD): la UCSD pone a disposición del público geocientífico datos de topografía y gravedad, específicamente de anomalía de aire libre, en su página web

(http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) por lo que para obtener la anomalía de Bouguer se calculó la corrección topográfica y de Bouguer mediante la ecuación 3.5. Una vez calculadas las correcciones se aplicó la ecuación 4.1. La cantidad de estaciones muestreadas es de 27.331 con una resolución espacial de 1,8 km de distancia entre estaciones.

$$AB = AL + CT - CB \quad (\text{Ecuación 4.1})$$

- Universidad de Curtin (UC): provee de manera libre (en su página web <http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/>) el modelo del campo gravitatorio terrestre (GGMplus) con 7,2 arco segundos de resolución (0,002°) en ventanas de 5° x 5°. Posee la particularidad de no contar con los datos de elevación de terreno, por lo tanto se ajustó al modelo de elevación *SRTM DEM* a 90 m (3 arco segundo), de mayor resolución, a través de procedimientos matemáticos de interpolación, realizado por el programa *Generic Mapping Tool* (GMT) de acceso libre en la web. La resolución de las 250.154 estaciones gravimétricas, con que finalmente se trabajó, fue de 18 arcos segundo.

4.1.2.2. Datos magnéticos

Además, de los datos satelitales de la ABAE se pudo obtener estaciones con valores de anomalías magnéticas, provenientes del trabajo realizado por García (2009) para la realización del estudio magnético se contó con 5.736 estaciones para la zona de investigación, con un espaciamiento de 3,7 km de distancia. Es de real importancia mencionar que se cuenta con una zona no muestreada entre las coordenadas de longitud oeste 63°45' - 62°30' y de latitud norte 5°45'-4°15'. A pesar de esto, se ha podido correlacionar las anomalías magnéticas con los resultados gravimétricos en la zona de cubierta por este estudio.

4.1.2.3. Datos topográficos

El modelo de elevación *SRTM 90 m* fue tomado de la página web <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>, en el que se debe seleccionar el formato de preferencia al momento de la descarga, ya sea GeoTiff o ArcInfo ASCII, que ofrece la página. Esto se hizo con el objetivo que se mencionó anteriormente. No obstante, los datos proporcionados por la ABAE poseían cotas asociadas a las estaciones de gravedad, por lo que no fue necesario ajustarle un nuevo modelo de elevación. Utilizando a la topografía de ABAE junto a la topografía que proporciona la UCSD (TOPEX) fue posible ejecutar las correcciones topográficas para la base de datos de ABAE. Conformando así a la siguiente etapa de correcciones gravimétricas descritas en la sección siguiente. Para el caso de GGMplus se utilizó *SRTM 90m* y *TOPEX*.

4.2. CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS

Para la generación de las anomalías de Bouguer y de aire libre fue necesario la aplicación de las correcciones gravimétricas correspondientes (aplicando las ecuaciones 3.4 y 3.5 para la correcciones de aire libre y Bouguer, respetivamente), tomando en cuenta que la densidad de corrección utilizada, tanto para la corrección de Bouguer como para la corrección de terreno, fue igual a $2,67 \text{ g/cm}^3$. Por otra parte, para el cálculo de la gravedad teórica fue necesario aplicar la ecuación 3.3 descrita en el capítulo anterior.

La corrección topográfica requiere el uso de dos modelos digitales de elevación, donde uno de ellos es el modelo local ($0,25^\circ$ más amplio que el área de estudio) y el otro es el modelo regional, el cual fue tomado, para este trabajo, $0,5^\circ$ mayor al área de estudio en todas las direcciones. Esta corrección se ejecutó mediante el *Software Oasis Montaj* el cual basa sus cálculos en las contribuciones de las zonas cercanas, intermedias y lejanas, descritas por los algoritmos de Nagy (1966) y Kane (1962) a través del módulo *Gravity and Terrain Corrections* de Geosoft (2007) (Figura 4.2).

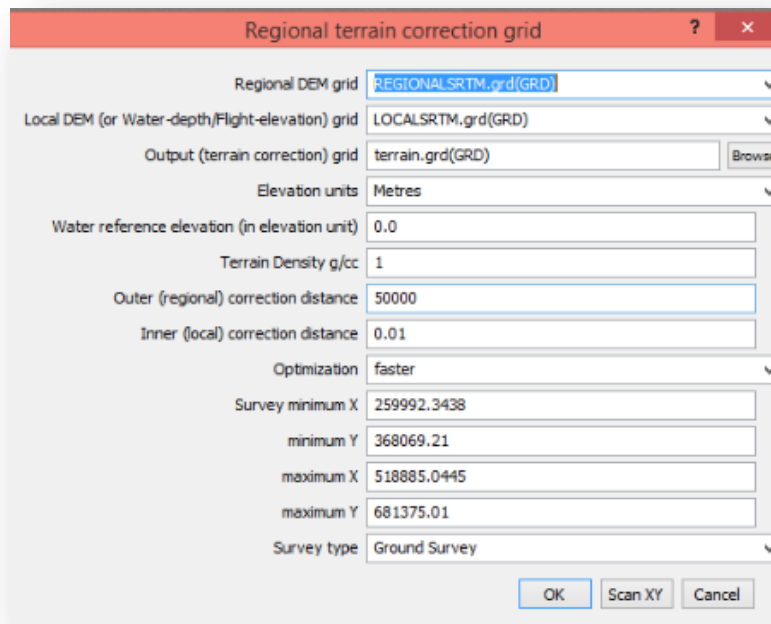


Figura 4.2 Ventana de la corrección topográfica regional en el Software Oasis Montaj.

Tanto las ecuaciones de las correcciones gravimétricas como aquellas que también tienen como fin el cálculo de la anomalía de Bouguer, fueron programadas en la herramienta computacional *Microsoft®, Office Excel 2007* aplicando las operaciones matemáticas correspondientes.

4.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS

Esta fase de metodología estadística básica, se realiza con el objetivo de obtener histogramas de frecuencias, diagramas de cajas y bigotes que permiten evaluar numéricamente el comportamiento de las anomalías de Bouguer (de ABAE, UCSD y GGMplus) y magnéticas, y en ese sentido observar que dichas variables no presenten valores que distorsionen los resultados en los mapas a interpretar. Esto se logra a través del programa de manipulación de datos *R-Project* versión 3.1.2. Mientras que el estudio de estadística descriptiva, que abarca toda la información referente a los datos numéricos como las magnitudes de las anomalías que predominan, la desviación estándar, los intervalos donde se concentran las muestras, la dispersión que estas presentan respecto a su media,

etc.; fueron obtenidas de la opción de análisis de datos de *Microsoft® Office Excel 2007*.

4.4. GENERACIÓN DE MAPAS

El método de interpolación empleado para la generación de los mapas de anomalías de Bouguer, aire libre y magnético, así como también para los mapas topográficos, de intensidad magnética (IMT), declinación e inclinación fue, el de mínima curvatura.

Para obtener los valores de IMT, IGRF, declinación e inclinación magnética de la zona de estudio se utilizó la extensión *IGRF 2005* de *Oasis Montaj*. Puesto que la base de datos de ABAE ofrece directamente el valor de anomalía magnética, se empleó la ecuación 4.3 para obtener los datos de IMT para la zona en estudio.

$$AM = IMT - IGRF \quad (\text{Ecuación 4.3})$$

Posterior a obtener el mapa de anomalía gravimétrica del modelo GGMplus, se observó en dichos mapas abundante ruido de altas frecuencias (Figura 4.3a), que a pesar de que permitían que el mapa presentara una mayor resolución generaba distorsión en el momento de aplicar algunos filtros, como el de las derivadas espaciales (aplicado con el fin de, a través de la deconcolución de Euler, conocer las profundidades de los contactos en el subsuelo). En vista de esto, se elimina el ruido de alta frecuencia característico de los datos gravimétricos satelitales aplicando un filtro gaussiano. El filtro gaussiano fue probado para número de ondas desde 0 a 1 rad/km siendo a 0,1 rad/km (que equivale a 10 km de longitud de onda) en la que se observó la reducción de las altas frecuencias (que era asociado a lo que se le conoce como efecto *Nuggets*), sin afectar al resultado original de la anomalía de Bouguer (Figura 4.3b).

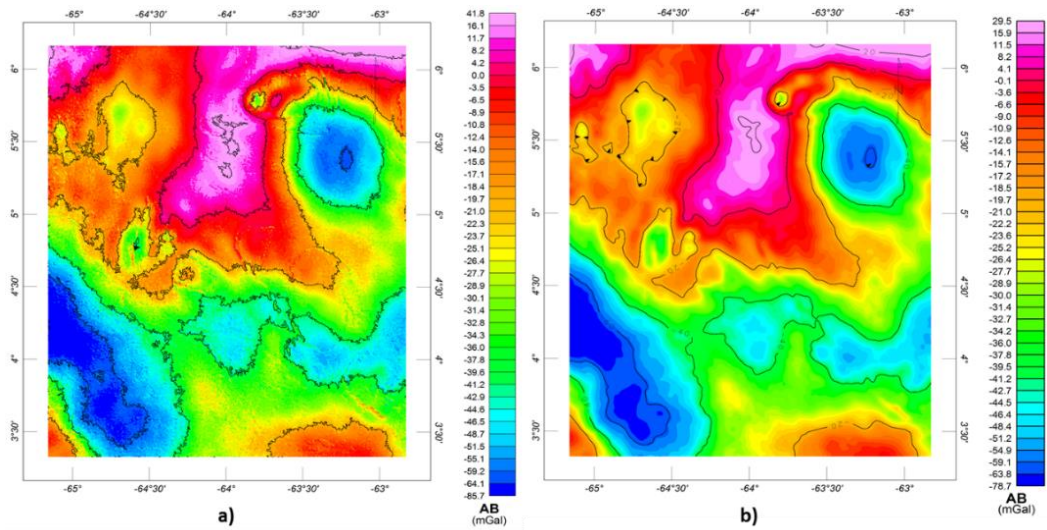


Figura 4.3 a) Anomalía de Bouguer sin filtrar, b) anomalía de Bouguer filtrada a 0,1 m.

4.4.1. Espectro de potencia

A través del módulo *MAGMAP/ Interactive Filtering* de *Oasis Montaj* se escoge el mapa de anomalía de Bouguer/magnética, y se aplica un paso previo a la transformada rápida de Fourier (FFT), este paso inicial denominado *Prepare Grid* se efectúa con el fin de eliminar las tendencias de primer orden de los datos y expandir la retícula a unas dimensiones aceptables para luego aplicar la FFT. Se calcula el espectro radial con *Radial Average Spectrum* para así con este último paso mostrar el espectro de potencia resultante, que sería exportado a *Microsoft®, Office Excel 2007* en donde se representaría de tal manera que se pudieran identificar las pendientes que representan las profundidades objetivos. Este filtro fue aplicado a las tres bases de datos gravimétricas con el objeto de realizar una comprobación de los valores de profundidades diferentes y así tener un valor más certero en el momento de desarrollar los modelos del subsuelo.

4.4.2. Separación regional-residual

Como se explicó en el capítulo precedente, existen diversos métodos para la discriminación de las respuestas regionales-residuales de las distintas anomalías. En esta investigación se ha utilizado el método de continuación analítica hacia arriba, complementándolo con el método de superficies de tendencias polinómicas

hasta el grado 3. Esta selección se hizo posterior a la evaluación de otros métodos como por ejemplo el filtro gaussiano y el pasa banda. De este procedimiento se concluyó que los métodos que mejor se ajustaban a la respuesta geológica de la zona era el método de continuación analítica hacia arriba (CAHA) y de superficies de tendencias polinómicas.

Ambos métodos de separación regional-residual se realizaron en el programa *Oasis Montaj*® de Geosoft (2007). La continuación analítica hacia arriba se aplicó a través del módulo, para la aplicación de filtros, *MAGMAP 1-Step Filtering*, cada 10 km de distancia hasta llegar a los 100 km (para ver la variación de la anomalía para las distintas alturas, ver Apéndice 1), en el que se observa un comportamiento completamente regional sin intervención de los efectos residuales. Mientras que el método polinómico se ejecutó a través de la extensión *Grid/Filters/Trend* del mismo *Software*. Una vez generado el mapa de anomalía regional de los datos gravimétricos y magnéticos se procedió a la aplicación de la resta del mismo al mapa de anomalía gravimétrica-magnética total, de tal forma que el resultado obtenido fue el mapa de anomalía residual de los datos gravimétricos-magnéticos.

Para seleccionar la altura a la cual se observa mejor la respuesta regional de la zona de estudio, se ejecutó un procedimiento evaluativo en el que se comparaban los mapas regionales de CAHA a distintas alturas (Apéndice 1), observándose que no hay cambios visuales notorios a partir de los 70 km de elevación. Adicionalmente, de manera comparativa, se realizó el método de ajuste por tendencia polinómica hasta el grado 3, identificándose en la anomalía regional de grado 1 la existencia de altas similitudes en relación con la tendencia general de las anomalías regionales realizadas por método de CAHA a 70 o 80 km, tanto para los datos gravimétricos como para los datos magnéticos, respectivamente (Figura 4.4 y Figura 4.5).

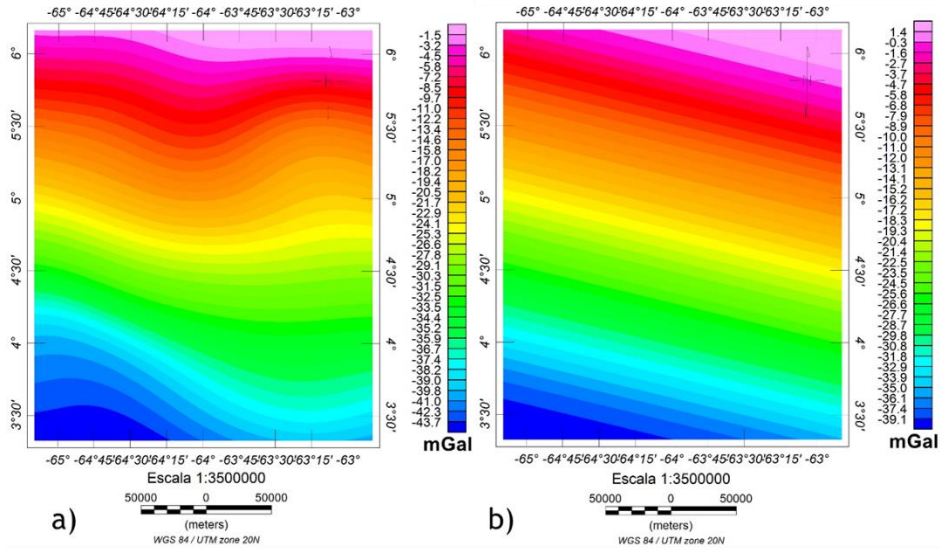


Figura 4.4 Comparación de (a) mapa regional de AB, con CAHA a 70 km con (b) mapa regional de grado 1, de AB

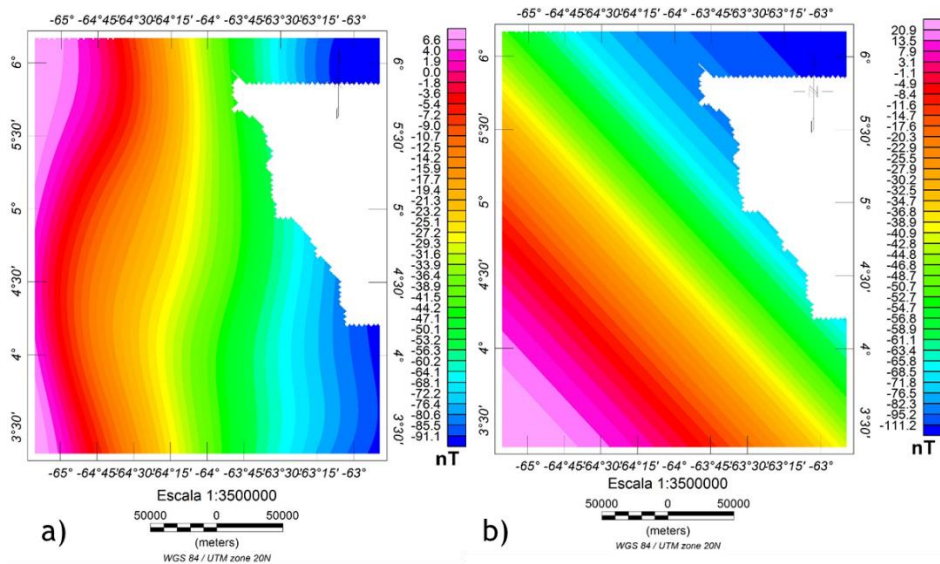


Figura 4.5 a) Mapa de anomalía magnética regional con CAHA a 80 km, b) mapa de anomalía magnética de grado 1.

4.4.3. Deconvolución de Euler

Con la extensión de *Euler 3D* que el programa *Oasis Montaj*® brinda, se pueden estudiar los contactos geológicos más resaltantes de la zona en estudio, ya que ésta permite aplicar el proceso matemático descrita por Reid *et al.* (1990) y que se denomina deconvolución de Euler. Entre los parámetros necesarios para la aplicación de dicha deconvolución se encuentran los mapas de derivadas espaciales de primer orden en X, Y y Z. Otros parámetros que se muestran en la

Figura 4.6 son el índice estructural (IE), el porcentaje de error y el tamaño de la ventana en la se debe aplica la deconvolución.

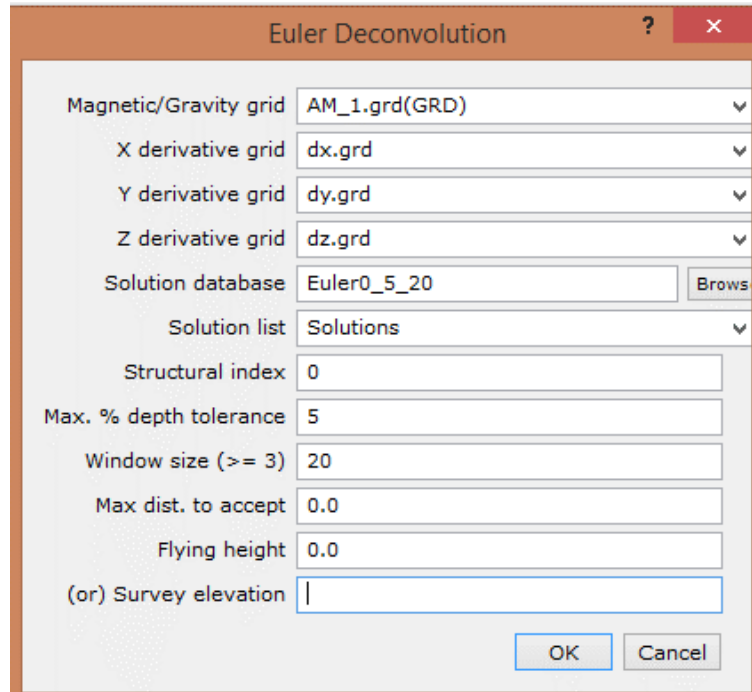


Figura 4.6 Parámetros para la aplicación de la deconvolución de Euler a los datos magnéticos

Este filtro fue aplicado a la base de datos gravimétricos (GGMplus) y magnéticos (EMAG2) con los parámetros que se muestran en la Tabla 4.1. Para obtener los parámetros adecuados se evaluó diferentes índices estructurales (a 0, 0,5 y 1), distintas tolerancias (a 5, 10, 15) y ventanas que variaban desde 5, 10, 15 y 20 puntos, de tal forma que se ajustaran a la respuesta de profundidades de los cuerpos geológicos esperados.

Tabla 4.1 Parámetros para la deconvolución de Euler

ANOMALÍA	IE	% ERROR	TAMAÑO DE VENTANA
AB UC	0,5	5	10
AM	0	5	20

4.4.4. Cosenos direccionales

El módulo *Directional Cosine Filter* del *Software Oasis Montaj®*, filtra las anomalías y rasgos de un mapa en una dirección específica, en término de los ángulos de 0 a 360° respecto al norte, resaltando la dirección complementaria a la deseada, o bien, la dirección perpendicular a la orientación del cuerpo geológico buscado. Teniendo en cuenta esta condición del filtro, se identificaron dos direcciones de interés en la zona de estudio. Una de ellas se interpretó como el rumbo de la estructura objetivo de la zona norte, mientras que la segunda dirección fue interpretada como el rumbo de un segundo objetivo en la zona suroeste del área estudiada.

La dirección preferencial para la zona norte es de N10°E, no obstante el valor del ángulo que se ingresó como azimut del filtro fue 280° (N80°O), en consecuencia representaría el ángulo perpendicular a la estructura que se desea resaltar. Mientras que en la zona sur, se determinó la orientación de interés igual N45°O (el ángulo complementario y que sería de N45°E). Adicionalmente, es importante mencionar que estas direcciones fueron identificadas en el mapa de anomalía de Bouguer de la GGMplus, para que posteriormente fuera aplicada en el mapa de anomalía Magnética y evaluar el comportamiento de dichas direcciones, con el fin de conocer si guardan relación las respuestas de ambos campos potenciales.

4.4.5. Reducciones al polo y al ecuador:

En este trabajo se aplicó la reducción al polo (RTP) y la reducción al ecuador (RTE) con el fin de evaluar los resultados que cada uno de estos filtros y así lograr una mejor interpretación al momento de conocer las formas de los cuerpos magnéticos. Para generar los mapas RTP y RTE se usa la misma extensión de filtros *MAGMAP* de *Oasis Montaj®*, aunque seleccionando el filtro *Reduce To Magnetic Pole* o *Reduce To Magnetic Equator*, indicando, además, los grados de inclinación y declinación correspondientes a la zona de estudio, que para este caso fueron de 23,4° y 13,3°, respectivamente.

4.5. ELABORACIÓN DE LOS MODELOS GRAVIMÉTRICOS/MAGNÉTICOS

Esta última etapa se basa en la aplicación del modelado directo sobre perfiles gravimétricos/magnéticos, empleando información geofísica y geológica del área estudiada. Para este trabajo se utilizó el programa *GM-SYS (Gravity, and Magnetics Modeling System, Versión 6.4.2)* el cual permite modelar las diferentes capas del subsuelo producto de las respuestas gravimétricas y magnéticas, mediante el trazado de perfiles en el área. Adicionalmente, durante el modelado, *GM-SYS* señala el error que se genera entre la gravedad calculada y la observada.

En este estudio se trazaron dos perfiles, de acuerdo a la ubicación de las estructuras geológicas que resultan de especial interés en la zona, donde el primero presenta una dirección N50°E y el segundo se orienta en sentido N10°O. Esto con el fin de alcanzar la etapa final de este proyecto se realiza la integración de los resultados de los distintos estudios realizados en el Escudo de Guayana venezolano.

CAPÍTULO V

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN INTEGRADA GRAVIMÉTRICO- MAGNÉTICA

5.1. VALIDACIÓN Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS

5.1.1. Datos gravimétricos de ABAE, UCSD y GGMplus

En la Tabla 5.1 se muestra la estadística descriptiva realizada a los (6.916) datos de anomalía de Bouguer, con el fin de validar estadísticamente los datos de ABAE. El análisis descriptivo de estos datos permitió conocer el valor máximo de la anomalía, el cual es igual a 136,42 mGal, y el valor mínimo es de -225,74 mGal, dando un rango de anomalía de 362,16. Aunado a esto, se tiene que la mediana de la base de datos de ABAE es de -68,13 mGal y el valor de la media es inferior a ésta, donde esto último revela que la muestra presenta un comportamiento sesgado hacia la izquierda de todo el conjunto de datos.

Por otro lado, la Tabla 5.1 también indica el valor de curtosis, el cual representa el grado en el que una distribución agrupa datos en sus colas, en comparación a lo que realmente acumule en su cola una distribución normal, y sólo es válido para muestras simétricas y unimodales. Si la curtosis es igual o próxima a 0 significará que los datos presentan una distribución normal. Acertadamente la curtosis de la anomalía de ABAE es de 0,731443, el cual se refiere al valor típico de una distribución normal. Esto se puede aseverar a través de la Figura 5.1a, al observar el histograma de frecuencia correspondiente a este conjunto de muestras. Sin embargo, al observar el coeficiente de asimetría se tiene que éste es menor a 0, lo cual indica que la muestra es una distribución normal pero positivamente asimétrica.

Tabla 5.1 Estadística descriptiva de los datos de anomalía de Bouguer de ABAE.

Media	-76,4082065
Error típico	0,51286477
Mediana	-68,1334209
Desviación estándar	42,6511119
Varianza de la muestra	1819,11734
Curtosis	0,73144297
Coefficiente de asimetría	-0,53094365
Rango	362,164273
Mínimo	-225,740387
Máximo	136,423886
Nivel de confianza (95,0%)	1,00537245

En el histograma de frecuencias, que se realizó con el fin de evaluar las características cualitativas de tendencia central y dispersión de la muestra, se observó que sumado a que esta base de datos presenta una distribución normal unimodal, es sesgado hacia la derecha, y se asocia a la preferencia de los datos a acumularse hacia los valores mínimos, de -200 a 0 mGal, con valores dispersos hacia las anomalías mayores; esto también se puede evidenciar ya que se identificó que los datos presentan una alta dispersión (desviación estándar lejos de la media) en comparación a la base de datos de GGMplus.

En otro sentido, para conocer la verdadera tendencia de posición de los datos, se estudió al diagrama de caja y bigotes (Figura 5.1b). En éste se divide a la muestra en partes de igual porcentaje, en el que se determinó una tendencia de la mediana más cercana al tercer cuartil (percentil 75). Adicionalmente, se observó la presencia de valores atípicos hacia los extremos del bigote (línea punteada), que se estiman como un grupo de valores extremos, que se ajustan al comportamiento de la geología de la zona, por lo tanto se consideró mantenerlos para la generación de los mapas de anomalía.

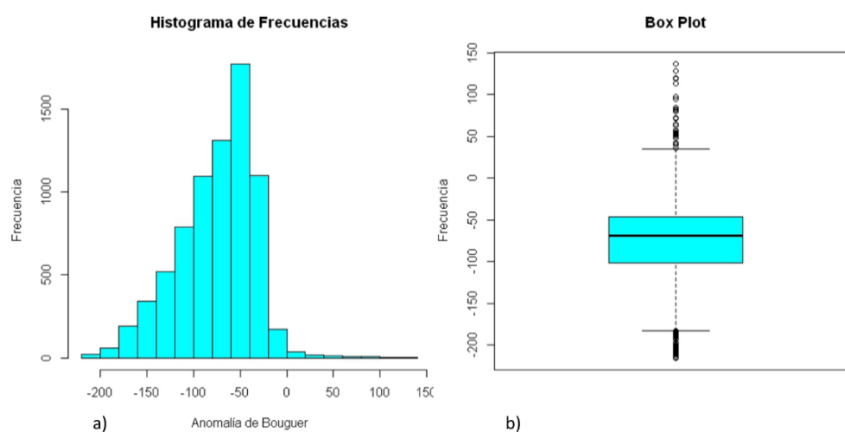


Figura 5.1 a) Histograma de frecuencias y b) diagrama de caja y bigotes de la anomalía de Bouguer de la base de datos de la Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales (ABAE).

En oposición a los resultados obtenidos de la estadística descriptiva de los datos de ABAE (Tabla 5.2) la muestra de la UCSD, indica que los valores máximos y mínimos de las anomalías son menores, y van desde 44,605634 mGal a -171,609308 mGal, respectivamente. Otro valor considerable es la mediana y la media, donde la primera de éstas es igual -42,7862373 mGal y la segunda es menor e igual -49,4668044 mGal, asumiendo entonces un comportamiento sesgado a la izquierda. Como ya se hizo mención, el rango de la curtosis debe ser muy cercana a 0 para ser una distribución normal, obteniéndose que la curtosis de la anomalía de UCSD es muy cercano a cero y es de 0,34140736, por lo que se le atribuye que son datos con distribución normal positivamente asimétrica, al igual que los datos de ABAE. Esto se puede aseverar a través de la Figura 5.2a, al observar el histograma de frecuencia correspondiente a este conjunto de muestras.

Tabla 5.2 Estadística descriptiva de los datos de Anomalía de Bouguer de UCSD.

Media	-49,4668044
Error típico	0,1759832
Mediana	-42,7862373
Desviación estándar	29,0937004
Varianza de la muestra	846,443405
Curtosis	0,34140736
Coefficiente de asimetría	-0,78965398
Rango	216,214942
Mínimo	-171,609308
Máximo	44,605634
Nivel de confianza (95,0%)	0,344936

En el histograma de frecuencias, los datos tienden a acumularse hacia los valores máximos, de -80 a 0 mGal con mayor frecuencia, es decir, el máximo número de muestras se encuentra entre el rango ya mencionado, que a su vez coincide con la ubicación de la media de la muestra, y que además presenta una desviación estándar menor a la de ABAE, significando una menor dispersión de los datos de la media. Por su parte el diagrama de caja y bigotes (Figura 5.2b) al igual que los datos de ABAE, ubica la mediana más cerca al tercer cuartil, indicando una distribución positivamente asimétrica. Adicionalmente, se observó la presencia de valores atípicos hacia los extremos del bigote (línea punteada), que también se estiman como el mismo grupo de valores extremos de ABAE, y que no generan distorsión al momento de generar el mapa de anomalía.

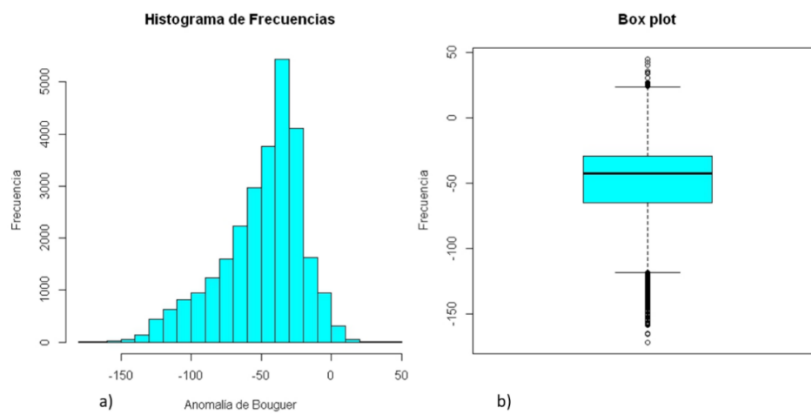


Figura 5.2 a) Histograma de frecuencias y b) diagrama de caja y bigotes de la anomalía de Bouguer de la base de datos de la UCSD.

En la estadística del modelo GGMplus (Tabla 5.3), se observa que el rango de anomalía es de 131,0565 mGal, con un valor máximo de 43,7305584 mGal, y un valor mínimo de -87,3259416 mGal, una mediana de -25,789561 mGal, una media superior a la mediana igual a -25,2695378 y con una curtosis de -0,36316153, atribuyéndosele con esto una distribución normal positivamente asimétrica y levemente sesgada hacia la derecha (Figura 5.3a).

Tabla 5.3 Estadística descriptiva de los datos de anomalía de Bouguer de GGMplus

Media	-25,2695378
Error típico	0,04151191
Mediana	-25,789561
Desviación estándar	20,7623461
Varianza de la muestra	431,075017
Curtosis	-0,36316153
Coefficiente de asimetría	0,09480962
Rango	131,0565
Mínimo	-87,3259416
Máximo	43,7305584
Nivel de confianza (95,0%)	0,08136224

De igual manera en el diagrama de caja y bigotes (Figura 5.3b), se determinó la ubicación de la mediana con una distancia similar hacia ambos cuartiles, primero y tercer cuartil, con algunos valores atípicos que no generan distorsión en los resultados.

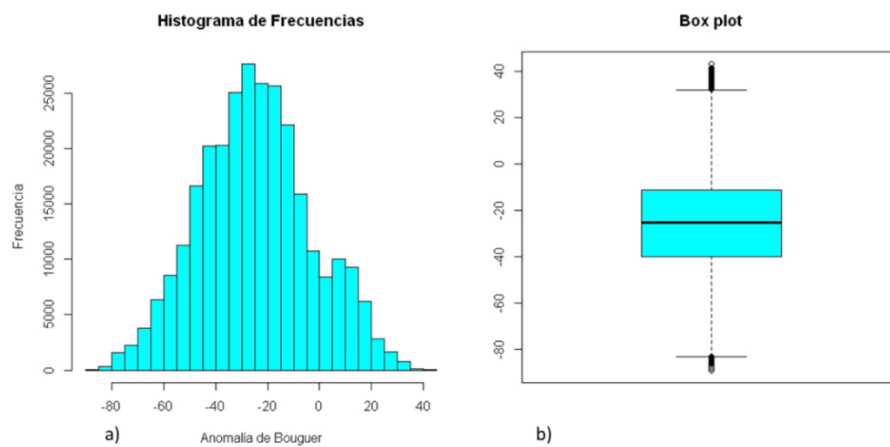


Figura 5.3 a) Histograma de frecuencias y b) diagrama de caja y bigotes de la anomalía de Bouguer de la base de datos de GGMplus

5.1.2. Datos magnéticos de ABAE

En la Tabla 5.4 se muestra la estadística descriptiva realizada a los datos de anomalía magnética, observándose que el rango de anomalía se encuentra entre un valor máximo de 160,264082 nT, y un valor mínimo de -349,122541 nT. De

manera complementariamente se tiene que la mediana de la muestra presenta un valor igual a -16.497605 nT.

Tabla 5.4 Estadística descriptiva de los datos de anomalía magnética de ABAE

Media	-25,4381527
Error típico	0,95181349
Mediana	-16,497605
Desviación estándar	72,0806288
Varianza de la muestra	5195,61705
Curtosis	3,36910042
Coefficiente de asimetría	-1,1299047
Rango	509,386623
Mínimo	-349,122541
Máximo	160,264082
Nivel de confianza (95,0%)	1,86591403

A través de la Figura 5.4a, se determina que este conjunto de datos magnéticos presentan una forma asimétrica y con la mayoría de los valores centrados en el intervalo de -100 y 100 nT. Por su parte, el diagrama de caja y bigotes (Figura 5.4b) muestra que la mediana se encuentra más cercana al tercer cuartil, al igual que algunos datos gravimétricos.

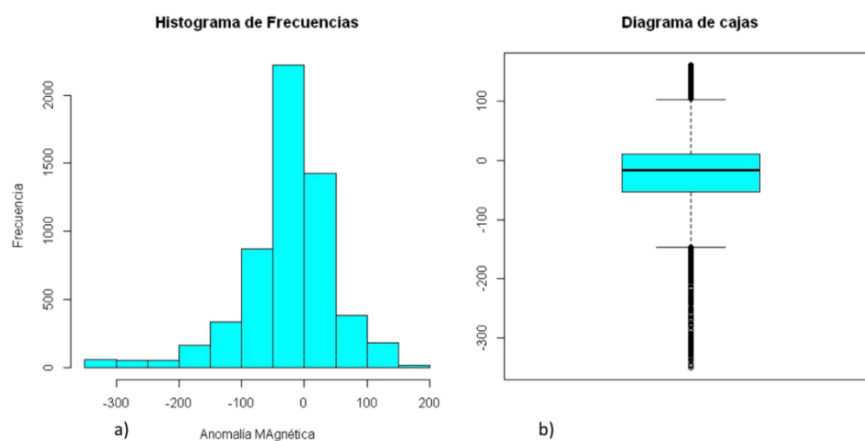


Figura 5.4 a) Histograma de frecuencias y b) diagrama de caja y bigotes de la anomalía magnética de la base de datos de la Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales (ABAE).

5.2. ANÁLISIS ESPECTRAL PARA LA ZONA DE ESTUDIO

El espectro de potencia es una herramienta matemática que permite estimar las profundidades fuentes de las anomalías de la zona, ajustando una curva lineal a dicho espectro, en el que las pendientes de esta curva son proporcionales a las profundidades de los contrastes de densidad o de magnetización de las rocas. Por lo que para este estudio se identificaron cuatro pendientes que correspondían a la respuesta espectral de los datos gravimétricos y magnéticos utilizados en este trabajo, y que se muestran en los gráficos de las Figura 5.5 y la Figura 5.6.

Por otra parte, Ragan y Hinze (1976, mencionado por Sánchez, 2003) señalan que cuando se llevan a cabo estudios de campos potenciales con el fin de conocer profundidades regionales, es necesario contar con un tamaño del mapa de trabajo que sea al menos seis veces mayor a la profundidad de los cuerpos regionales deseados. Puesto que el objetivo más profundo de este estudio es de aproximadamente 36 a 38 km (profundidad aproximada para la discontinuidad de Moho en el Cratón de Guayana, según Niu *et al.*, 2007 y Schmitz *et al.*, 2005) requiere de una ventana de estudio mayor a 200 km², siendo entonces este valor similar al alcance gravimétrico del presente estudio, de 222 x 278 km, pero mayor a la ventana magnética, de 111 x 278 km, donde esto último conlleva a inferir que la razón por la que la mayor profundidad del espectro de potencia magnético no coincide con la profundidad del espectro gravimétrico es debido a la presencia de un cuerpo fuertemente magnético que se localiza a una profundidad posiblemente superior a la discontinuidad de Moho del área.

La mayor profundidad fuente que se determinó para los cuerpos más profundos del área, poseían números de ondas menores a 0,01, lo cual se relaciona con el tope del manto superior a una profundidad de 36 km (Tabla 5.5), la cual difiere de los estudios sísmicos de Niu *et al.* (2007) por más o menos un kilómetro de profundidad. La segunda pendiente identificada en ambos espectros (de color verde en la Figura 5.5 y la Figura 5.6), se asocia con la discontinuidad de Conrad, alrededor de los 15 km de profundidad, mientras que una fuente somera, cuya

profundidad es de 6 km para las longitudes de ondas gravimétricas y de 4 km para las magnéticas, se puede atribuir al tope inferior de la Provincia Cuchivero, que posiblemente se encuentra como roca basamento en toda la región en estudio. Esto se puede aseverar mediante los resultados obtenidos por Lozano (2004), en un estudio llevado a cabo al noreste de la región, en donde se identificó el contacto litológico de las volcánicas de Cuchivero con la provincia de Pastora a ~ 8 km, por lo cual es una profundidad que se vincula con la tercera pendiente de los espectros gravimétricos-magnéticos mostrada en la Tabla 5.5 como fuente somera.

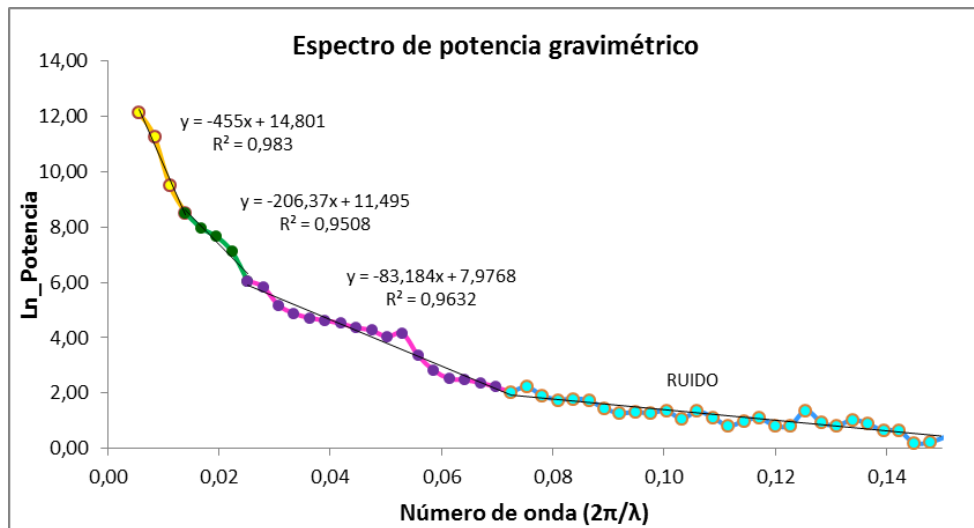


Figura 5.5 Espectro de potencia de la anomalía de Bouguer de los datos de GGMplus.

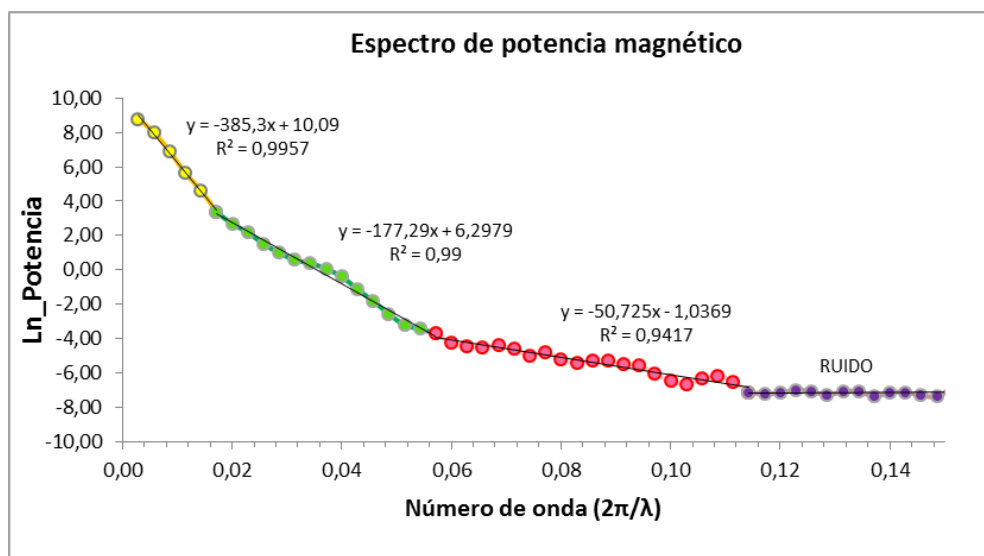


Figura 5.6 Espectro de potencia de la anomalía magnética de los datos provenientes de ABAE

Tabla 5.5 Profundidades de las distintas fuentes, de los datos de anomalía de Bouguer de GGMplus y anomalía magnética.

	PROFUNDA (km)	INTERMEDIA (km)	SOMERA (km)	RUIDO
AB GGMplus	36,255496	16,3929591	6,52535267	1,5203276
AM ABAE	30,6611998	14,1082899	4,03656724	0,11618311

Por último, a partir de los números de ondas mayores a 0,07 se observó que, para el espectro de potencia gravimétrico, la pendiente tiende a cero por lo cual puede ser atribuido a la respuesta típica de los ruidos de altas frecuencias, mientras que para el espectro magnético, el ruido blanco se observa a partir del número de onda 0,13.

5.3. MODELOS DE ELEVACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO, RESPECTO A LAS RESPUESTAS GRAVIMÉTRICAS

En los mapas que se muestran a continuación, se puede observar la similitud de la fisonomía del relieve terrestre de la región, con la anomalía de aire libre, la cual busca corregir el efecto que generan las diferentes elevaciones sobre las mediciones gravimétricas. Estos modelos de elevación corresponden a los utilizados en la corrección topográfica, para el cálculo de la anomalía de Bouguer, y por ende son las elevaciones de las estaciones gravimétricas de la base de datos de ABAE (Figura 5.7), el modelo de elevación de TOPEX (Figura 5.8) y el modelo de elevación de SRTM90 (Figura 5.9). En general, los mapas de elevaciones terrestres muestran un comportamiento similar, de serranías y ríos, ya que al noreste ubican a la estructura cerrada del Cerro Guaiquinima (de 1.659 m) y al noroeste a la serranía de Maigualida, con orientación NS. Al SE y SO, en la frontera con Brasil, se localiza el Cerro Ichún (de 1.400 m), a la Meseta del Jaua y la de Sarisariñama-Jidi, respectivamente.

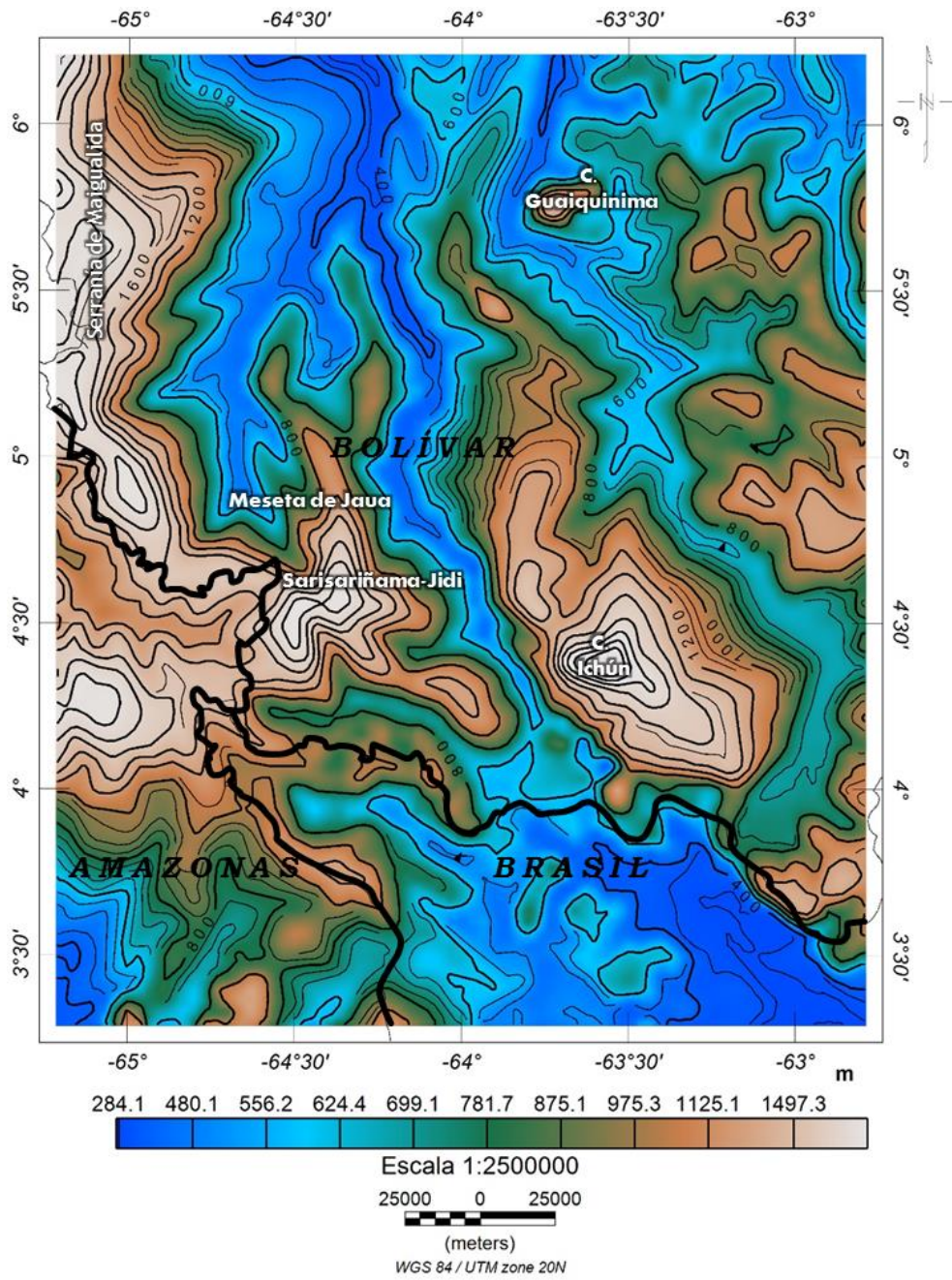


Figura 5.7 Mapa topográfico de las estaciones gravimétricas obtenido de la base de datos de la ABAE. Contornos cada 200 m.

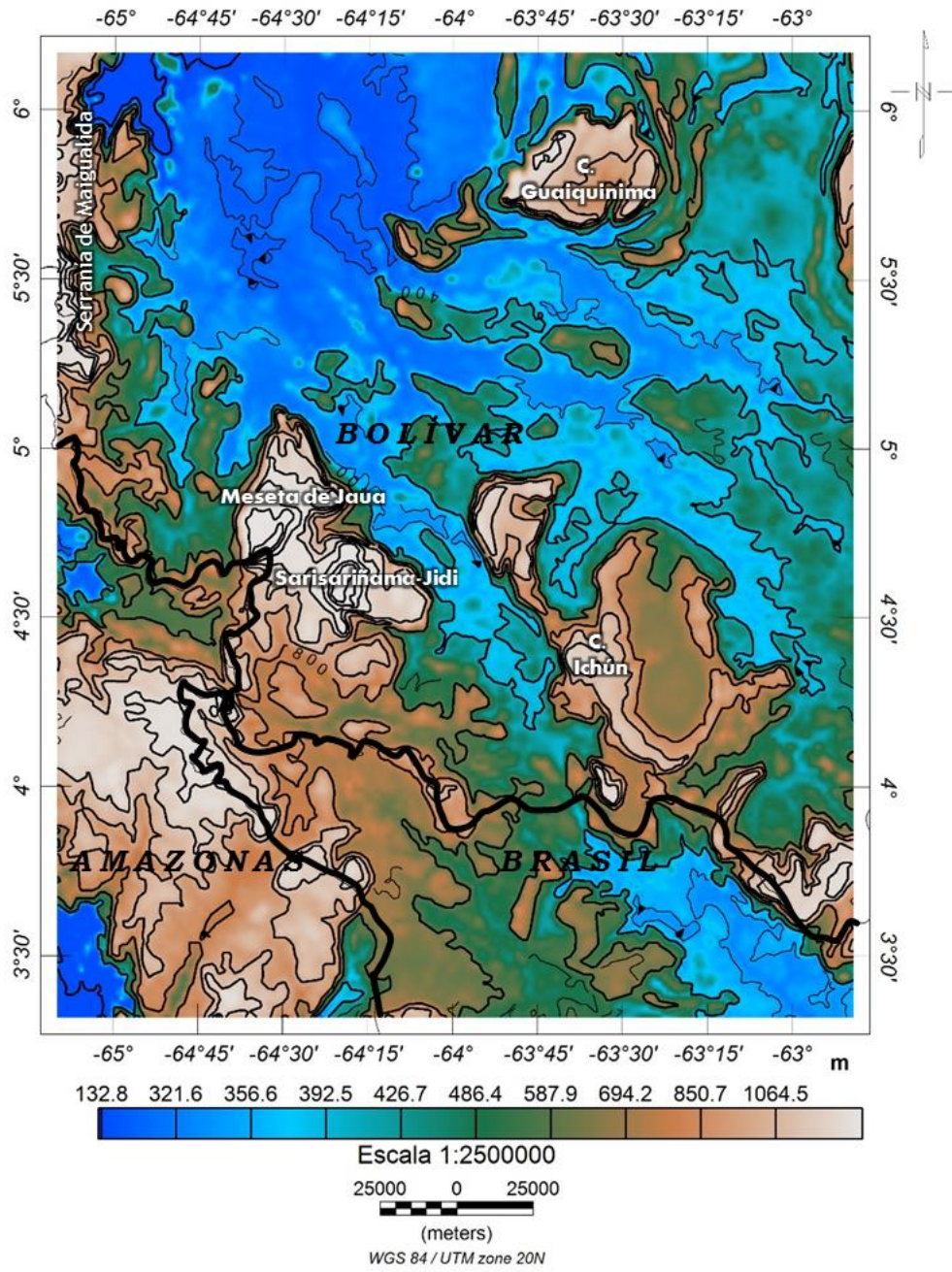


Figura 5.8 Mapa topográfico de obtenido de la base de datos de la Universidad de California San Diego (UCSD, TOPEX). Contornos cada 200 m

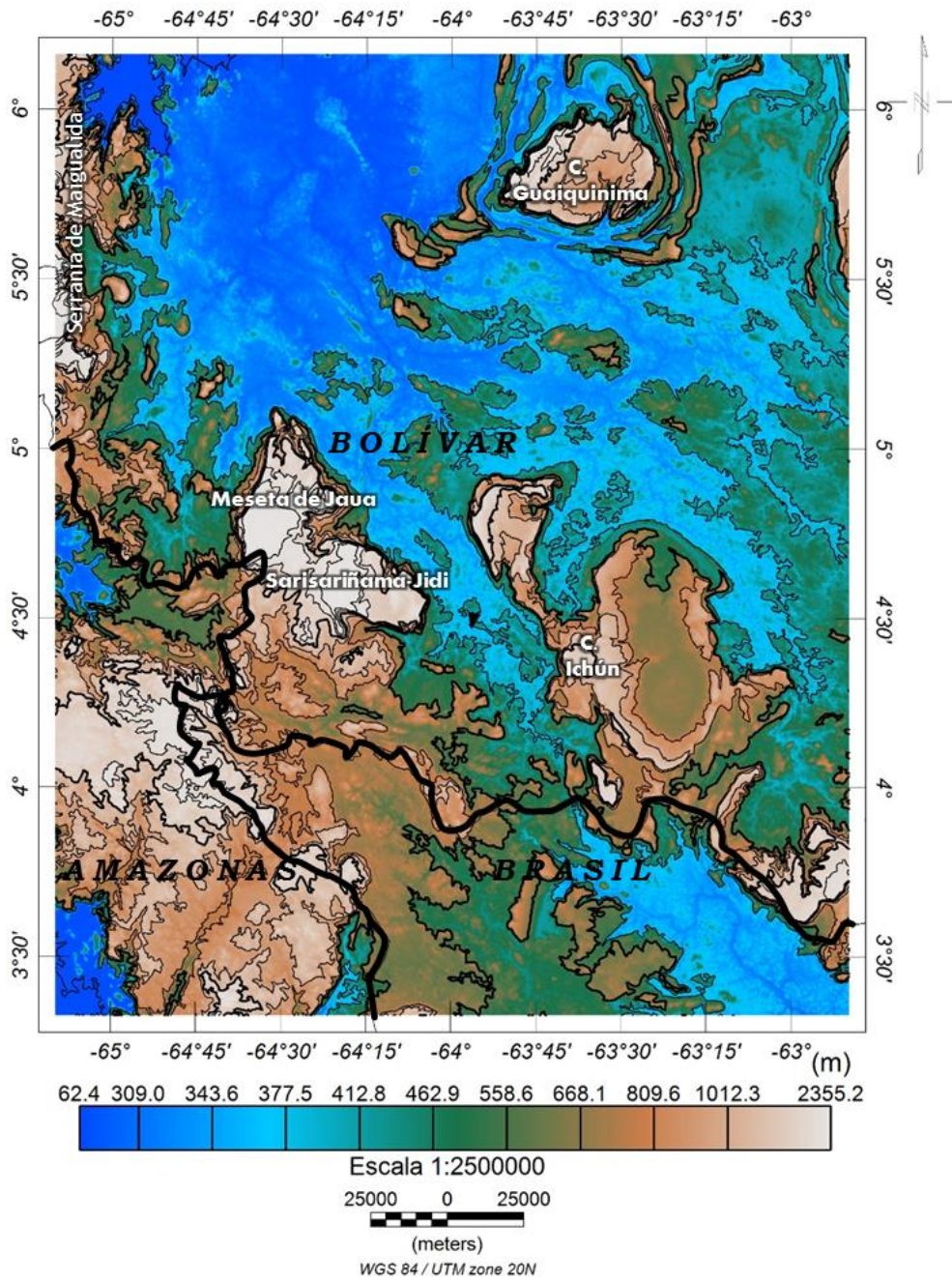


Figura 5.9 Mapa topográfico obtenido de la base de datos de SRTM 90m. Contornos cada 200 m.

Mientras tanto, en los mapas de anomalías de aire libre (AAL) que se presentan en las Figura 5.10, Figura 5.11 y Figura 5.12, se observa un rango de valores que varían entre -83 y 200 mGal (para AAL de ABAE), -85 y 225 mGal (para AAL de UCSD) y desde -22 hasta 202 mGal (para AAL de GGMplus), reflejando con esto los diferentes accidentes geográficos de la región. Esta variación de las respuestas gravimétricas, se asocia a la resolución de cada base de datos, siendo entonces la AAL de GGMplus, la que mejor respuesta arroja respecto a la geología de la zona.

Al norte de la región, se identificó un área en la que varía de oeste a este, desde un máximo gravimétrico correspondiente a la Serranía de Maigualida hasta un mínimo que se asocia a la zona de relieves bajos (cauces de los ríos Carapo y Caroní) que existe entre el Cerro Guaiquinima y la Sierra Kamarata Auyán-Tepuy, ubicada en el límite este, de este estudio. De igual manera, en la zona sur, se puede observar un comportamiento similar al área norte, ya que existe una tendencia marcada de mínimos y máximos relativos, de orientación E-O que se relaciona con el curso de los ríos Paragua e Ichún, los cuales se encuentran bordeando al Cerro del mismo nombre, y al río Caura al este del alto cercano al Jaua-Sarisariñama.

Algunos de los aspectos más significativos de estas respuestas anómalas son:

- La orientación preferencial de los altos topográficos con anomalías positivas es NS (para la zona nor-occidental) y N30°O (para la zona central cercana a la frontera con Brasil), donde estos valores se encuentran superior a los 80 mGal.
- Los mínimos gravimétricos del norte del mapa, están en el orden de 16 a -22 mGal. Aunado a esto, los mínimos se presentan con una tendencia oval que disminuye su valor hacia el centro de las estructuras. No obstante, los mínimos relativos de la zona sur no presentan una forma específica a la cual asociar, pero si tienden a alinearse con los cauces de los ríos de la región.
- En las latitudes bajas, las respuestas positivas de AB se relacionan a máximos relativos que varían desde los 50 mGal hasta los 80 mGal, que se correlacionan con la presencia de altos de AAL y máximos topográficos que es asociado a la presencia de la Meseta del Jaua Sarisariñama-Jidi.
- Por otro lado, para estudiar la continuidad de los relieves, después de la frontera venezolana, se observa una disminución de la elevación orográfica, con respuestas de valores intermedios a bajos, entre el rango de aproximadamente 44 a 12 mGal, en el territorio Brasileiro.

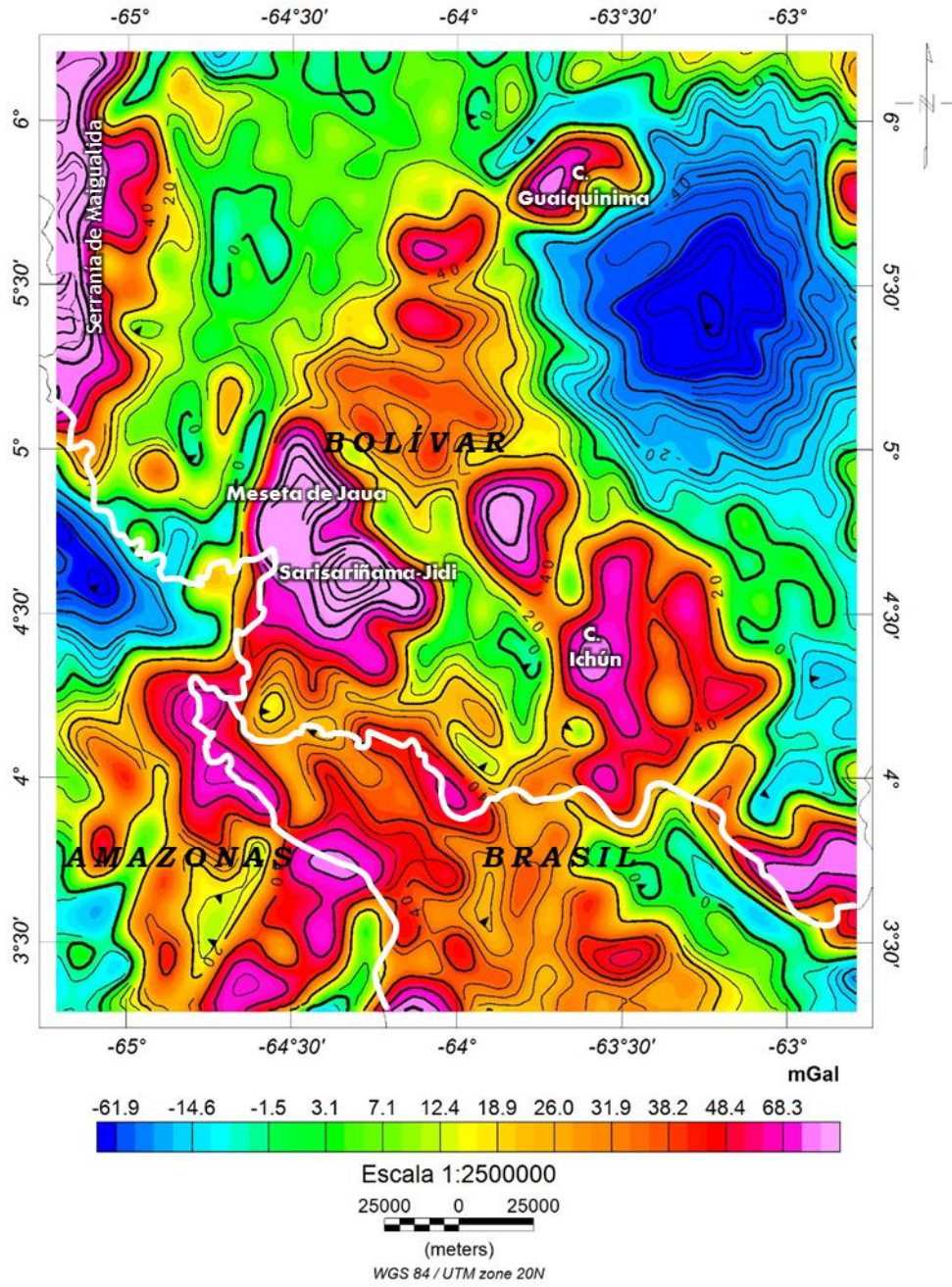


Figura 5.10 Mapa de anomalía de aire libre de la base de datos de la Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales (ABAE). Contornos cada 20 mGal.

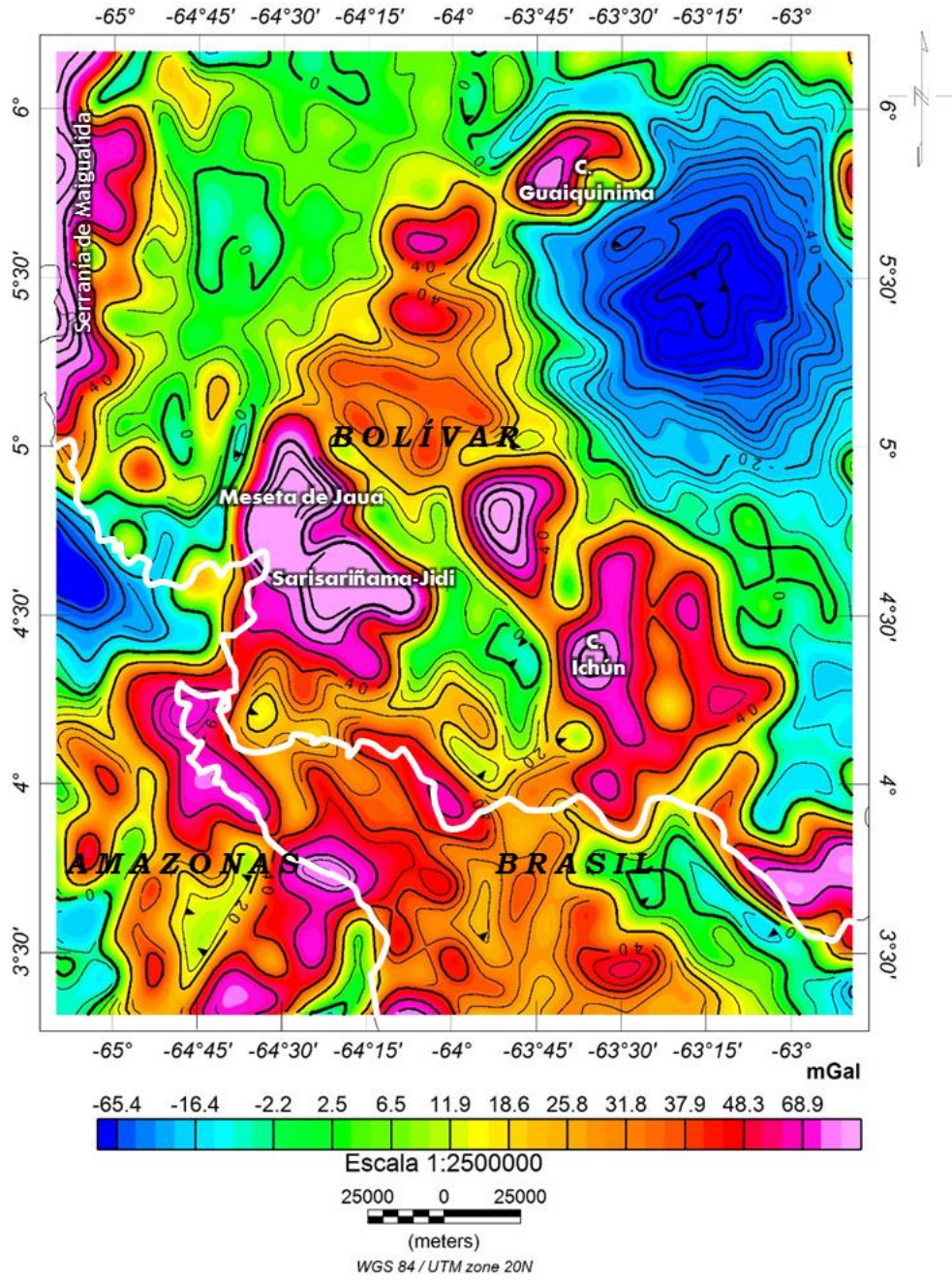


Figura 5.11 Mapa de anomalía de aire libre con la base de datos de UCSD. Contornos cada 20 mGal.

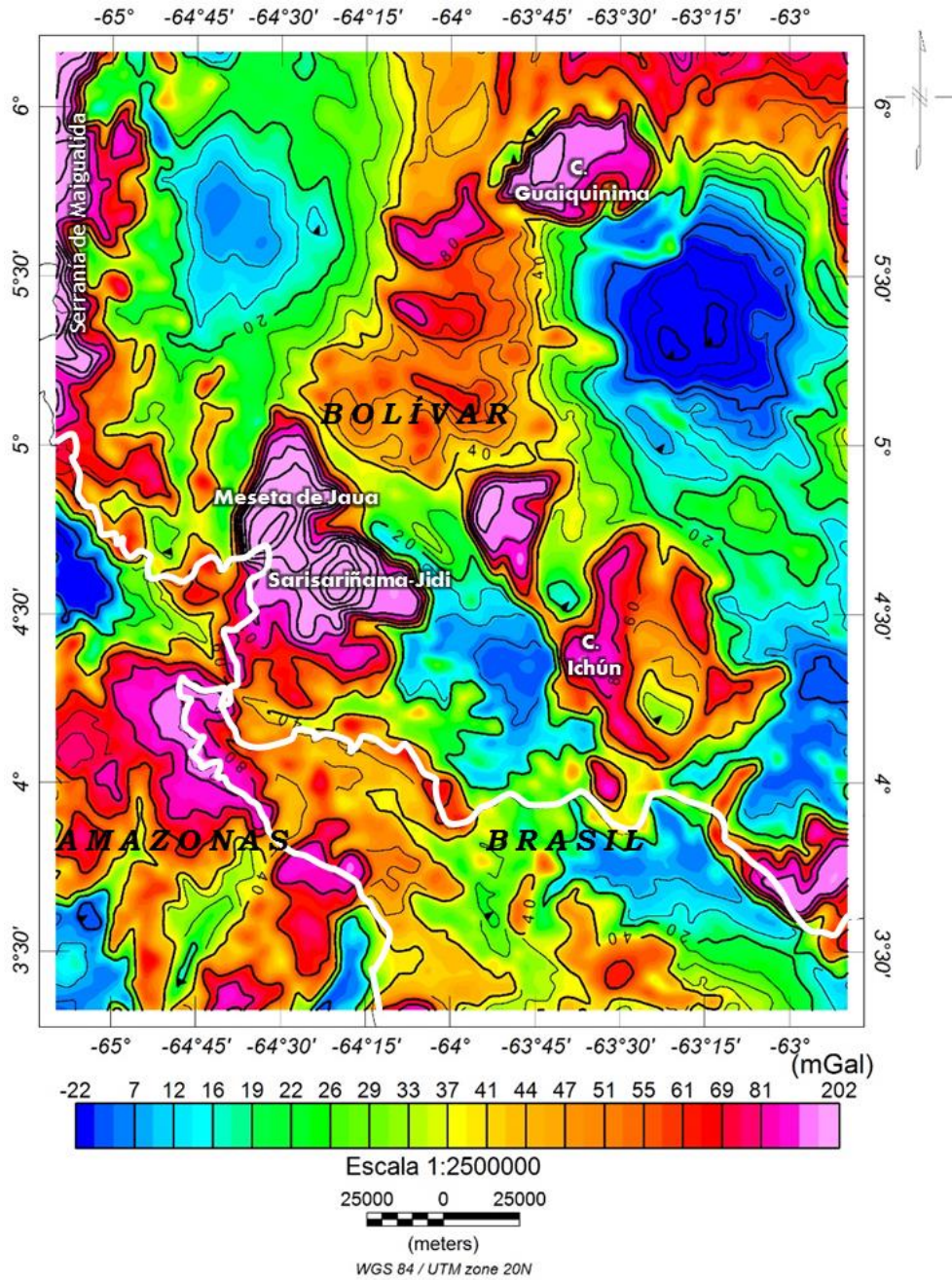


Figura 5.12 Mapa de anomalía de aire libre con la base de datos de GGMIus. Contornos cada 20 mGal.

5.4. ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

5.4.1. Análisis de los mapas de anomalía de Bouguer total

El análisis de la anomalía de Bouguer, para esta región cratónica, estuvo basado en los mapas que se muestran en las Figura 5.13, Figura 5.14 y Figura 5.15, las

que a su vez corresponden a las diferentes bases de datos utilizadas, provenientes de: la ABAE, la UCSD y del modelo GGMplus, respectivamente. La última base de datos mencionada es tomada como la base modelo para todo el estudio, debido a que al comparar las respuestas gravimétricas de las demás bases de datos con la del modelo GGMplus, se concluye que ésta es la más precisa y ajustada a la geología de la zona de estudio.

En dichos mapas de Bouguer, se pueden observar las diferentes contribuciones de densidades y profundidades de los cuerpos causantes de las anomalías del área, por lo tanto se interpreta que el comportamiento predominante en los tres mapas, está constituido por una estructura alargada de máximos gravimétricos en el área nor-central (la forma y orientación varía para cada mapa de AB, asociándose al muestreo de los datos de la zona, y a las incongruencias que presentan los datos de ABAE producto del modelo de elevación empleado, ETOPO2), la cual abarca a los cuatro altos topográficos de la zona, correspondientes a la Serranía de Maigualida, al Cerro Guaiquinima, al Cerro Ichún y al Jaua Sarisariñama, y que a su vez desciende con una orientación de las isolíneas NE-SO, y un fuerte gradiente hacia al noreste y suroeste, hasta significativos mínimos gravimétricos ovoides y alargados, correspondientes a la respuesta que se observa al este de Guaiquinima y al mínimo gravimétrico del estado Amazonas (esquina inferior izquierda de la ventana).

5.4.1.1. Zona norte, nor-central de la región estudiada

La respuesta anómala del área norte de la región en estudio, se caracteriza por presentar una tendencia N10°E de valores altos a intermedios con un mínimo de aproximadamente -55 mGal, en la parte nororiental, y una curvatura al norte de la región del Cerro Guaiquinima, que conlleva a que las isolíneas tomen una orientación E-O. El intervalo de anomalías de Bouguer del norte va desde -60 a 20 mGal.

Al norte de la Meseta del Jaua Sarisariñama-Jidi y del Cerro Ichún, el rumbo preferencial es aproximadamente N-S, con tres conspicuas respuestas

gravimétricas: una ubicada al este de la serranía de Maigualida (en el meridiano -64°45'O), otra que se extiende desde la posición geográfica de Cerro Guaiquinima, en su extremo norte, hasta la Meseta de Jaua, en el extremo sur, y una última respuesta circular de baja gravedad al este de la anterior anomalía descrita.

La anomalía intermedia del este de la Serranía de Maigualida mostrada en el mapa de la Figura 5.15, presenta valores que van de intermedios (de -20 mGal) a bajos relativos (-28 mGal) hacia el centro de la forma elíptica que ésta dibuja, donde su eje mayor posee una dirección N-S con una longitud de onda de más o menos 87,5 km, mientras que su eje menor alcanza apenas 35,5 km.

Con un gradiente N-S de 0,8 mGal/km, la anomalía del meridiano -64°45'O asciende hacia el máximo absoluto de la zona de estudio, el cual posee valores en el rango de los -10 mGal hasta los 20 mGal en el meridiano -64°. Dicha estructura presenta una orientación alargada de N10-15°E con una extensión superficial de 158 km a lo largo de su eje principal y una longitud de onda de 57,5 km en su eje menor.

Hacia la zona este del máximo absoluto, se observa nuevamente un descenso de la anomalía gravimétrica con un alto gradiente (de 1,3 mGal/km) que sigue la misma orientación de la anterior estructura, y que llega hasta los -55 mGal (entre las coordenadas -63°15' y 5°30') y que a su vez posee una forma circular, con una longitud de 69,6 km por 55 km de ancho.

Es poca la información geológica que se posee de la zona suroeste del estado Bolívar, que entre otros factores es debido al difícil acceso a la región. Sin embargo, apoyados en el mapa geológico de la Figura 2.13, en estudios petrológicos de Takeda *et al.* (1988) y comunicación personal (Grande, 2015), se asocia este comportamiento de mínimos y máximos de la zona norte, en primer lugar al contraste de densidad entre las rocas Proterozoicas de la zona, que pasan de rocas máficas, riolíticas a riolíticas de alta densidad, emplazadas en lo que

probablemente podría ser la continuación baja del “horst central” o también podría ser un mínimo producto a una depresión geológica, hacia rocas graníticas de mediana densidad, de este a oeste, respectivamente. Adicionalmente, el alto gravimétrico podría estar asociado a una posible elevación estructural hacia la zona central de este estudio, donde su base está definida por un cuerpo gabroide de altas propiedades gravimétricas y magnéticas del cual probablemente se desprenden cuerpos intrusivos, tipo diques de diabasa de poco espesor (entre 20 y 50 m según Silva, 1998) que llegaron a la superficie (y son identificados en los distintos mapas geológicos), y debido a movimientos tectónicos erosivos se han vistos reducidos, de tal forma que no se ven expresados en las respuestas gravimétricas y magnéticas de la zona, por tratarse de un estudio regional.

5.4.1.2. Zona sur, suroeste de la región en estudio

Por el contrario, la zona sur de este estudio, en los límites fronterizos con el estado Amazonas y el territorio brasilero, se observa una tendencia marcada de valores intermedios a bajos con orientaciones que van desde N45°O hasta E-O, y un intervalo anómalo de -78 a -25 mGal.

La anomalía más significativa de la zona meridional es el mínimo absoluto en el extremo suroeste del mapa, con un rumbo marcado de N45°O, ubicado justo donde se localizan las rocas graníticas y metamórficas de San Carlos con densidades intermedias de $2,71 \text{ g/cm}^3$. Dicho mínimo presenta una forma alargada con la misma dirección preferencial NO, la cual se extiende a lo largo de 180 km con una longitud de onda transversal a su eje mayor, de 62,5 km. Su extremo noreste, aumenta con un gradiente de 1 mGal/km y con la misma orientación de la mencionada estructura, hacia la zona de valores intermedios a altos, donde el límite entre ambos estados está marcado por valores de -36 mGal, mientras que hacia la zona intermedia del mismo mínimo absoluto el gradiente aumenta suavemente (0,4 mGal/km) y las curvas isoanómalas toman una orientación E-O, manteniéndose en un rango de bajas a altas anomalías de -36 a 50 mGal.

En el extremo sureste del mínimo del estado Amazonas, los valores de anomalía cambian hacia valores intermedios a altos con un gradiente de 0,6 mGal/km y asimismo permuta de territorio, del venezolano al brasilero con anomalías que van desde -25 a -10 mGal, orientadas E-O.

Este mínimo absoluto de la región suroeste, se correlaciona con la existencia de un posible *rift*, que Martin (1972, mencionado por Soares, 1985) denominó como *rift* Ventuari-Labarejuri (Figura 5.38a). Conversaciones con Grande (2015) han permitido inferir que este *rift* forma parte de un conjunto de tres *rift* intracontinentales; se asume que es probable que este intento de *rifting* se iniciara en el oeste del Cratón amazónico, con el más antiguo de los *rift* denominado Casiquiare, debido a que presenta una mayor erosión respecto al siguiente *rift* Suapure-Mavaca y termina con Ventuari-Labarejuri sin poder llegar a separar la corteza continental, pero que si quizás pudieron haber dejado una corteza adelgazada. Lo anteriormente dicho, se interpreta como la ocurrencia de un emplazamiento sustancial de rocas graníticas calco-alcálicas (de baja densidad), que posiblemente en un período posterior del Proterozoico sufrieron metamorfismo, dando origen al terreno metamórfico de San Carlos que se observa en el mapa geológico de afloramientos de la Figura 2.13.

El alto gradiente del extremo NE del ya mencionado mínimo, entonces se asocia, a un alto estructural de rocas silíceas intrusivas (sin diferenciar) de la Asociación Cuchivero de mediana densidad, y que a su vez corresponde con el alto topográfico observado en la Figura 5.9.

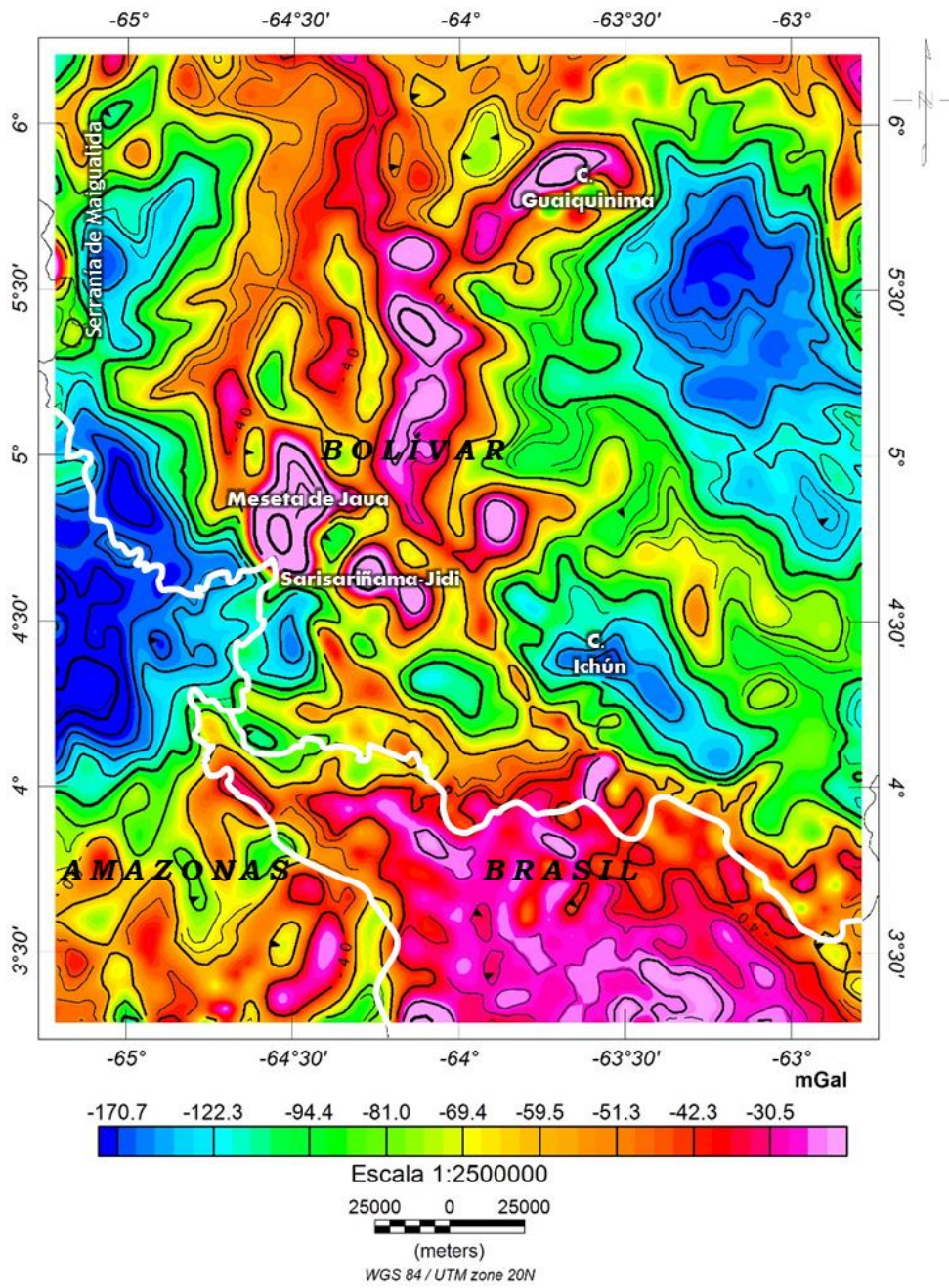


Figura 5.13 Mapa de anomalía de Bouguer con la base de datos de la Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales (ABAE). Contornos cada 20 mGal.

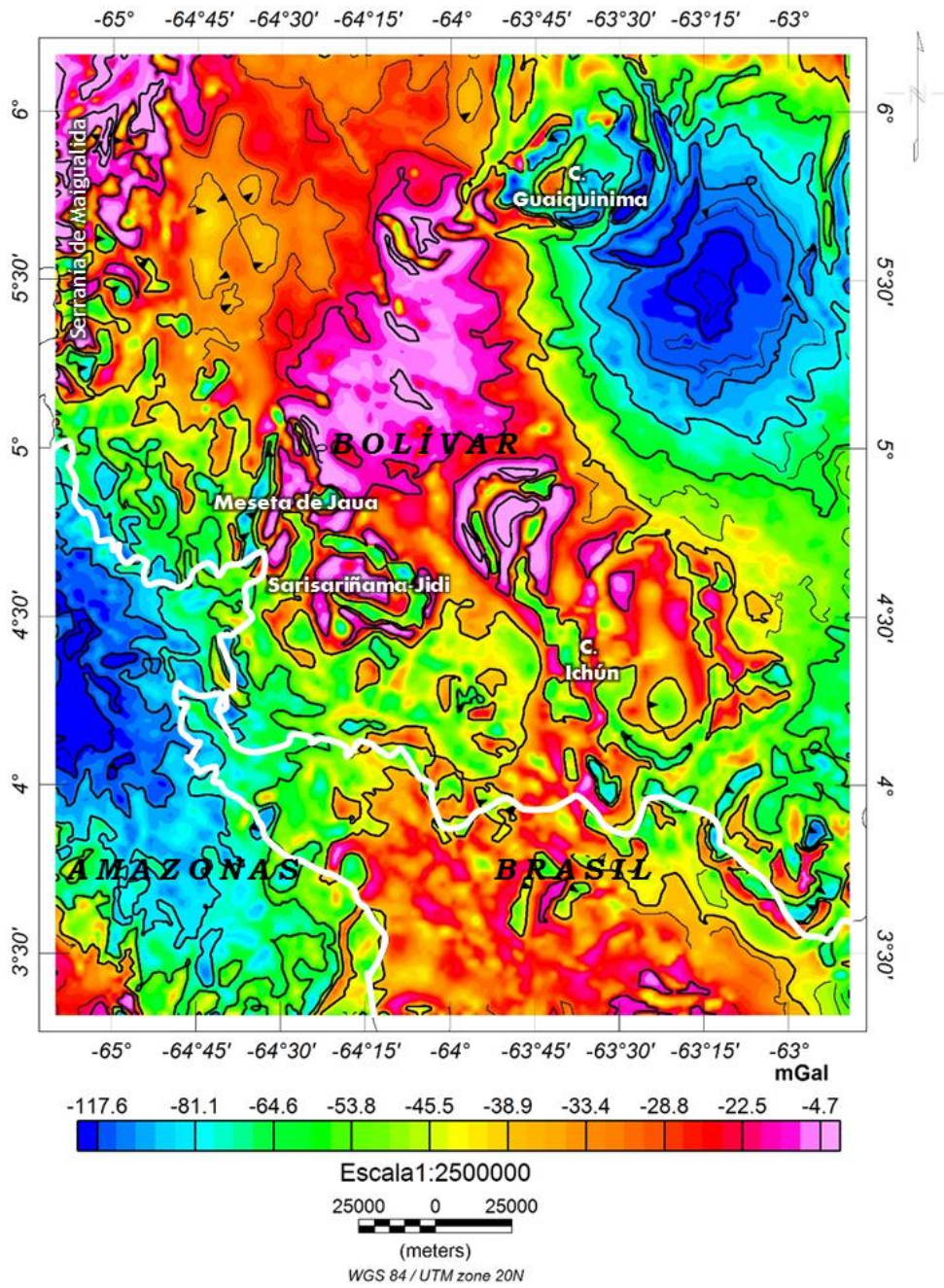


Figura 5.14 Mapa de anomalía de Bouguer, de la base de datos de la UCSD (TOPEX). Contornos cada 20 mGal.

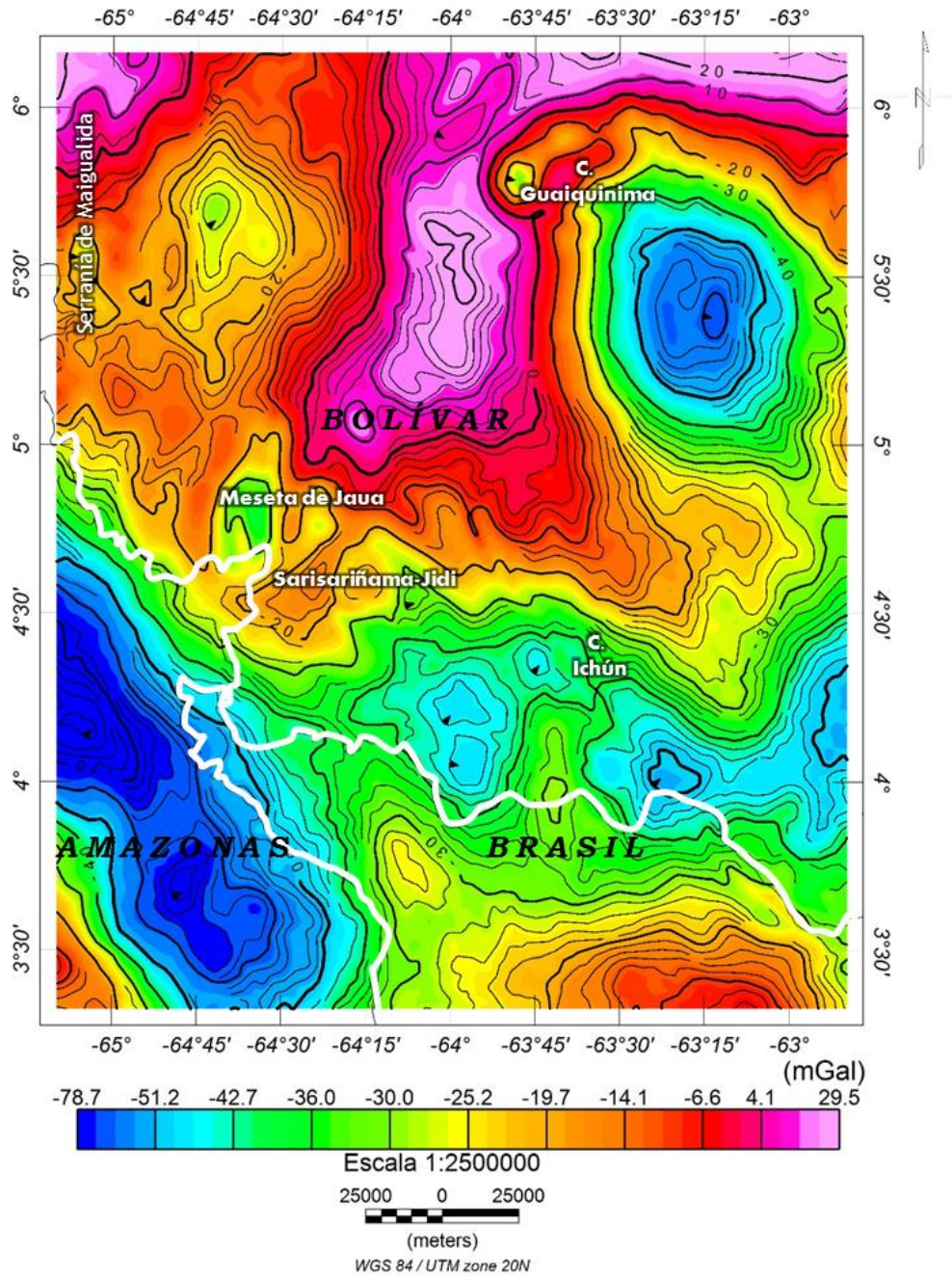


Figura 5.15 Mapa de anomalía de Bouguer generado con la base de datos de UC, filtrado con un Gaussiano a 0,1 rad/km. Contornos cada 2 mGal.

5.4.2. Mapas gravimétricos de anomalías regionales y residuales

En la Figura 5.16 se observa una tendencia en la que las curvas isoanómalas están orientadas principalmente E-O, y que a su vez decrecen en anomalía en sentido N-S, representando de esta manera a una superficie inclinada de 0 mGal al norte hasta -44 mGal al S-SO. Esta superficie está limitada por un mínimo gravimétrico

que se extiende sobre toda la zona sur del mapa, con valores de aproximadamente -45 mGal (al suroeste) a -20 mGal (al sureste), aumentando gradualmente hacia un máximo gravimétrico, de 0 mGal en el área norte, el cual abarca a las localidades de la Serranía de Maigualida y el Cerro Guaiquinima.

Este efecto, de superficie inclinada NE-SO, podría estar asociado al comportamiento que presenta la discontinuidad de Moho en la zona de estudio. Con esto se expresa un Moho que profundiza hacia la zona sur y se hace más somero hacia la región norte. Lo antes descrito coincide con algunos de los estudios previos realizados, cerca de la zona de estudio, como los estudios sísmicos realizados por Schmitz *et al.* (2001), y las investigaciones gravimétricas/magnéticas de Lozano (2004) y Kusnir (2015) en el que mencionan una profundización de Moho en dirección NE-SO.

Mientras tanto en el mapa residual, que es producto del proceso de filtrado de las anomalías regionales a los mapas de anomalía de Bouguer total (Figura 5.17), se observa un comportamiento anómalo muy similar al identificado en el mapa de anomalía de Bouguer de la Figura 5.15. Esto permite inferir que las anomalías gravimétricas más significativas de la zona en estudio son de longitudes de ondas relativamente cortas, es por esto que no se ven expresadas en el mapa gravimétrico regional. Por ende, del mapa gravimétrico residual se interpreta una estructura, representada por el máximo absoluto de 30 mGal, rodeada por zonas de mínimos relativos y absolutos que se encuentran en el orden de los -10 a -30 mGal. La tendencia de mayor anomalía, de la cual se hizo mención, se localiza en el meridiano 64°O y entre los paralelos 4°30' y 6°N con el mismo rumbo que se describió en el mapa de anomalía de Bouguer, y que desciende con un gradiente suave hacia la Serranía de Maigualida, en el que a diferencia del mapa de Bouguer total se resalta la expresión marcada de un mínimo gravimétrico de -16 mGal, asimismo se encuentra disminuyendo rápidamente hacia el este del Cerro Guaiquinima hasta llegar a un mínimo relativo de -45 mGal.

También se identificaron otros mínimos circulares, en el Cerro Guaiquinima y cercano a la Meseta del Jaua-Sarisariñama y el Cerro Ichún, los cuales son de

magnitudes inferiores del orden de -20 mGal, respecto a los bajos gravimétricos descritos anteriormente. Estos podrían estar asociados al efecto local que pueden estar ocasionando las estructuras sedimentarias más antiguas de la zona, a profundidades muy superficiales, ubicadas en las grandes mesetas del Escudo Guayanés, ya que Lozano (2004) señala un espesor máximo, de las rocas sedimentarias de Roraima, de aproximadamente 3 km.

Otra anomalía gravimétrica que se resalta con el mapa de corta longitud de onda, es la que se ubica en la región brasilera, al sur, ya que esta pasa de apenas mostrar su expresión en el mapa de anomalía de Bouguer total a cubrir todo el terreno brasilero que se abarca con la ventana de este estudio. Además se observa que no se ve expresado en el mapa regional, por lo que se interpreta como un cuerpo de mediana densidad, poco profundo y que coincide con las rocas volcánicas de Surucucú localizadas en dicha región.

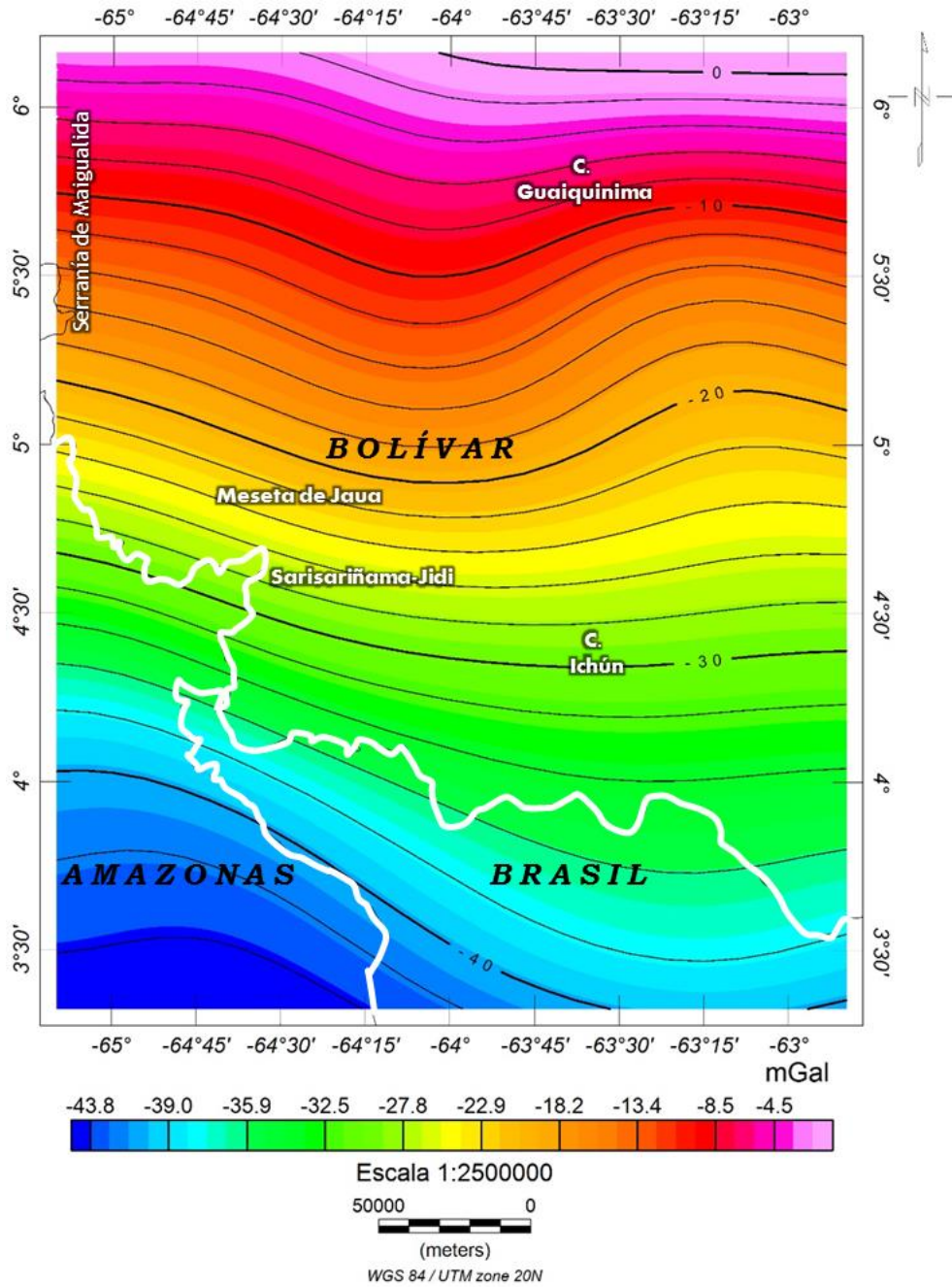


Figura 5.16 Mapa de anomalía de Bouguer regional con el método de continuación analítica hacia arriba a 70 km de altura. Con contornos cada 2 mGal. La base de datos empleada fue la del modelo gravimétrico GGMplus.

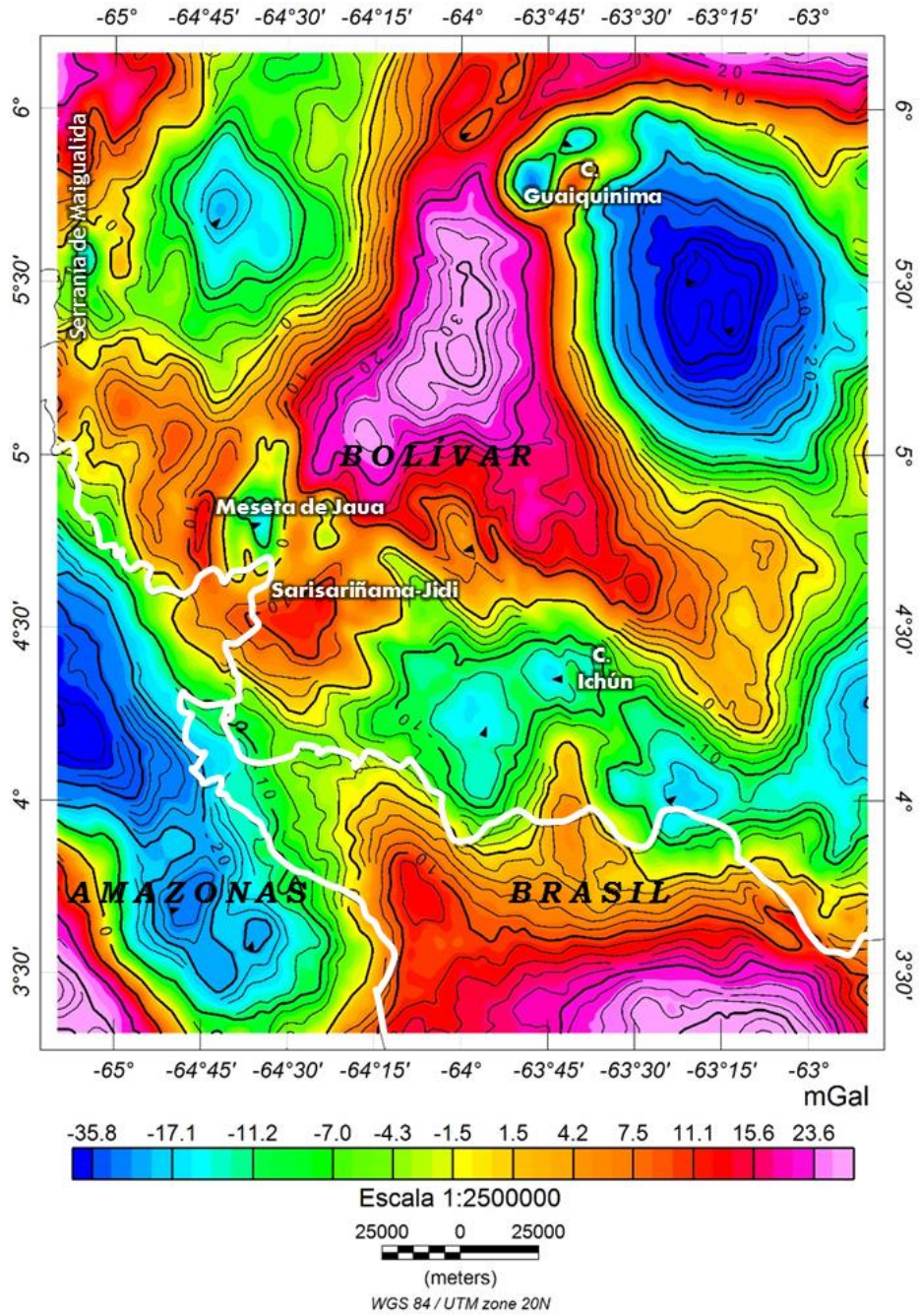


Figura 5.17 Mapa de anomalía de Bouguer residual con el método de continuación analítica hacia arriba a 70 km de altura. Con contornos cada 2 mGal. La base de datos empleada fue la del modelo gravimétrico GGMplus

5.4.3. Análisis gravimétrico direccional

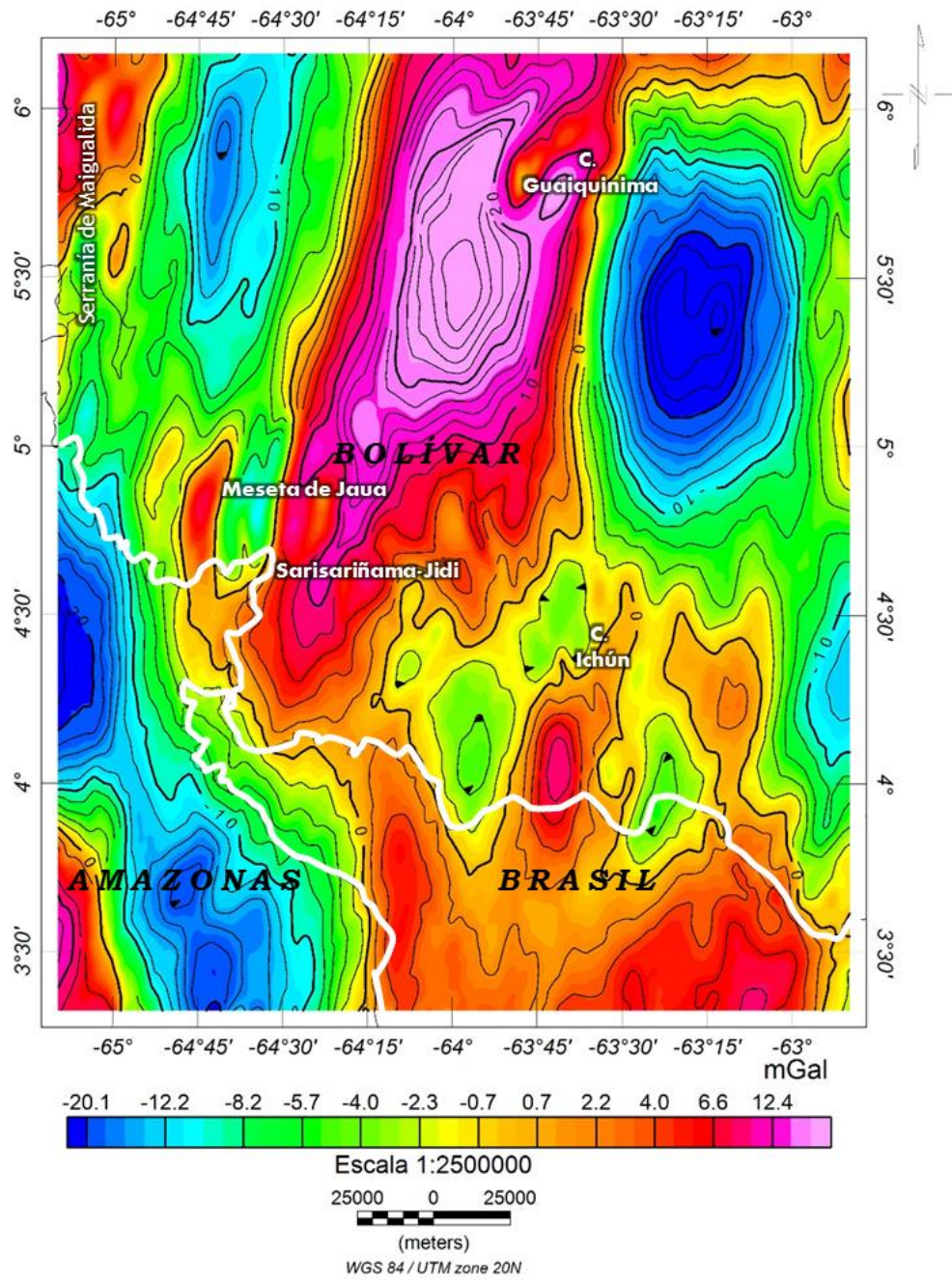


Figura 5.18 Mapa de coseno direccional de AB en dirección N10°E (azimut 280°). La base de datos empleada fue la del modelo gravimétrico GGMplus

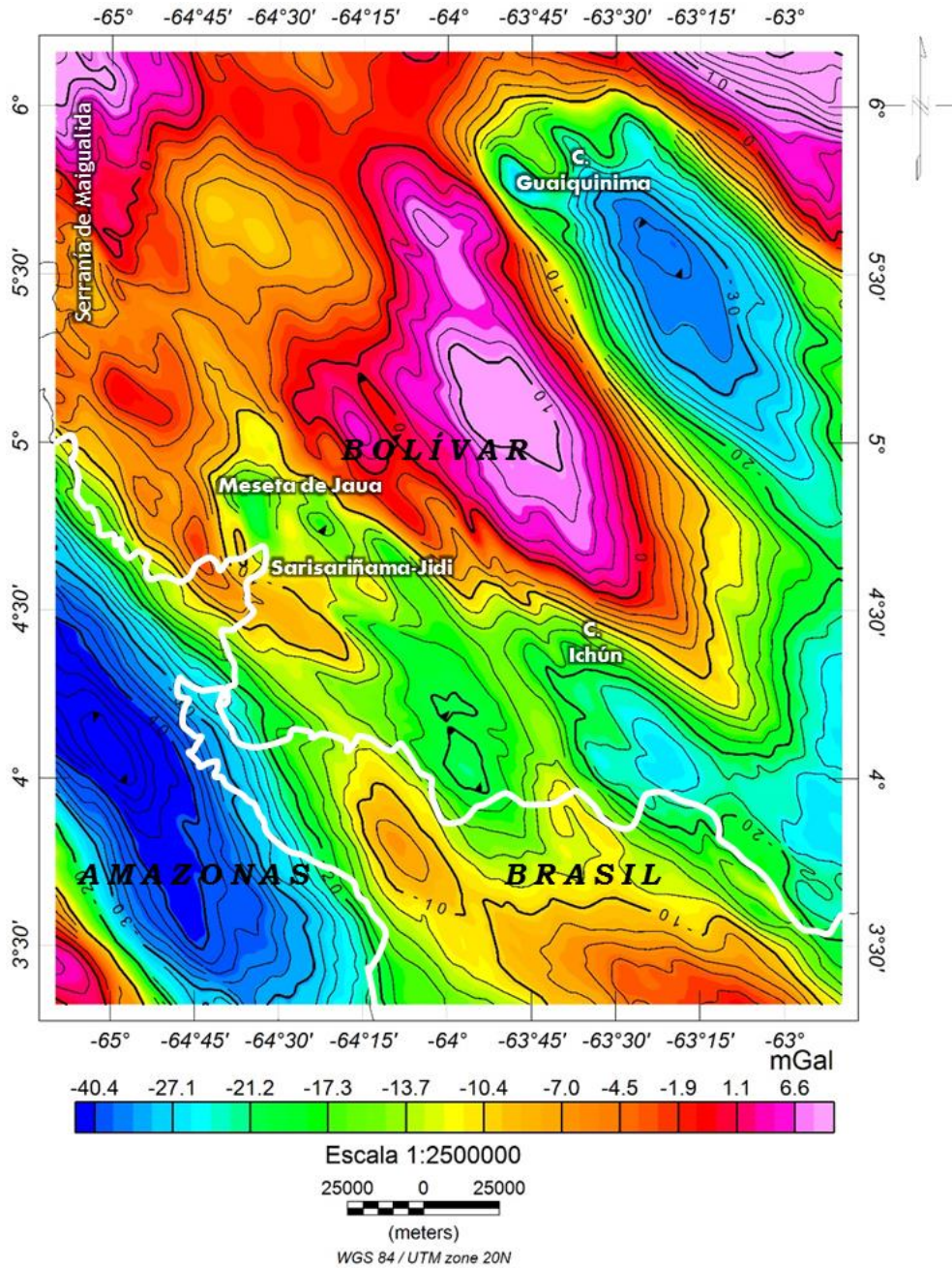


Figura 5.19 Mapa de coseno direccional de AB con orientación N45° (azimut 45°). La base de datos empleada fue la del modelo gravimétrico GGMplus.

Al filtrar el mapa de anomalía de Bouguer, con el fin de resaltar la dirección N10°E (Figura 5.18), se identificó la alineación en la dirección del máximo gravimétrico principal, de 30 mGal, ubicado en la longitud -64°O y entre las latitudes 5°N a 6°N. Éste a su vez se conecta con valores positivos que se encuentran al sur de la región, dentro del territorio Brasileiro. Mientras que el

mínimo gravimétrico del estado Amazonas no se alinea a esta tendencia, que es casi transversal a la orientación de su eje principal.

En otro sentido, se aplicó una dirección diferente a la mencionada anteriormente, con el objetivo de resaltar el comportamiento N45°O que se observa en la zona sur, asociado al *rift* Ventuari-Labarejuri. En la Figura 5.19, se puede observar como el mínimo alargado de aproximadamente -70 mGal se alinea perfectamente con esta dirección, y de forma similar se ajusta a las respuestas gravimétricas intermedias del área brasilera, perdiendo la conexión con el máximo gravimétrico central. No obstante, el alto gravimétrico del meridiano 64° cambia su orientación preferencial de forma tal que se logra conectar con la región NO de valores máximos relativos, en la que se encuentra la Serranía de Maigualida.

5.4.4. Deconvolución de Euler

Tomando en consideración los distintos índices estructurales que se utilizan para identificar los diversos rasgos geológicos de un área, y considerando que la profundidad del cuerpo con mayor longitud de onda de este estudio es superior a los 30 km, se tomó un índice estructural de 0,5 con el fin de resaltar los contactos geológicos del área, con soluciones que presentaran una incertidumbre en profundidad menor al 5%.

Observando el mapa de deconvolución de Euler gravimétrico de la Figura 5.20 se obtiene que la profundidad predominante de toda la región es aproximadamente menor a los 10 km, por lo que refleja las profundidades de los distintos contactos de la provincia Proterozoica de Cuchivero. Asimismo, se identificó una profundización hacia la zona NE de este estudio, con valores que van desde 10 a 30 km de profundidad, aseverando con esto el mínimo relativo que se determinó en la misma zona, en los distintos mapas de anomalías gravimétricas, ya analizados.

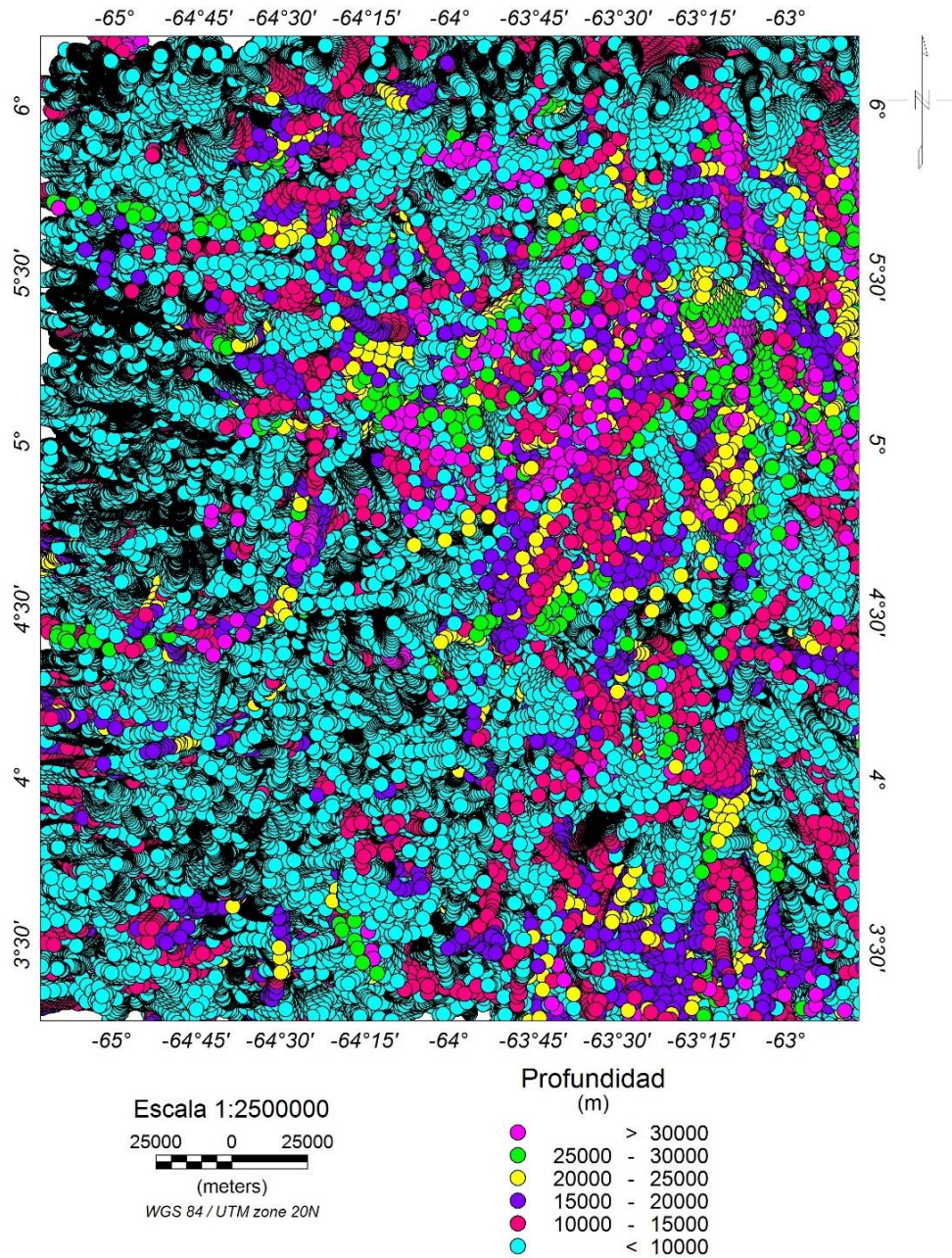


Figura 5.20 Deconvolución de Euler con un índice estructural de 0,5, una tolerancia del 5% y una ventana de 10 puntos. La base de datos empleada fue la del modelo gravimétrico GGMplus.

5.5. ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE ANOMALÍAS GEOMAGNÉTICAS

5.5.1. Análisis de los mapas de anomalías magnéticas

El mapa de anomalía magnética que se muestra en la Figura 5.21, está basado en el modelo EMAG2, suministrado por la Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales (ABAE), el cual posee un rango de anomalía magnética que va desde -

350 a 160 nT, sin valores disponible entre los paralelos 4° y 6° N y los meridianos -62°30'O y -64°O. El mapa magnético que se muestra a continuación posee respuestas que coinciden con el trabajo expuesto por García (2009), el cual cubre todo el territorio venezolano. Por otro lado, también se tiene una zona de solape, entre los grados -65 y -64 de longitud oeste y 3,5 a 4 de latitud norte, con el trabajo realizado por Kusnir (2015).

El mapa de la Figura 5.21 posee dos parejas magnéticas relevantes, una en toda la extensión de la zona central y otra en la zona suroeste del área en estudio. La primera de estas áreas se extiende desde el paralelo 6°N hasta 4°30'N, pasando justo en el curso del río Erebató, y posee dos máximos, uno de 100 nT al norte y otro de 50 nT al sur, este último máximo se localiza en la posición geográfica del Jaua-Sarisariñama (con una longitud de onda de aprox. de 150 km). Adicionalmente, esta anomalía máxima representa el polo positivo de una cupla que ubica su mínimo al SE del Cerro Ichún y por encima de la frontera con Brasil, que presenta una forma alargada en sentido E-O en un rango de -84 y -217 nT.

Hacia el SO de la ventana de estudio, en el estado de Amazonas, se identificó la otra cupla magnética de la región, la cual presenta su polo positivo hacia el sur, mientras que las anomalías negativas de ésta se encuentran hacia el norte, siguiendo la misma orientación observada en el mapa de anomalía de Bouguer.

En líneas generales, con el mapa de anomalía magnética del modelo EMAG2, se pudo evidenciar tendencias similares a las observadas anteriormente en el mapa de anomalía de Bouguer, no obstante, se nota la posible existencia de un cuerpo altamente magnético que rige a la orientación de la anomalía principal. Asimismo, en el mapa de intensidad magnética (Figura 5.22) se observa que los valores aumentan, hacia el NE con una orientación de las curvas aproximadamente E-O, en un intervalo de 29.200 a 30.500 nT, y que corresponde al acercamiento de Moho o a una capa superior a dicho límite que se ubica hacia profundidades más someras. Adicionalmente, se observa en el mapa de IMT la predominancia de las fuentes magnéticas del área, ya que entre las coordenadas de longitud oeste -

64°30' y latitud norte 5°45' se identificó como el máximo de 50 nT se repite en el mapa de IMT con 30.600 nT, y de forma similar ocurre en las longitudes oeste - 63°45' y 4°30' de latitud norte con una intensidad magnética de 29.800 nT, por lo que se relaciona con la misma estructura de propiedad magnética resaltante, descrita en el análisis del mapa de anomalía magnética.

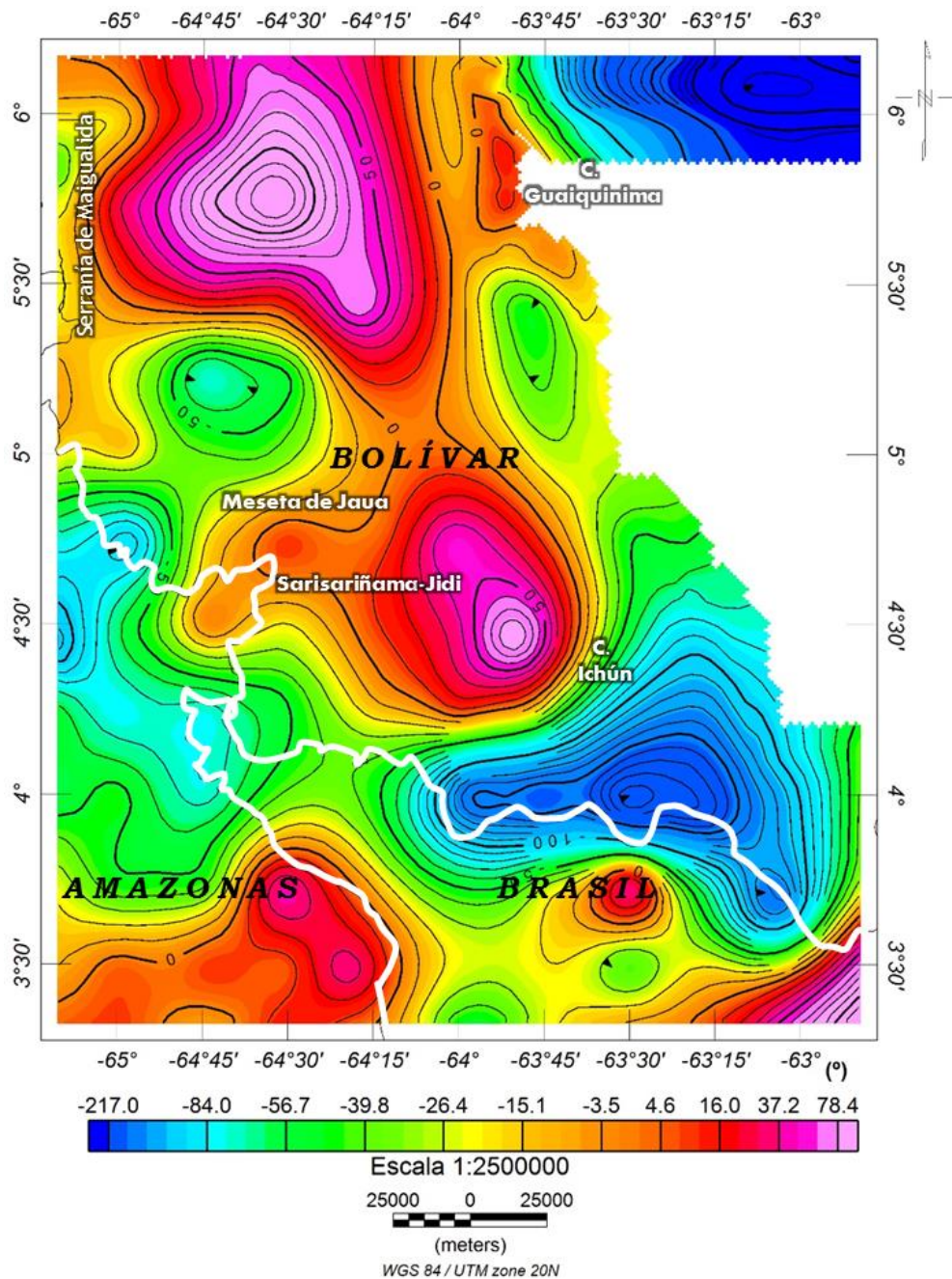


Figura 5.21 Mapa de anomalía magnética basada en el modelo EMAG2 que fue obtenido de la base de datos de ABAE, con contornos cada 100 nT.

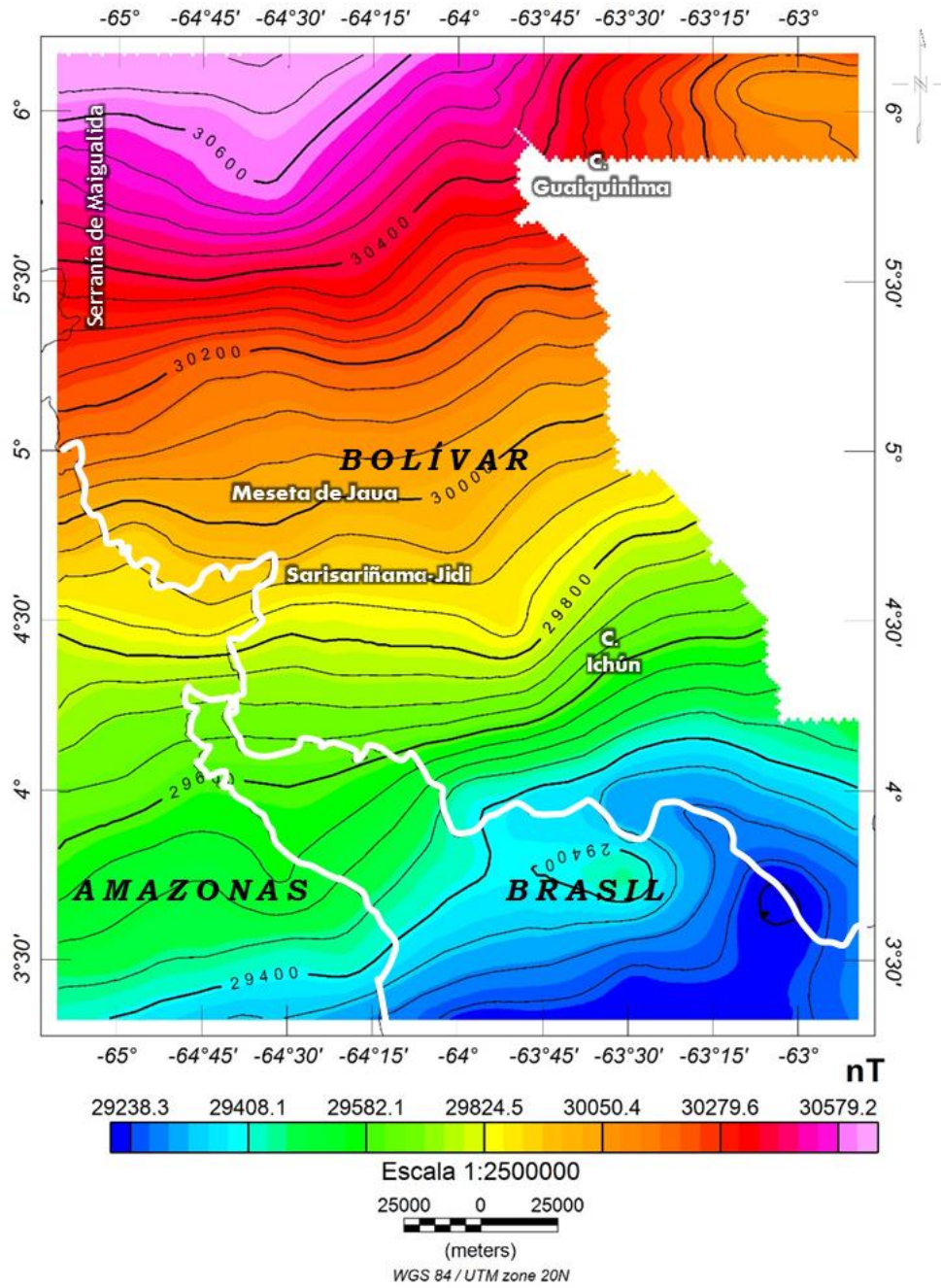


Figura 5.22 Mapa de intensidad magnética del año 2005.

Respecto a los mapas magnéticos que se muestran en las Figura 5.23, Figura 5.24 y Figura 5.25 se tiene que los resultados concuerdas con los comportamientos esperados para el IGRF, inclinación y declinación magnéticas de la zona en estudio, ya que la primera presenta un incremento en la magnitud del campo magnético en dirección sur a norte, desde los 29.200 hasta los 30.500 nT, la segunda muestra una inclinación que se hace cada vez mayor hacia el norte en un

intervalo de 22° al sur hasta 27° al norte, y por último se tiene que la declinación decrece de oeste a este, con las curvas alineadas en dirección NS, en un rango de -12,8° hacia el oeste y -14,2° hacia el este.

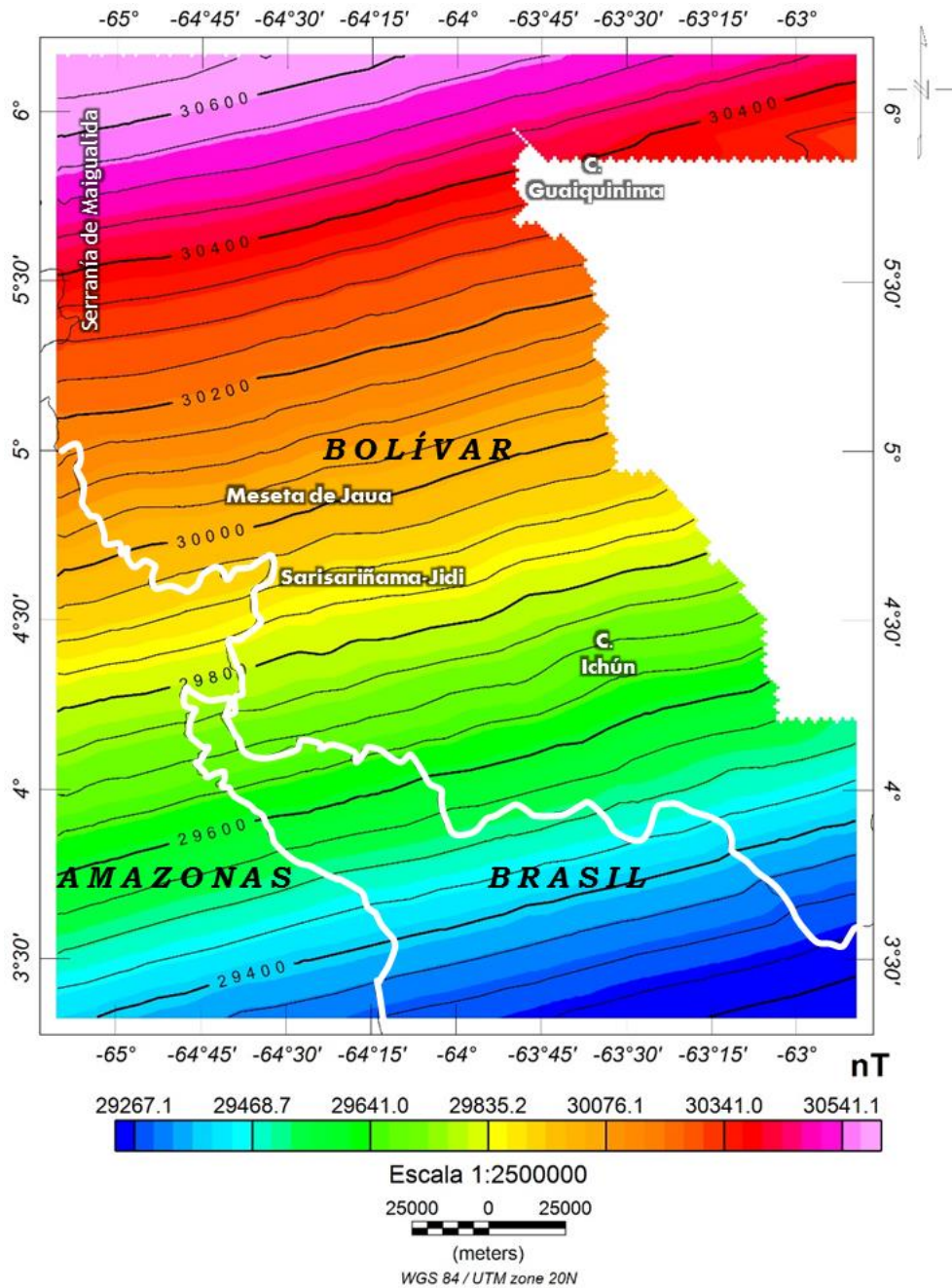


Figura 5.23 Mapa de IGRF de la zona para el año 2005, que proporciona el *Software Oasis Montaj* versión 6.4

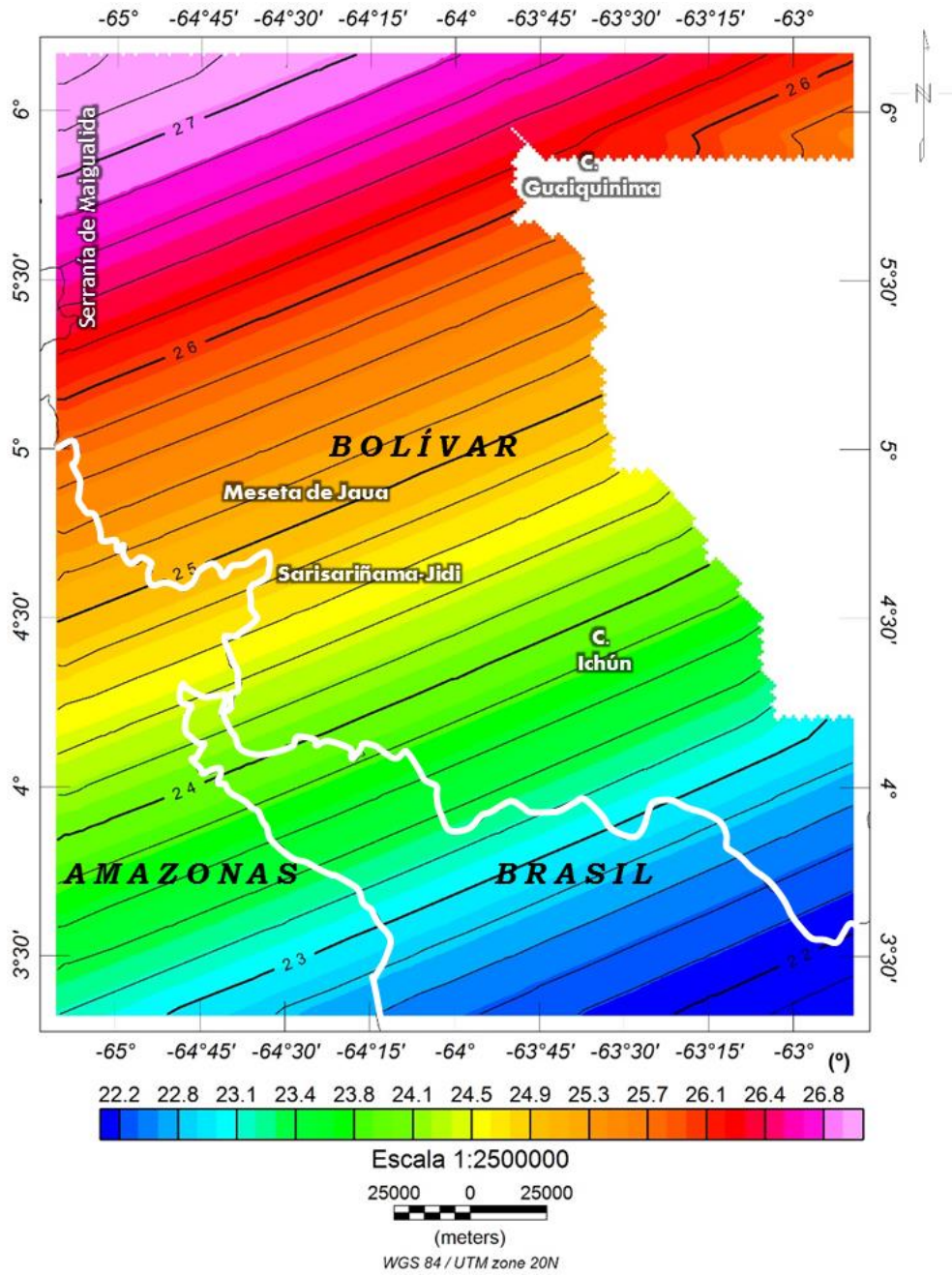


Figura 5.24 Mapa de inclinación magnética

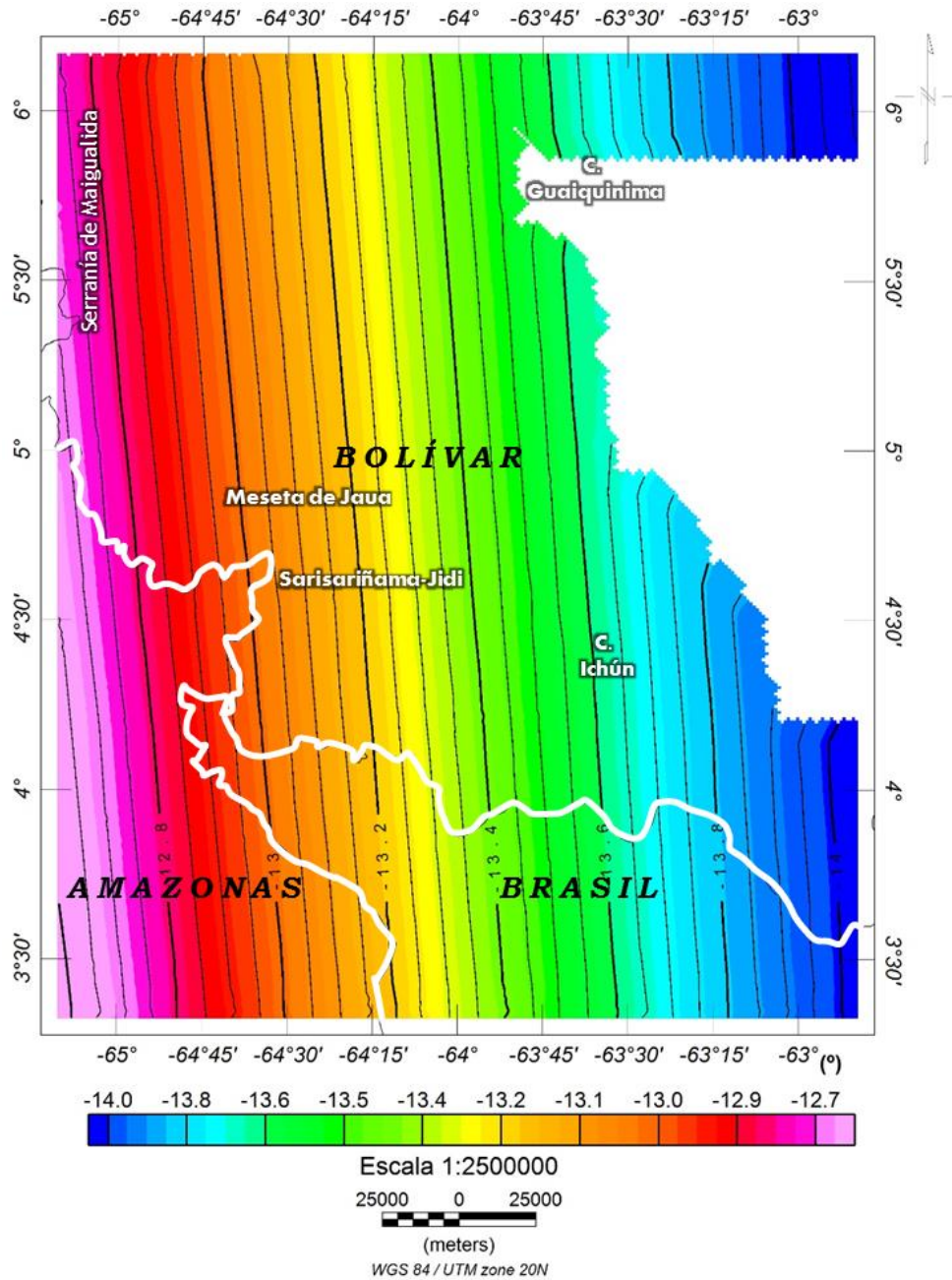


Figura 5.25 Mapa de declinación magnética de la zona de estudio

5.5.2. Mapas magnéticos de anomalías regionales y residuales

De la misma manera que se hizo para el estudio gravimétrico de las anomalías regionales/residuales, se realizó la discriminación de las anomalías magnéticas por la técnica de continuación analítica hacia arriba y tendencia polinómica. Se obtuvieron así los mapas de la Figura 5.26 y la Figura 5.27 (para observar el mapa

de tendencias polinómicas de la anomalía magnética, Figura 4.5). Las anomalías regionales muestran un intervalo de -40 y 10 nT, mientras que las residuales se encuentran en el rango de -100 a 50 nT.

El comportamiento observado en el mapa regional y residual por el método de continuación analítica, a una altura de 80 km, describe una estructura regional que disminuye en sentido oeste este, es decir, presenta efectos de una mayor magnetización hacia el occidente, mientras que las menores anomalías se ubican hacia el oriente de la región.

Por su parte, en las respuestas de cortas longitudes de onda magnética, que se muestran en la Figura 5.27, se observan máximos y mínimos cerrados de pocos kilómetros de extensión a lo largo de toda la región, lo cual permite visualizar la magnitud y agudeza magnética de las fuentes más someras. Tanto en el Cerro Guaiquinima, en el extremo NE, el Cerro Ichún y el Jaua-Sarisariñama en el límite con el estado Amazonas, se observa una disminución de las anomalías magnéticas en el orden de -5 a -20 nT, permitiendo así correlacionarlo con el conjunto de rocas ígneas poco susceptibles a magnetizarse, pertenecientes a la provincia volcánica y calco-alcalina de Cuchivero. Asimismo, se observa el mínimo magnético más alargado de toda la extensión del mapa, y que se ubica en el territorio Brasileño direccionado en sentido E-O de 278 km de longitud de onda. Este último mínimo se relaciona con la cuenca continental cubiertas con rocas de la Formación Serra Surucucú de intermedio a bajo contraste magnético.

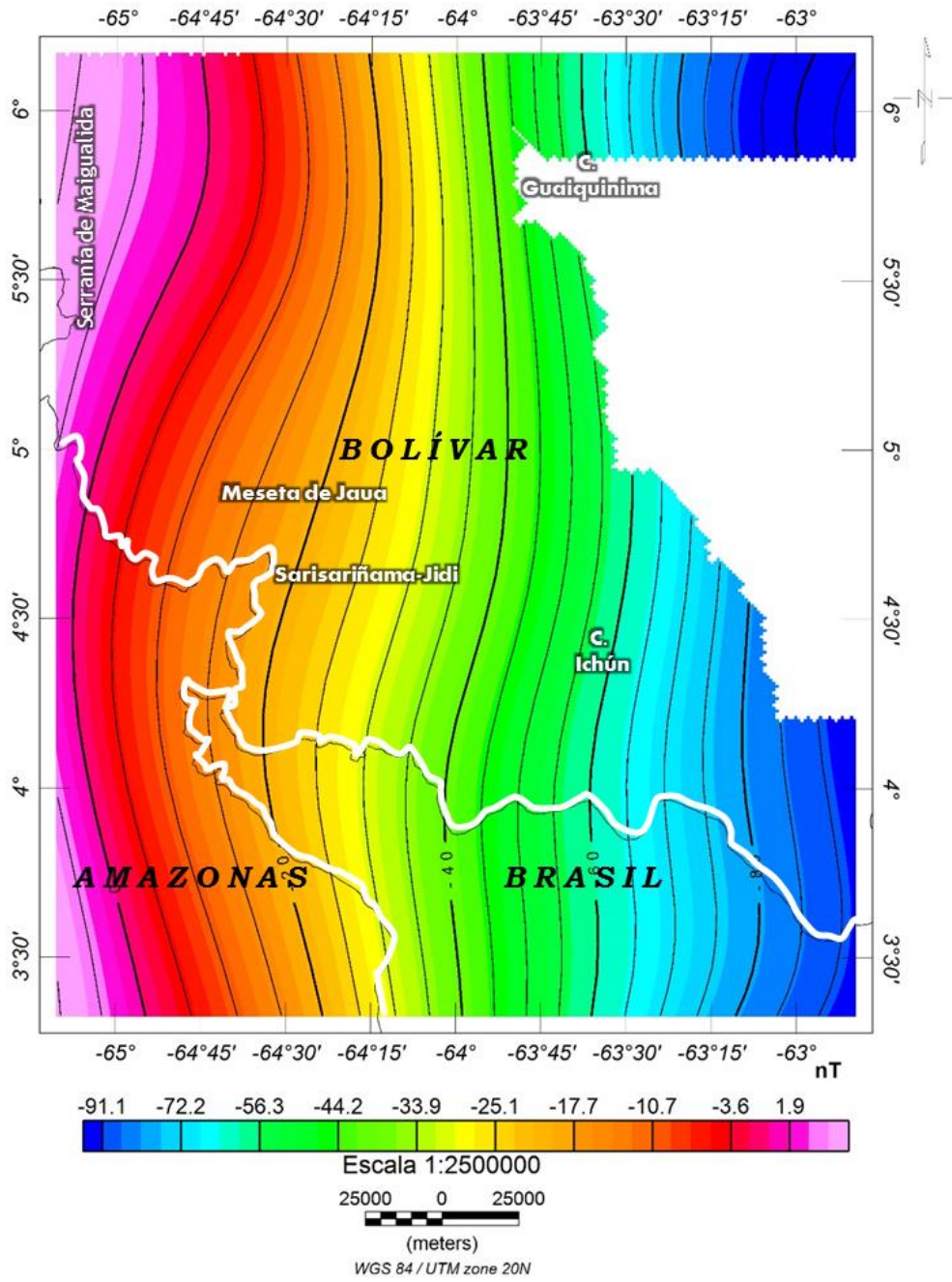


Figura 5.26 Mapa de anomalía magnética regional con el método de continuación analítica hacia arriba a 80 km, con contornos cada 2 nT. Base de datos ABAE

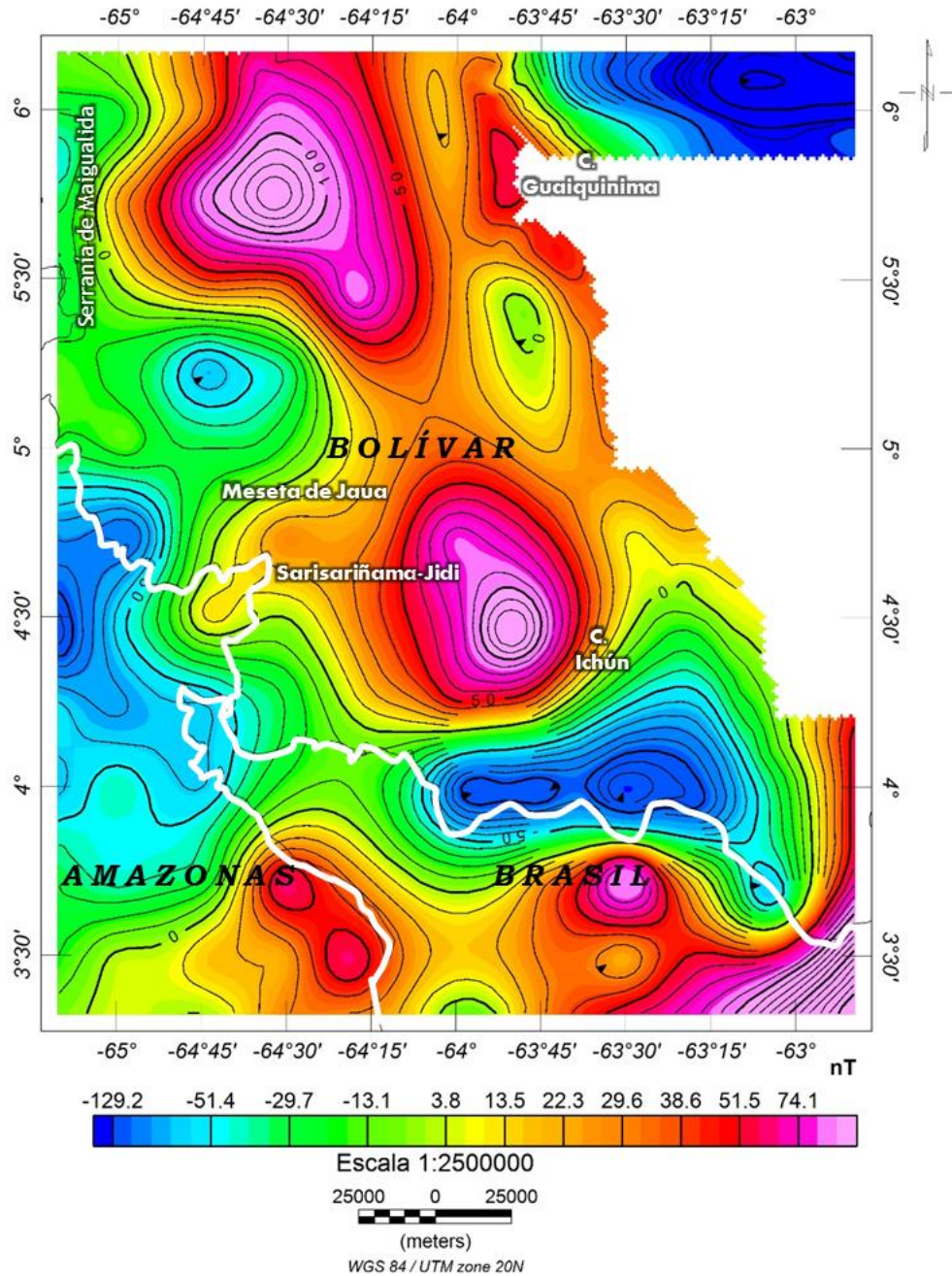


Figura 5.27 Mapa de anomalía magnética residual con el método de continuación analítica hacia arriba a 80 km, con contornos cada 10 nT. Base de datos ABAE.

5.5.3. Análisis magnético direccional, RTE y RTP

Después de haber determinado las tendencias principales de la región, por medio del estudio gravimétrico y magnético, se decidió aplicar los filtros direccionales y de RTP y RTE a los mapas de anomalía magnética, con el objeto de resaltar las orientaciones, máximos y mínimos de dichos cuerpos rocosos. La dirección de los

cosenos direccionales fue, N10°E para resaltar las anomalías del norte y N45°O para destacar a las anomalías de la zona sur, de igual forma se aplicaron las reducciones al ecuador magnético (RTE) y al polo magnético (RTP). De éste último filtro se obtuvo una respuesta similar al mapa de anomalía magnética de la zona.

Del mapa magnético, mostrado en la Figura 5.28, se observa la alineación de las principales estructuras identificadas en el estudio gravimétrico, que demuestran una orientación N10°E, desde el Jaua-Sarisariñama hasta las cercanías de la Serranía de Maigualida. No obstante, en la Figura 5.29, no se observa el predominio del rumbo de las estructuras reconocidas en el estudio gravimétrico, ya que en contraposición pareciera alinearse de mejor manera a las estructuras del norte de la región.

Una vez realizada la reducción al polo (Figura 5.30) se identificaron bandas de máximos y mínimos, con las isolíneas orientadas en dirección N-S, esto es producto a la posición perpendicular del campo respecto al Escudo de Guayanés, ya éste se encuentra más cercano al ecuador, y por ende se procedió a la aplicación de la reducción al ecuador que se muestra en la Figura 5.31.

A través de la reducción al ecuador magnético, se determinó un comportamiento similar a la anomalía magnética de la zona, en donde se tienen máximos magnéticos entre los meridianos 65°O y 64°O, cercanos a la Serranía de Maigualida (al norte de la región) y del Jaua-Sarisariñama (al sur), que probablemente corresponde al contraste magnético de las rocas de origen mantelar y las rocas plutónicas de la Provincia de Cuchivero. Los mínimos del mapa de RTE, se encuentran localizados en la frontera con Brasil y en el noroeste del mapa. Estos mínimos varían entre el rango de -200 nT y a su vez se asocian a la pérdida de magnetización de las rocas calco-alcalinas de Cuchivero que por poseer un alto contenido de sílice origina una disminución de las propiedades magnéticas de las mismas, esto tratándose del territorio venezolano, mientras que probablemente hacia el terreno brasilero el aumento del contraste magnético

puede ser producto de las formaciones ígneas de Brasil descritas en el mapa geológico de la zona.

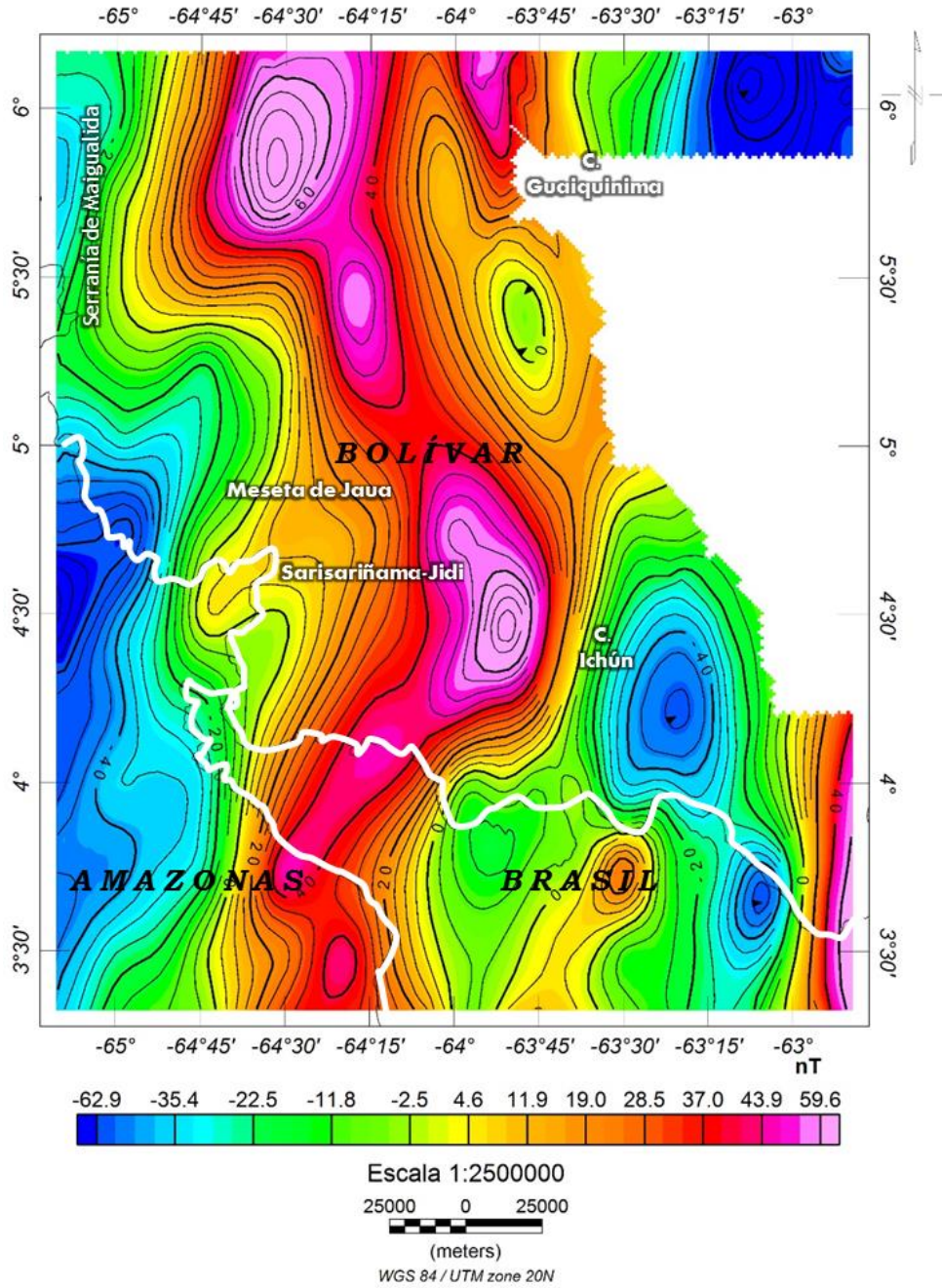


Figura 5.28 Mapa de anomalía magnética filtrado con un coseno direccional de N10°E (azimut 280°).

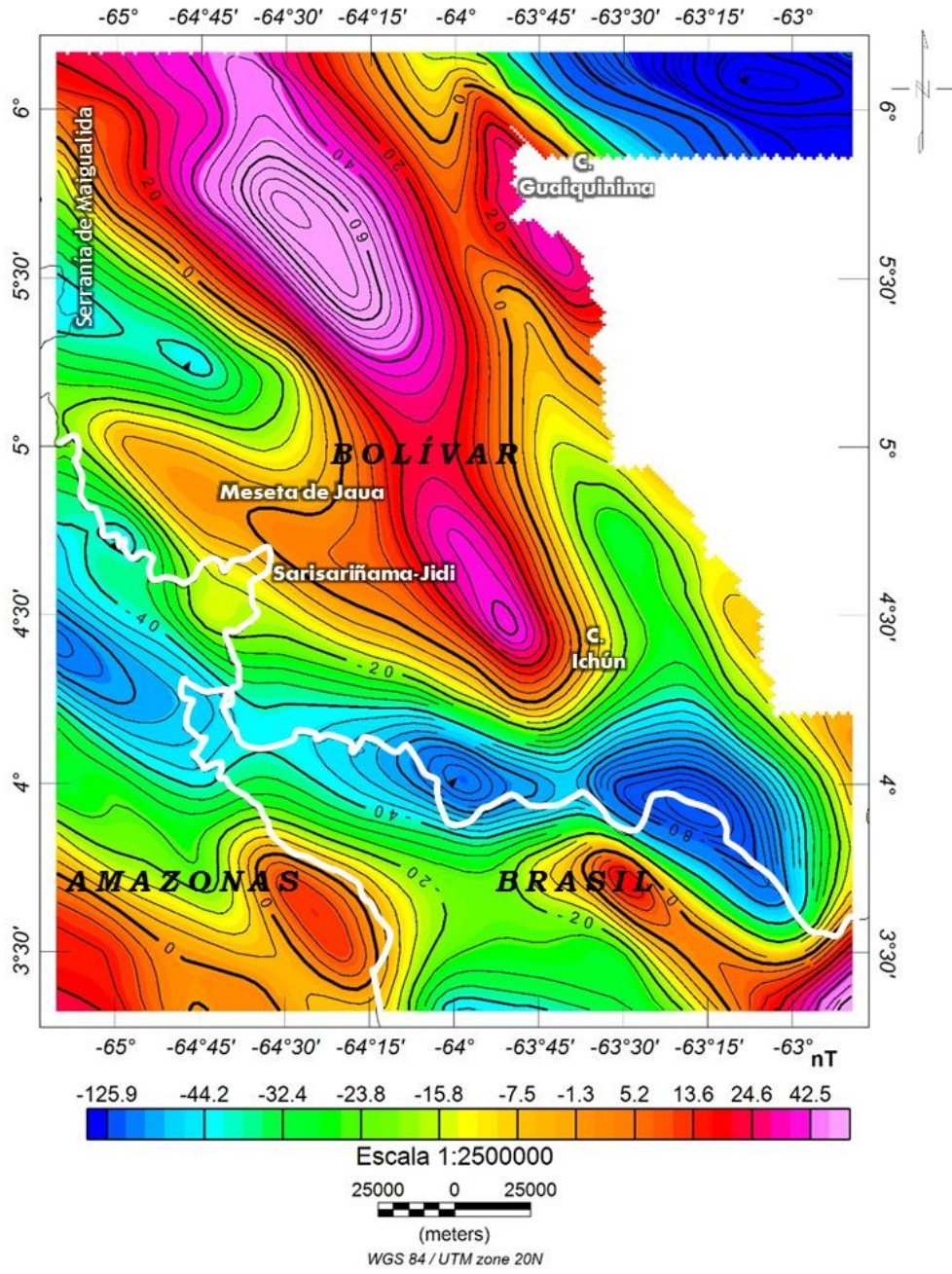


Figura 5.29 Mapa de anomalía magnética, filtrado con un coseno direccional de N45°O (azimut 45°).

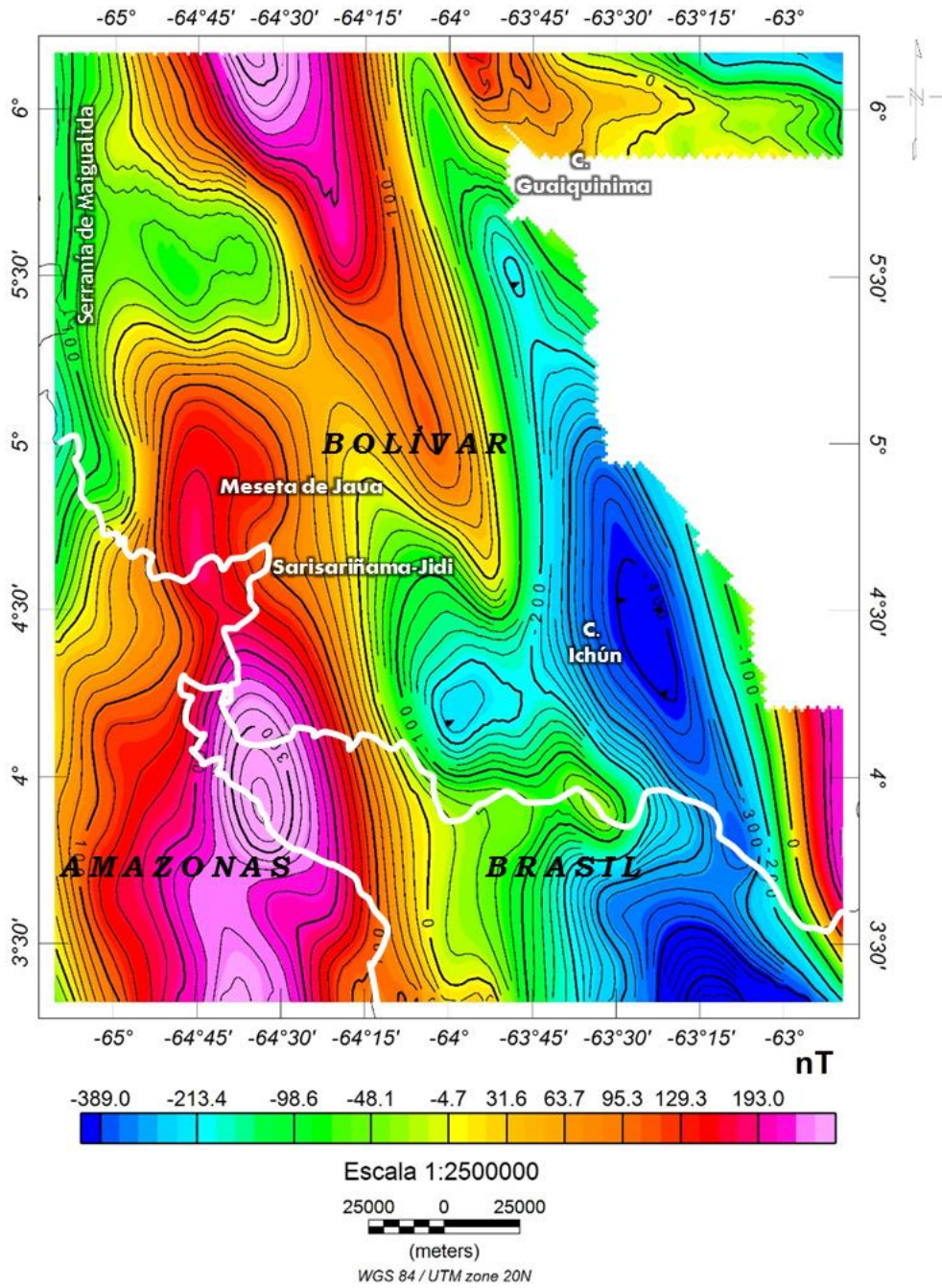


Figura 5.30 Mapa de anomalía magnética reducida al polo

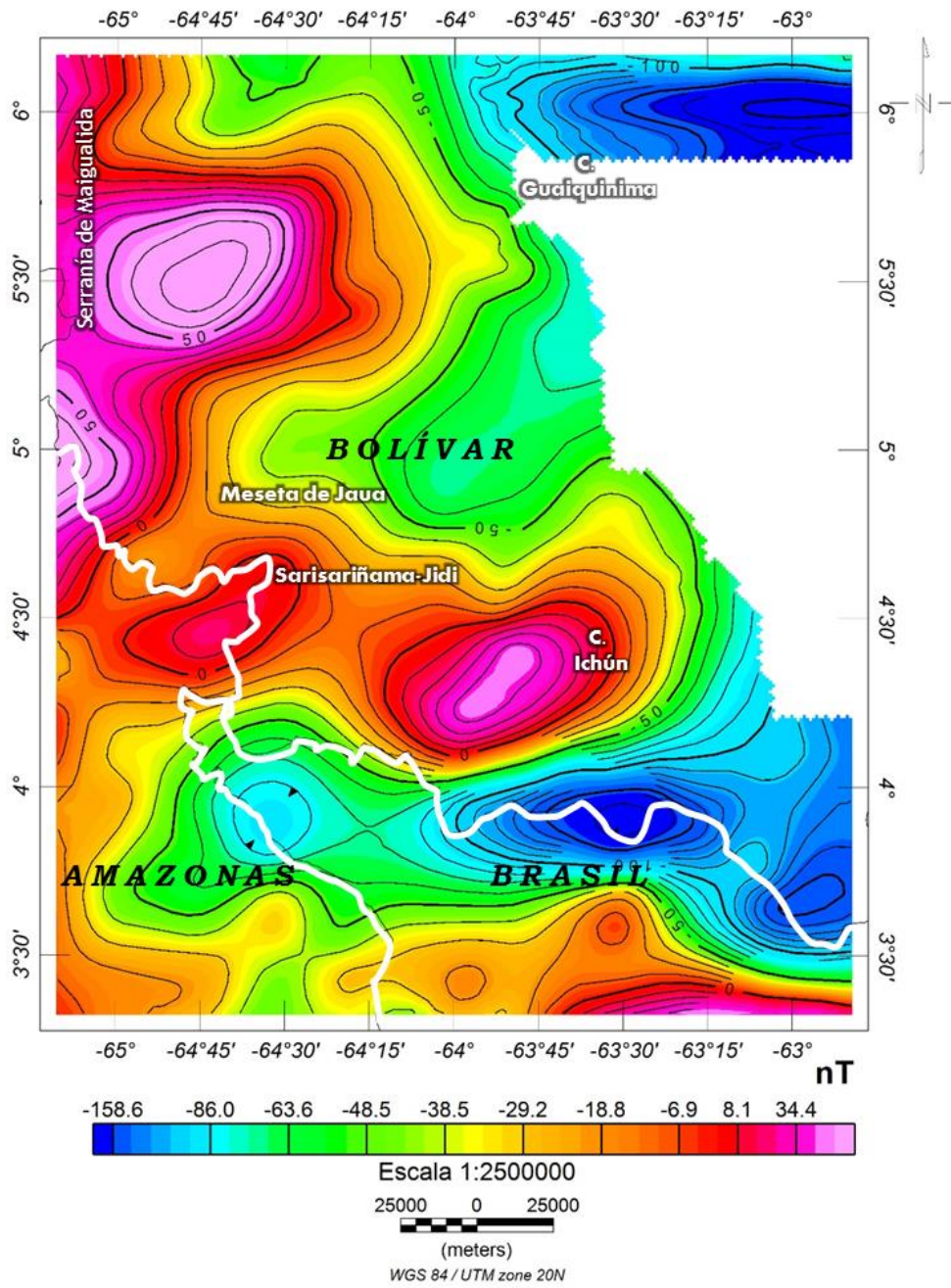


Figura 5.31 Mapa de anomalía magnética reducido al ecuador

5.5.4. Deconvolución de Euler

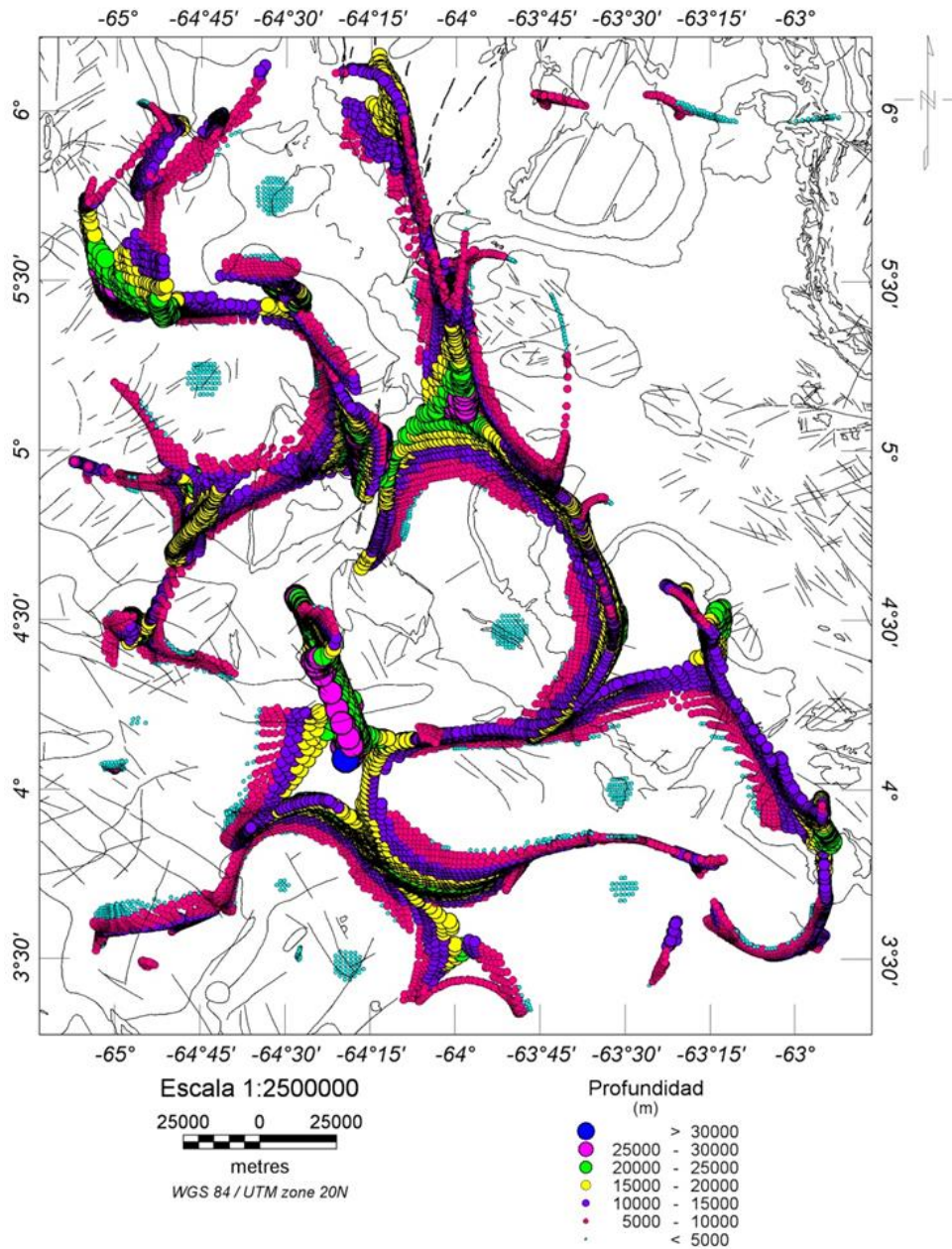


Figura 5.32 Deconvolución de Euler magnética, sobre el mapa de fallas de la zona, con un índice estructural de 0 (modela contactos geológicos) con un error del 5% y una ventana de 20 puntos.

En la Figura 5.32 se muestra el mapa de estimación de profundidades para datos magnéticos, del área en estudio sobre el mapa de contactos de fallas, con un índice estructural de 0, el cual busca modelar los diferentes contactos geológicos que podrían existir en la zona. En él se observa el predominio estructural al estilo antiformal o tipo domo, debido a que se observan profundidades menores a 5 km

hacia el centro del cuerpo magnético y mayores a 10 km hasta por debajo de los 30 km de profundidad, hacia los bordes.

Fácilmente se puede correlacionar esta respuesta de estimación de profundidades con las anomalías del mapa magnético, ya que si se observa la Figura 5.21 y la Figura 5.32 se observan las mismas formas estructurales, por lo que entonces posiblemente existe una estructura altamente magnética entre los paralelos 6° y $4^{\circ}30'N$, la cual posee sus puntos más altos aproximadamente a 5 km de profundidad y sus puntos más profundos a más de 25 km. No obstante, por debajo del Cerro Ichún se localiza un cuerpo con la misma forma y profundidad, pero con menor contraste magnético. Por lo tanto, de lo anterior se infiere que las anomalías magnéticas muestran respuestas de cuerpos a más de 5 km y que no son visibles en la geología de superficie.

5.6. MODELAJE GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO

5.6.1. Perfiles gravimétricos, magnéticos y geológicos en el área.

El procedimiento de realizar un modelo gravimétrico-magnético para la zona suroeste del estado Bolívar, conllevó a establecer perfiles perpendiculares a las anomalías más significativas de la región. Es por esto que en este estudio se trazaron dos perfiles (A-B y C-D) con orientaciones $N55^{\circ}E$ y $N80^{\circ}O$, extendiéndose a lo largo de 320 y 250 km, respectivamente (Figura 5.33, Figura 5.34, Figura 5.35, Figura 5.36) de forma tal que se pudiesen representar los rasgos corticales más importantes del suroeste de Bolívar.

Mediante el trazado del perfil A-B se buscó abarcar perpendicularmente el posible *rift* del cerro Marahuaca, el alto gravimétrico de la zona central y el mínimo relativo del extremo NE de toda el área estudiada. Mientras que el perfil C-D, se graficó perpendicular a la mayor anomalía de la región y al dique que se encuentra paralelo a esta misma anomalía, con el fin de estudiar su posible existencia.

Los valores de densidad y susceptibilidad magnética utilizados para el modelado gravimétrico-magnético del área, se muestran en la Tabla 5.6, mientras que los valores de profundidades empleados para la realización de estos modelos se basan las estimaciones de profundidades de los análisis espectrales así como de la profundidad estimada por Niu *et al.* (2007) para el Escudo Guayanés venezolano.

Tabla 5.6 Unidades geológicas (con sus densidades y susceptibilidad magnética correspondiente) empleada para la elaboración de los modelos gravimétrico/magnético de la zona

UNIDAD GEOLÓGICA	ρ (g/cm³)	K (SI)
Manto superior	3,2	0,013
Corteza inferior	2,89	0,011-0,012
Basamento volcánico	2,75	0,002
Basamento (zona central)	2,55	0,002
Rocas silíceas intrusivas Cuchivero	2,61-2,62	0,0023-0,003
Rocas metamórficas-plutónicas de San Carlos	2,71	0,00299
Intrusión gabroide	2,91	0,012
Granito de Amazonas	2,6	0,003-0,0036
Riolitas de Carún-Antabari	2,69	0,004

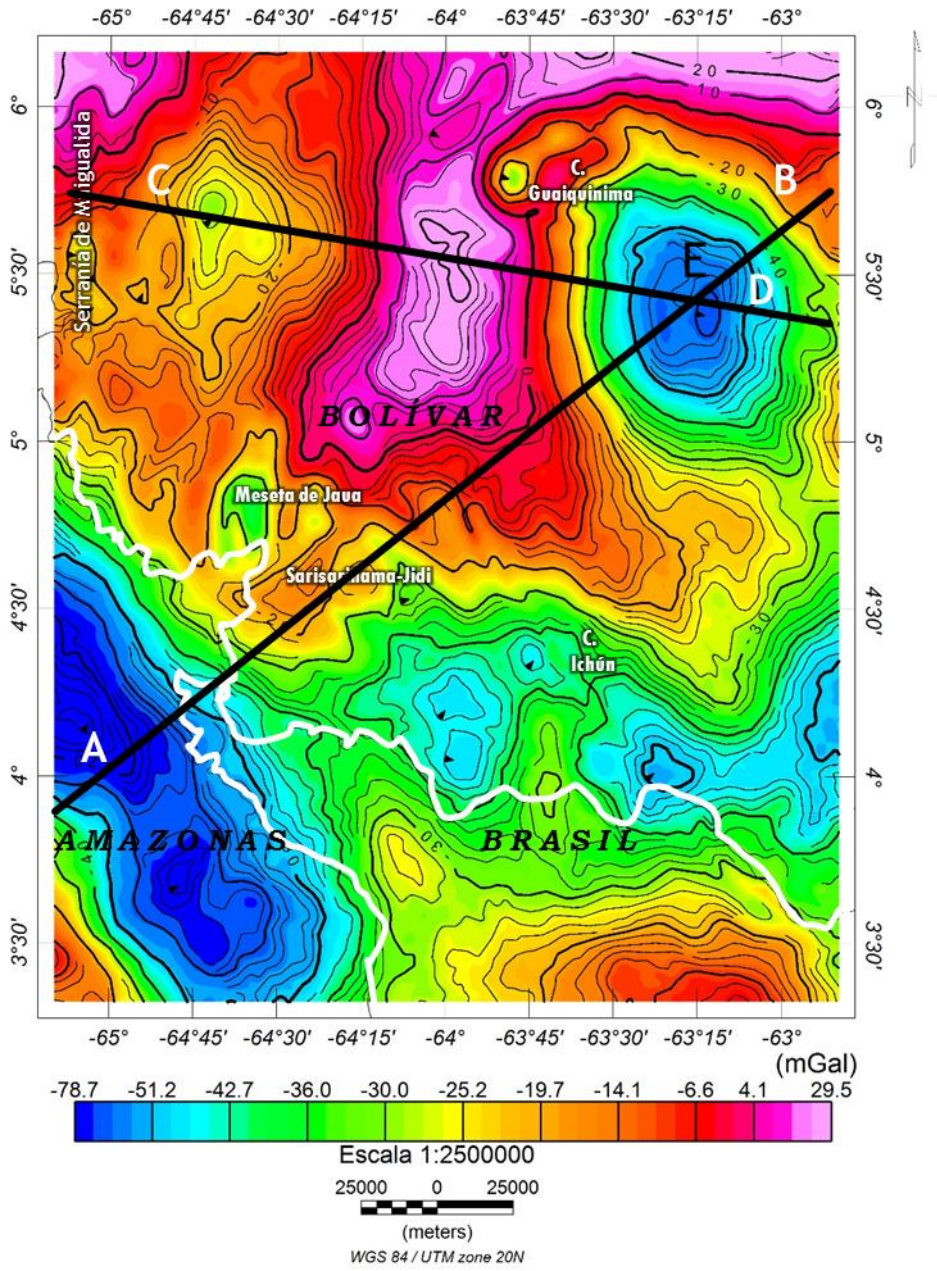


Figura 5.33 Ubicación de los perfiles A-B y C-D trazados sobre el mapa de AB

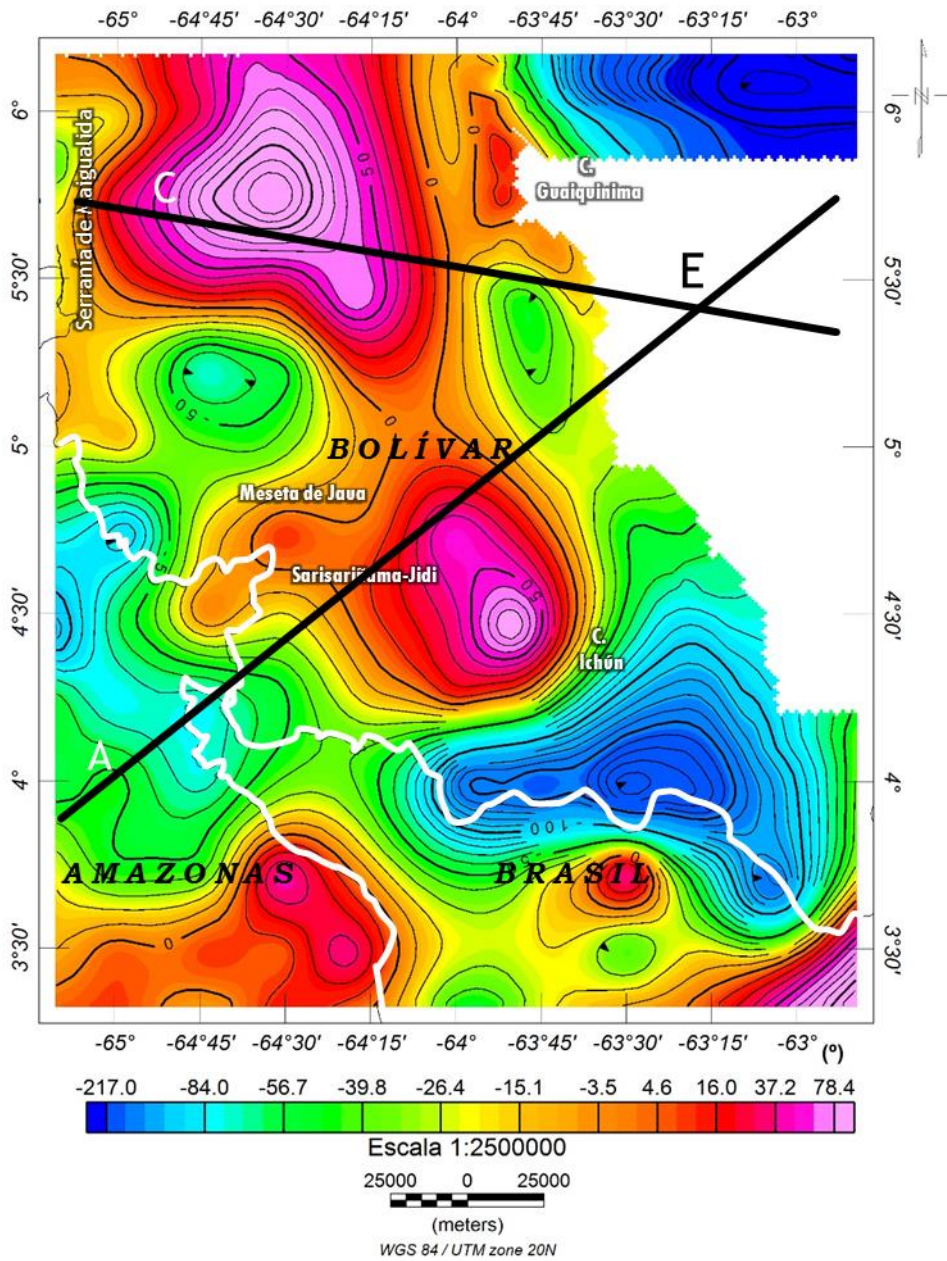


Figura 5.34 Ubicación de los perfiles A-B y C-D trazados sobre el mapa de AM

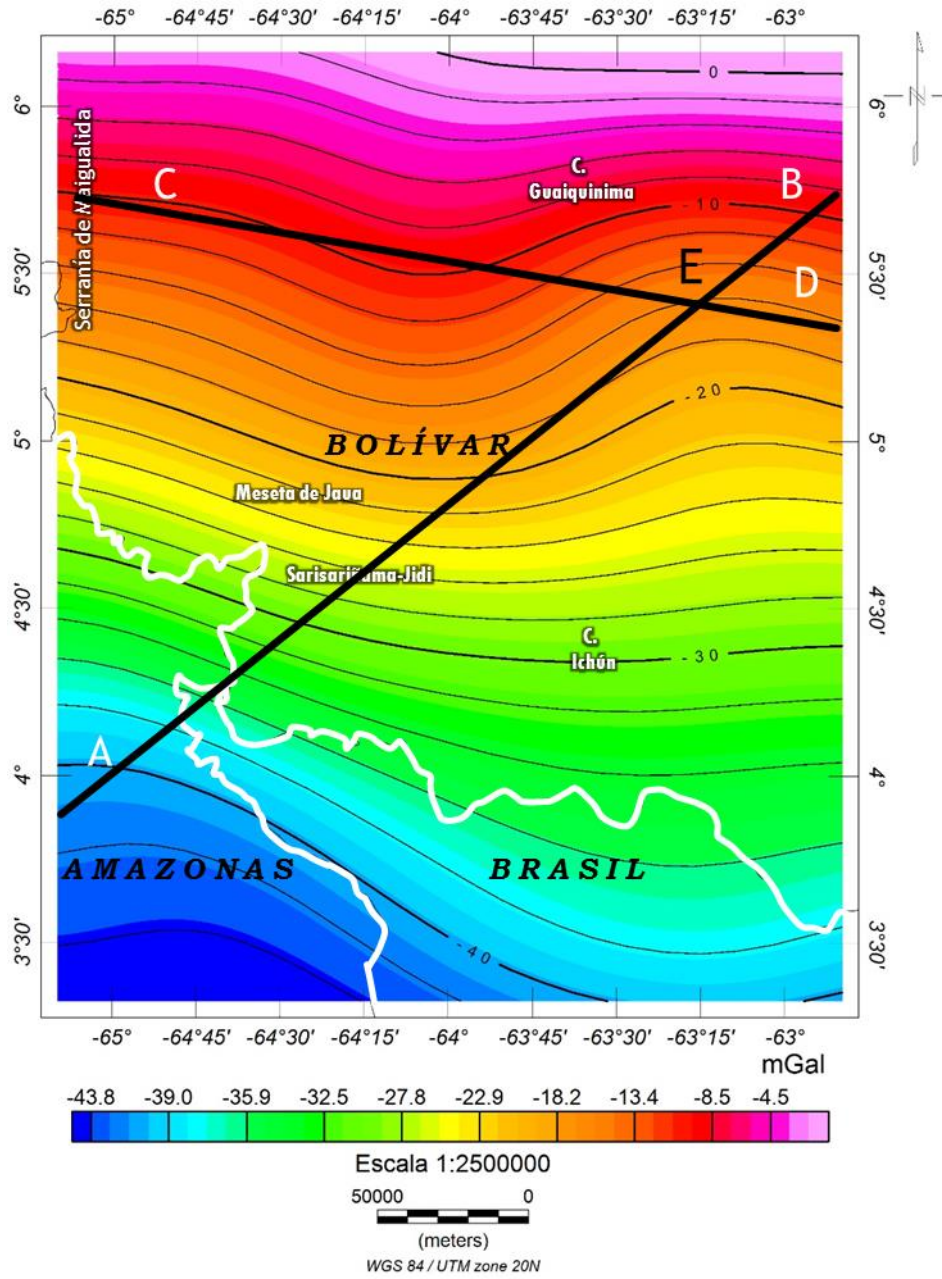


Figura 5.35 Ubicación de los perfiles A-B y C-D trazados sobre el mapa regional de Bouguer

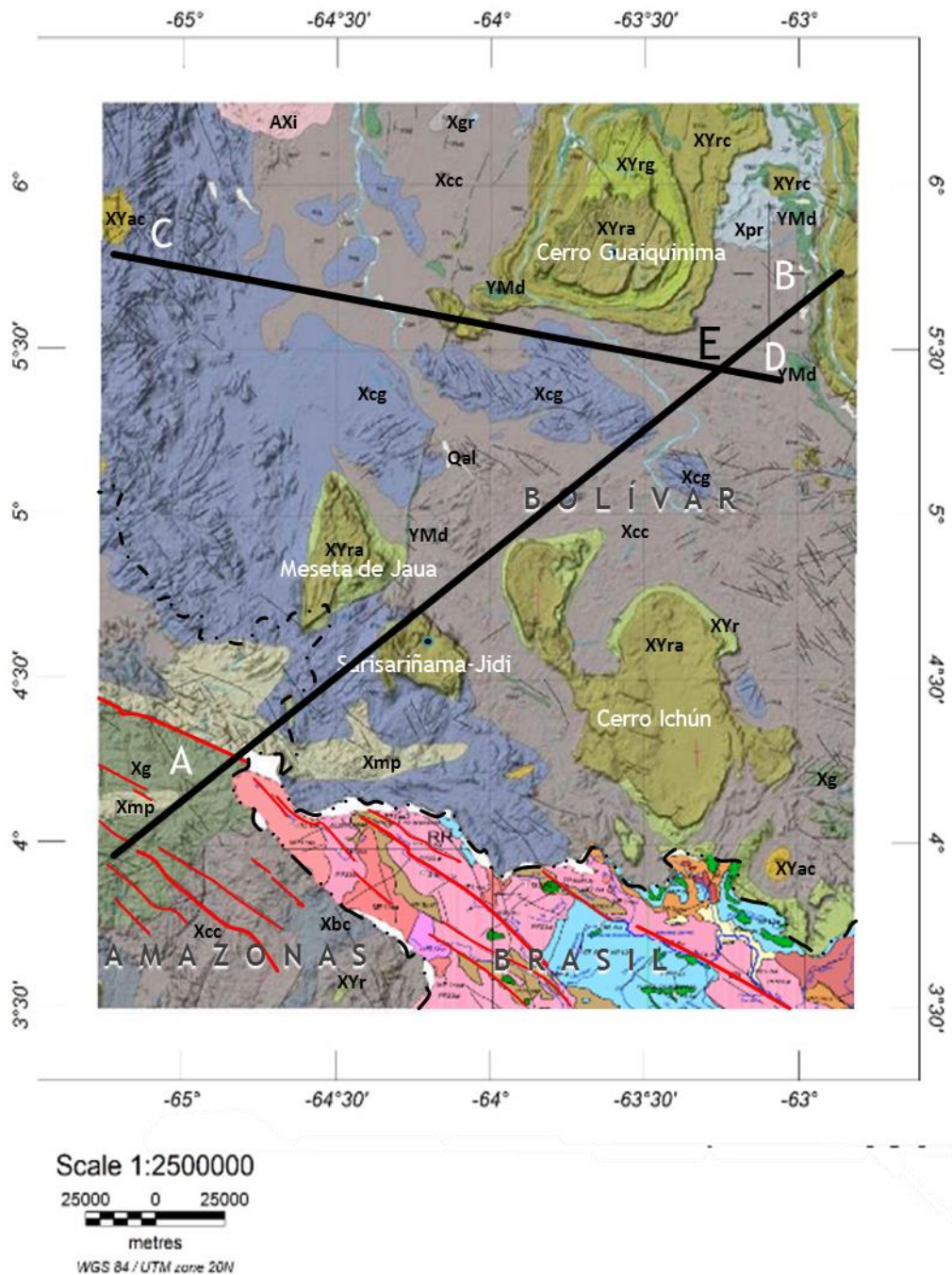


Figura 5.36 Perfiles A-B y C-D sobre el mapa geológico de la zona

5.6.2. Mapas geológicos estructurales del área

Otros mapas de considerable interés para el modelado gravimétrico-magnético del área, fueron los mapas geológicos estructurales sobre las anomalías gravimétricas y magnéticas de la zona de estudio (Figura 5.37 y Figura 5.38, para visualizar el mapa completo de Martin, 1972 ver Apéndice 2), ya que permiten visualizar y

ubicar las zonas de fallas y de contactos litológicos que resultan de interés y se encuentran perpendicular a los perfiles A-B y C-D trazados, tales como el *rift* de Ventuari-Labarejuri y una falla con orientación similar al dique de diabasa y a la anomalía gravimétricas-magnética.

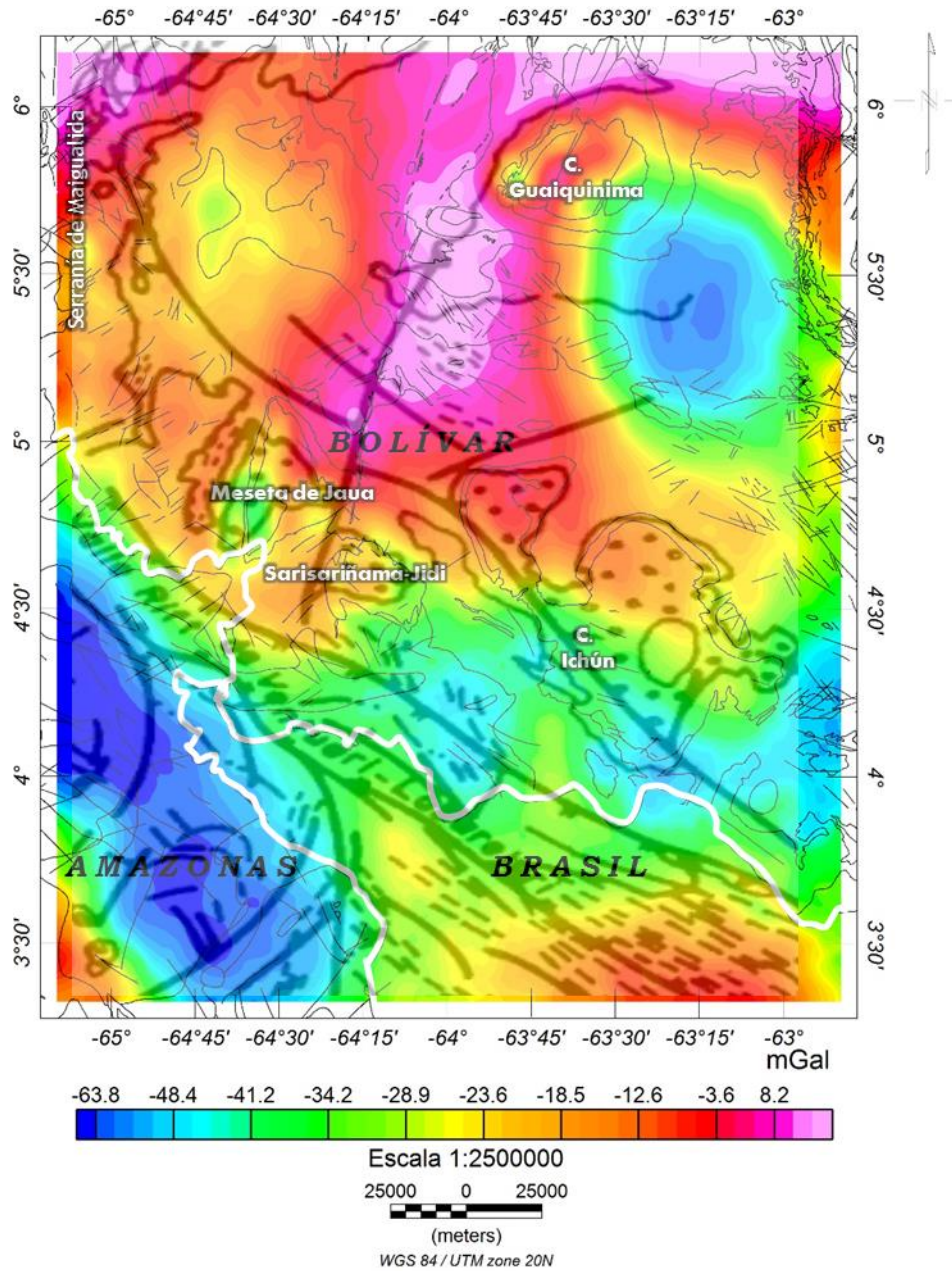


Figura 5.37 Mapa de contactos geológico de Hackley et al. (2006) y mapa de contactos geológicos de Martin (1972, tomado de Soares, 1985) superpuesto al mapa de AB.

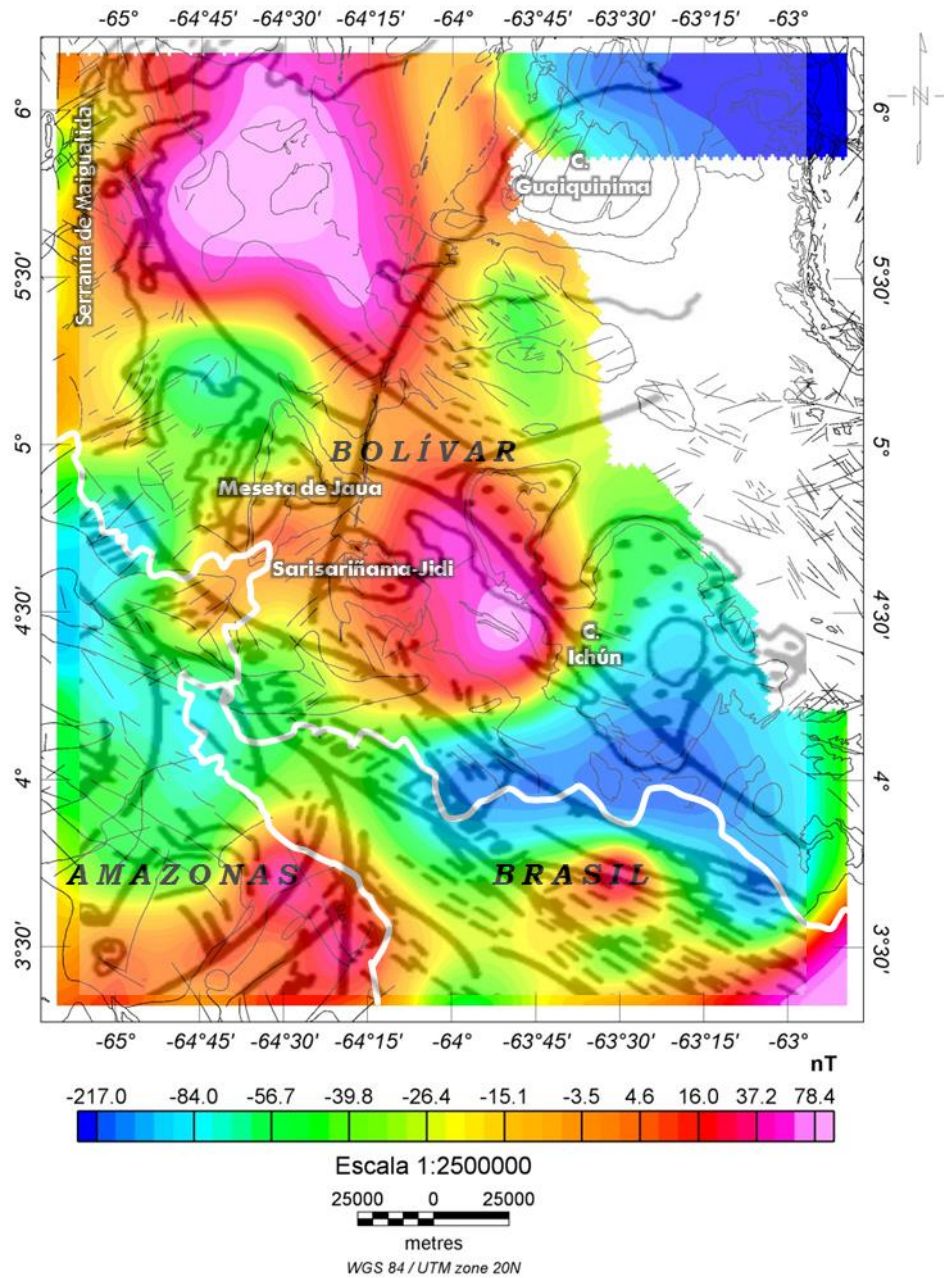


Figura 5.38 Mapa de contactos geológico de Hackley *et al.* (2006) y mapa de contactos geológicos de Martin (1972, tomado de Soares, 1985) superpuesto al mapa de AM.

Por medio de la superposición del mapa geológico propuesto por Martin (1972, citado por Soares, 1985) se observa la concordancia de la orientación del *rift* Ventuari-Labarejuri con la misma orientación del mínimo gravimétrico que tiene una anomalía menor a los -60 mGal y que se encuentra ubicada al suroeste del estudio (Figura 5.37). De forma similar, se puede identificar el mismo comportamiento para el mapa de anomalía magnética que se muestra en la Figura 5.38, en el que se identifica un magnetización menor a los -80 nT, permitiendo

asociar a esta respuesta a la presencia de rocas graníticas del estado Amazonas con propiedades gravimétricas magnéticas negativas.

5.6.3. Interpretación de los modelos gravimétrico/magnético, de los perfiles A-B y C-D

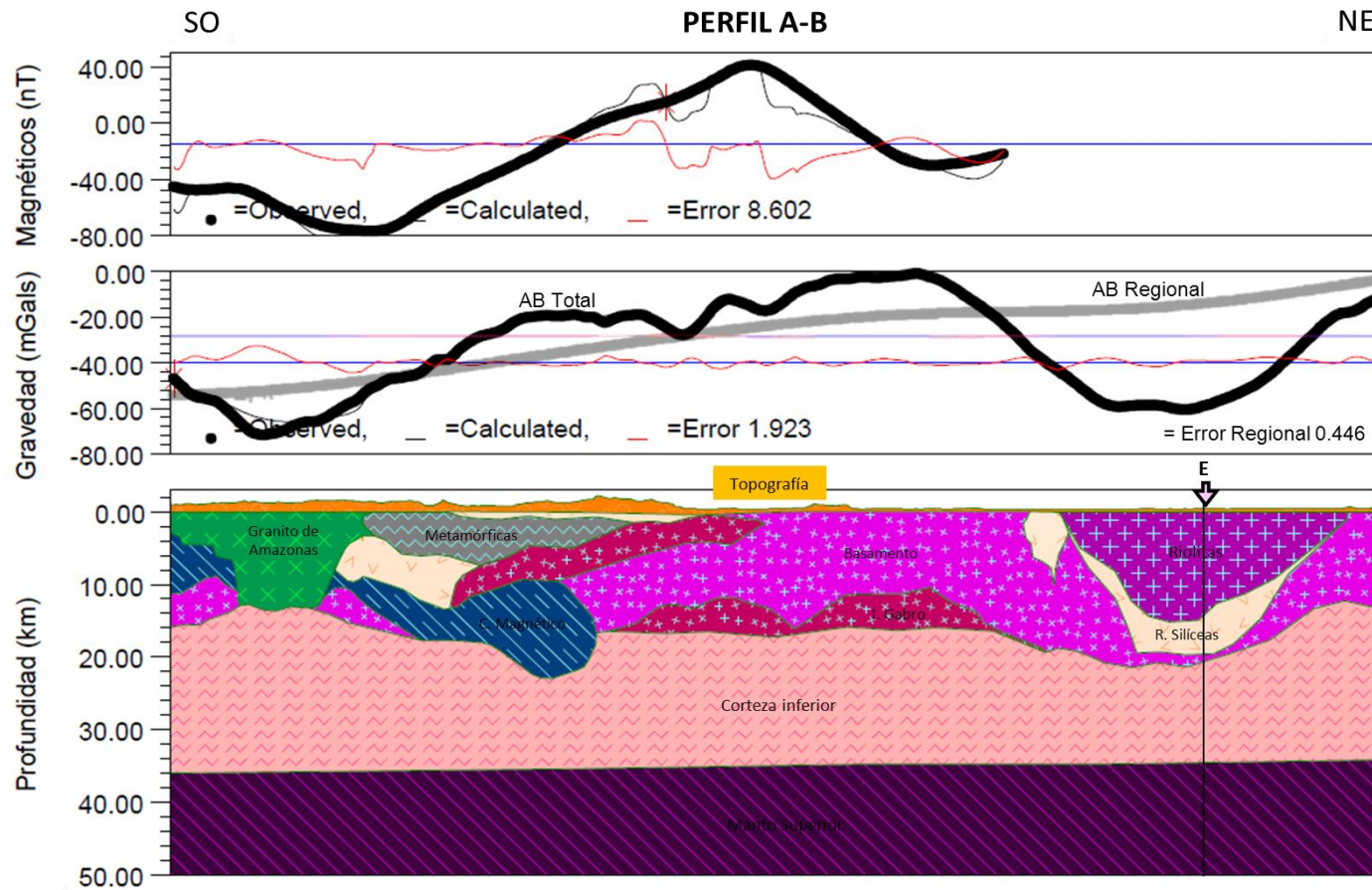


Figura 5.39 Modelo gravimétrico-magnético siguiendo el perfil A-B, con la superposición de la curva de anomalía regional de CAHA a 70 km de altura. . La flecha indica la progresiva en la que coinciden ambos perfiles gravimétricos.

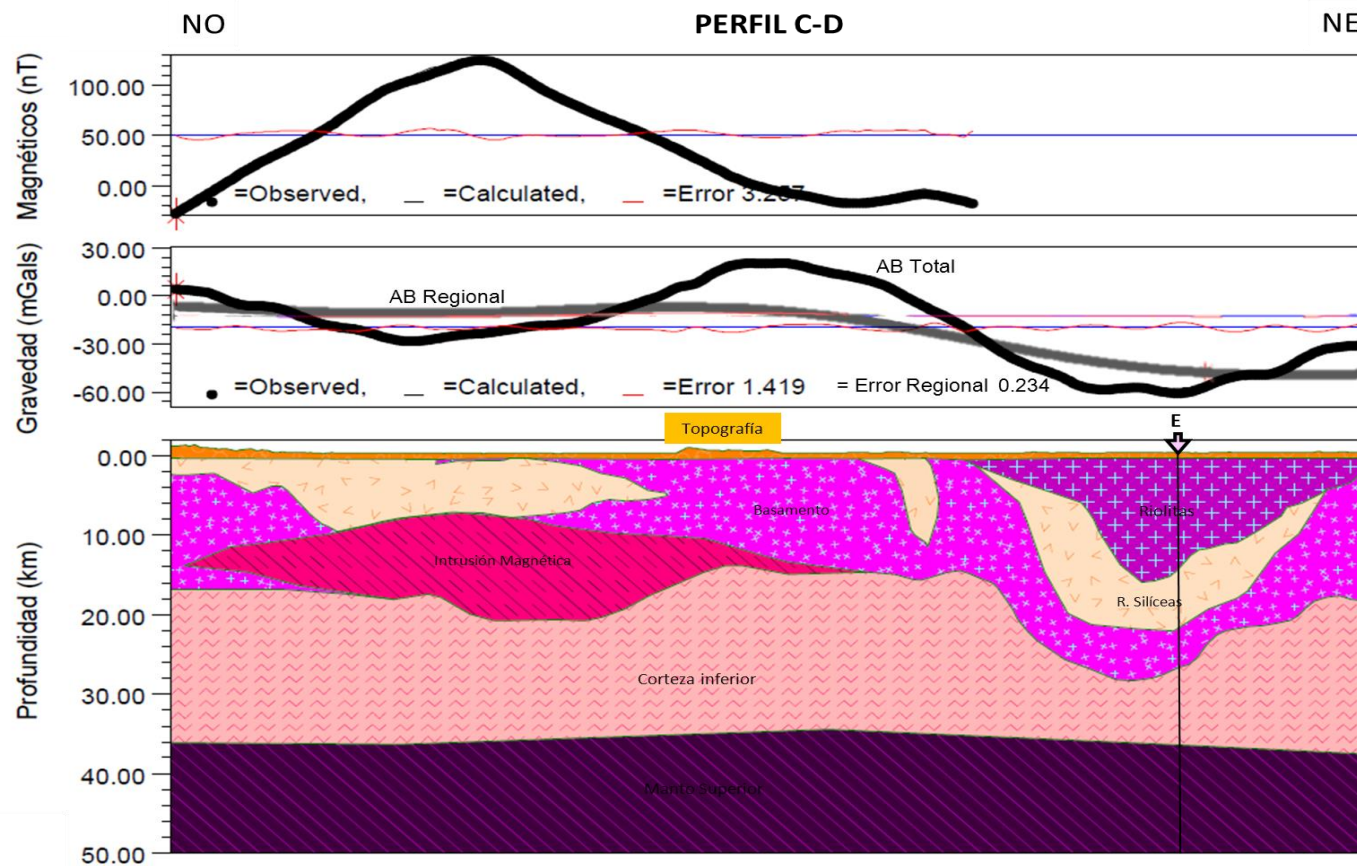


Figura 5.40 Modelo gravimétrico/magnético siguiendo el perfil C-D, con la superposición de la curva de anomalía regional de CAHA a 70 km de altura. La flecha indica la progresiva en la que coinciden ambos perfiles gravimétricos.

En la Figura 5.39 se muestra el modelo del subsuelo por debajo del perfil A-B, en el cual se ajustaron las curvas de anomalía gravimétrica/magnética calculada a las curvas de anomalías observadas, respectivamente. Este ajuste fue de 1,923 mGal para los datos gravimétricos con contraste de densidad y 8,602 nT para los datos magnéticos. Dicho perfil A-B, corta a las estructuras que afloran en la zona, en sentido SO-NE, pasando por las rocas graníticas del estado Amazonas que se extienden a lo largo de más o menos 70 km de distancia sobre este perfil y que, asimismo, se encuentra en contacto litológico, y de posible fallamiento, con los cuerpos metamórficos de San Carlos y en la zona centro-oriental se observan a los cuerpos silíceos sin diferenciar de Cuchivero. Las rocas silíceas intrusivas, que se mencionaron anteriormente, afloran a lo largo de 41,25 km de distancia sobre el perfil A-B, hasta toparse con el alto topográfico del Sarisariñama-Jidi formado por rocas sedimentarias e intrusiones de diabasa que no se ven expresadas en el modelo gravimétrico/magnético, debido a éstas presentan cortas longitudes de onda. Seguidamente, en la zona central del perfil afloran las rocas volcánicas de Caicara, compuestas principalmente por rocas ácidas, riolíticas a andesíticas, por más de 80 km de distancia, sobre este mismo perfil.

La tendencia regional de ambas curvas se encuentra marcada por el engrosamiento de la corteza terrestre hacia la zona SO, con Moho por encima de los 36 km de profundidad, mientras que a medida que se desplaza sobre dicho perfil, hacia la región nororiental se observa como la discontinuidad de Moho, que a su vez tiende a hacerse cada más somera, y llegar hasta 35 km de profundidad. Esto coincide con las profundidades estimadas por Niu *et al.* (2007). Por debajo de la discontinuidad de Moho se infiere un manto superior con densidad de $3,2 \text{ g/cm}^3$.

La capa suprayacente al manto superior se interpretó como la corteza inferior de densidad igual a $2,89 \text{ g/cm}^3$ y espesor variante entre los 20 y 24 km, por lo que entonces se intuye que la discontinuidad de Conrad en la zona de estudio se encuentra por debajo de los 16 km de profundidad, y que dicha profundidad representa la base del basamento volcánico de la Provincia de Cuchivero, que a su vez fue intrusionado por un cuerpo de composición básica, tipo gabroide, de alta

densidad ($2,91 \text{ g/cm}^3$) situado cercano al límite entre el basamento ígneo y la corteza inferior. El espesor de dicha estructura intrusiva es de unos 7 km, asociándose entonces a una estructura que probablemente tiene origen mantelar y se emplazó en dicho límite cortical.

Por otra parte, se tiene a los cuerpos locales que se sitúan a menos de los 20 km de profundidad enmarcados en una tendencia de estructuras geológicas deprimidas, tanto hacia el extremo SO como hacia el extremo NE. En el primero de estos extremos del perfil, se observa el emplazamiento de rocas ígneas encima de lo que posiblemente sería el *rift* de Ventuari-Labarejuri, propuesto por Martin (1972), y que en este modelo se identifica como un mínimo gravimétrico inferior a los -70 mGal. Este bajo gravimétrico podría estar influenciado por los efectos de las rocas graníticas del estado Amazonas, que presentan un densidad de aproximadamente $2,6 \text{ g/cm}^3$. De igual manera, en este mismo extremo (SO) se observa una disminución de las propiedades magnéticas en la curva de anomalía que llegan por debajo de los -70 nT, asociado al contraste de densidad de estos cuerpos geológicos identificados en la respuesta gravimétrica, con el basamento ígneo de la región.

Este mínimo del SO de la región aumenta hacia el NE al encontrarse con diversos cuerpos ígneos y metamórficos de densidades variables. Aproximadamente, a los 51 km de distancia afloran las rocas metamórficas de San Carlos de densidad igual a $2,71 \text{ g/cm}^3$, e infrayacente a ellas se determinó la presencia de las rocas silíceas intrusivas de Cuchivero (con densidad entre $2,61$ y $2,63 \text{ g/cm}^3$), que también afloran a los 81 km de distancia en este perfil, y a rocas de elevadas propiedades magnéticas y gravimétricas respecto a las ya rocas afloradas de la región. Una de ellas, se ubica entre los 40 y 100 km de distancia a una profundidad promedio de 15 km con una susceptibilidad de 0,0049 y densidad igual a $2,7 \text{ g/cm}^3$, mientras que el otro cuerpo al cual se hizo referencia se relaciona a una intrusión de gabro similar a la estructura densa de la zona central, ya que ambas presentan una densidad de $2,95 \text{ g/cm}^3$ y susceptibilidad magnética igual a 0,001-0,002. Seguidamente, se identificó a un basamento ígneo de la

provincia de Cuchivero, con densidad $2,7 \text{ g/cm}^3$ y susceptibilidad igual a $0,002$, que se hace cada vez más profundo hacia la región NE.

Análogamente al área del SO, se tiene en el extremo NE una depresión geológica de más de 90 km de extensión en superficie y una anomalía gravimétrica menor a los -50 mGal , que a su vez se descubre rellena con rocas ígneas de Carún-Antabari tipo riolitas y silíceas intrusivas, de aproximadamente $2,69 \text{ g/cm}^3$ y $2,61 \text{ g/cm}^3$, respectivamente. Además, esta depresión puede estar asociada al hundimiento de las capas debido a procesos de expansión y compresión tectónica en la zona o al colapso del techo de la estructura debido al agrietamiento originado por las diversas intrusiones ígneas del área.

De modo semejante se cuenta con el perfil C-D de la Figura 5.40, que presenta un ajuste de las curvas de anomalía calculada a la observada de $1,416 \text{ mGal}$, para la respuesta gravimétrica, y de $3,282 \text{ nT}$, para la magnética. Este perfil se encuentra cortando de manera perpendicular a las rocas silíceas intrusivas de Cuchivero, a lo largo de los primeros 62 km de distancia, para que seguidamente hacia la zona central del perfil, afloraran los cuerpos volcánicos de Caicara, por más de 80 km, el cual se encuentra intrusionado por los diques de diabasa de la Asociación Avanavero. Por último, el perfil C-D atraviesa nuevamente a las intrusiones silíceas y volcánicas de Caicara que afloran y constituyen la parte final del perfil C-D.

En la Figura 5.40, se observa como posiblemente es la forma de las rocas silíceas intrusivas, al basamento ígneo, y que suprayace concordante a un cuerpo magnético de susceptibilidad magnética igual a $0,023$, es decir, se podría estar tratando de una estructura altamente magnetizada relacionada a la presencia de minerales magnéticos que hasta la actualidad no han podido ser identificados, en zona del estado Bolívar.

Por otra parte, similar al perfil SO-NE se determinó el afloramiento del basamento ígneo a lo largo de aproximadamente 63 km de distancia, que posteriormente fue

afectado por un evento intrusivo de rocas silíceas que afloran en la superficie a lo largo de 14 km de distancia. Otra estructura identificada en este perfil, y a que a su vez es similar a los resultados obtenidos al modelar el perfil A-B, es la depresión geológica del extremo nororiental de la ventana de estudio, que se asocia al hundimiento que afecta tanto a la forma del basamento ígneo como a la corteza inferior, haciendo que ésta última profundice más allá de los 20 km, asimismo dicha fosa está constituida por rocas ácidas que definen la forma de la estructura.

El punto de corte de ambos perfiles, se ubica en la progresiva que está encima de la estructura deprimida del NE. En dicha intersección se pudo evidenciar la coincidencia de la geología de la zona, puesto a que en ambos modelos se observa la presencia de rocas silíceas intrusivas de $2,61 \text{ g/cm}^3$ que poseen un tope a más o menos 15 km de profundidad y un espesor de 5 km.

En otro sentido, cabe acotar que para una mejor caracterización de la profundidad de Moho se realizó el modelado de los valores regionales, del mapa regional a 70 km, en el cual se ajustó la curva calculada a la observada con un error de 0,446 mGal, para el perfil A-B, y de 0,234 mGal para el perfil C-D. Por lo que entonces, esto refleja la contribución real del cuerpo regional sobre el valor total de anomalía gravimétrica de la región estudiada, permitiendo ajustar de mejor manera los cuerpos que se ubican debajo del relieve topográfico y por encima del límite entre corteza y manto.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con este trabajo se buscó caracterizar a la región suroeste del estado Bolívar por medio de la utilización de métodos geofísicos potenciales, como la gravimetría satelital y la magnetometría satelital, que últimamente se convierten en métodos cada vez más útiles para la realización de este y otros tipos de estudios. De acuerdo a los resultados obtenidos de esta investigación y a las interpretaciones geológicas realizadas a los mismos, se pudo concluir lo siguiente:

- Del trabajo de análisis estadístico de la base de datos gravimétrica de ABAE, UCSD y del modelo GGMplus, así como de la magnética se determinó que el comportamiento de todas las muestras presentaban una distribución normal positivamente asimétrica, con cierto grado de sesgamiento hacia la derecha, para ABAE y UCSD, y levemente hacia la izquierda tanto para el modelo GGMplus como para los datos magnéticos, lo cual quiere decir que existía una mayor agrupación de datos hacia las respuestas de baja y alta anomalía, respectivamente.
- Las anomalías de aire libre de la zona se ubican en el rango de -60 a 70 mGal, para los mapas de ABAE y UCSD, y entre -22 y 80 mGal para la respuesta del modelo GGMplus. Los valores de anomalía de aire libre responden principalmente al comportamiento que presenta el relieve topográfico de la zona, exceptuando al extremo nororiental del mapa, en el que se observa un mínimo gravimétrico que no es identificado en el modelo de elevación, ya que en este se tiene a una elevación media de 400 y 300 m de altura.
- En el Cerro Guaiquinima, la Serranía de Maigualida, la Meseta de Jaua Sarisariñama-Jidi y en el Cerro Ichún, la anomalía de aire libre se ubica en el orden los 68,9 mGal, para el mapa de ABAE y UCSD, y mayor a 80 mGal para GGMplus.

- Mientras que para extremos de la zona nororiental y parte de la suroriental los valores de anomalía de aire libre están en el orden de 16 a -65 mGal, para ABAE y UCSD, y de 16 a -22 mGal para GGMplus.
- Otras respuestas gravimétricas obtenidas de la zona fueron las anomalías de Bouguer, en donde se observó que la forma predominante en sentido SO-NE consistía en un mínimo gravimétrico menor al -100 mGal, para ABAE y UCSD, y de -78 mGal para GGMplus. Seguido se ubica un aumento de la anomalía hasta posicionarse en un máximo absoluto de 20 mGal para GGMplus que desciende de nuevo hasta un mínimo de -55 mGal.
- Respecto a la anomalía magnética se concluye que existe una estructura de orientación N20°O, con dos picos circulares, que a su vez rige a la respuesta magnética en el orden de los 70 nT.
- Del análisis de los mapas regionales, del análisis del espectro de potencia y la deconvolución de Euler, se determinó que el cuerpo gravimétrico más profundo se localizaba a una profundidad estimada de 36 km, con una moderada inclinación hacia la región suroccidental, por lo que entonces fue asociado a la ubicación del Moho estimado para esta zona.
- Otras profundidades de real interés identificadas con el espectro de potencia fueron la profundidad de Conrad, la cual se estimó a unos 16 ± 2 km y el contacto de los diversos cuerpos litológicos que conforman a las volcánicas de Caicara.
- De los modelos geológicos realizados, se determinó la presencia de una estructura tipo *rift* compuesta principalmente por rocas graníticas de Cuchivero, que a su vez presentaban una densidad promedio de $2,62 \text{ g/cm}^3$, ubicadas en la región suroeste.
- Para la zona central del estudio se determinaron cuerpos intrusivos de alta densidad, asociados a rocas gabroide de $2,9 \text{ g/cm}^3$ (para el modelo A-

B), y elevada magnetización en el orden de los 0,023 emu (para el modelo C-D).

- De ambos modelos se concluye la presencia de una estructura deprimida que puede llegar hasta los 26 km de profundidad, en su punto más profundo, y que se encuentra constituida principalmente con rocas de alta y baja densidad, asociadas a rocas riolíticas y silíceas de Cuchivero, de densidad 2,71 y 2,61 g/cm³, respectivamente.
- Por último, se recomienda realizar un estudio geológico-estructural de la zona, con el fin de documentar de mejor manera tanto a la zona al este del Cerro Guaiquinima como a la región suroeste, ya dentro del estado Amazonas, de forma tal que para trabajos posteriores se cuente con la información más actualizada y validera de la geología de superficie, como densidades de las rocas existentes en la zona.
- Considerando la topografía que caracteriza a la zona suroeste del estado Bolívar se recomienda efectuar un levantamiento magnético a lo largo de la región norte de estudio, de manera que se pueda caracterizar detalladamente al cuerpo magnético identificado en dicha zona.
- Es recomendable realizar estudios de esta misma índole en la zona sureste y noroeste del estado Bolívar, que permitan caracterizar corticalmente a todo el Escudo Guayanés venezolano.
- Para complementar, es necesario llevar a cabo un estudio de integración de datos gravimétrico-magnético de toda la extensa región del escudo Guayanés.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- ADRIÁN, N. (2004). **Estudio aeromagnético del Escudo de Guayana en la zona el Manteco, norte del estado Bolívar.** Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- AZUAJE, R. A. (2004). **Estudio aeromagnético de la zona de Cupacuy, Norte del estado Bolívar.** Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- BALMINO, G., PEROSANZ, F., RUMMEL, R., SNEEUW, N., Y SUNKEL, H. (1999). **CHAMP, GRACE and GOCE: mission concepts and simulations.** Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata. VOL. 40, N. 3-4, pp. 309-319; SEP.-DEC.
- BALMINO, G., N. VALES, S. BONVALOT, A. BRIAIS (2011). **Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies.** Bureau Gravimétrique International, Geosciences Environment Toulouse Observatory. DOI 10.1007/s00190-011-0533-4.
- BECKER, J.J., SANDWELL, D.T., SMITH, W.H.F., BRAUD, J., BINDER, B., DEPNER, J., FABRE, D., FACTOR, J., INGALLS, S., KIM, S.H., LADNER, R., MARKS, K., NELSON, S., PHARAOH, A., TRIMMER, R., VON ROSENBERG, J., WALLACE, G., Y WEATHERALL, P. (2009). **Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30 PLUS.** Marine Geodesy, 32:355–371, 2009.
- BERMÚDEZ, A. (2009). **Estudio del Plegamiento Litosférico en el Borde Oeste de las Placas Eurasia y Africa Usando Topografía y Gravedad.** Trabajo de Grado de Maestría, Universidad Simón Bolívar, Venezuela.
- BONVALOT S., G. BALMINO, A. BRIAIS, M. KUHN, A. PEYREFITTE, N. VALES, R. BIANCALE, G. GABALDA, G. MOREAUX, F. REINQUIN Y M. SAARRAILH (2011). **World Gravity Map.** WGM2012 reference explanatory leaflet. [<http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/wgm2012>].
- CHELOTTI, L. (2009). **Prospección Gravimétrica.** Argentina: U.N.P.S.J.B. 4.

- ROSA, J.W.C, ROSA, J.W.C Y FUCK R.A. (2013). **Geophysical Structures and Tectonic Evolution of the Southern Guayana Shield, Brazil** . Journal of South American Earth Sciences 52 (2014) 57-71. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.02.006>
- DOBRIN, M., Y C. SAVIT. (1988). **Introduction to Geophysical Prospecting** 4th Ed. New York: McGraw-Hill.
- DIAZ, A. J. (2004). **Estudio geofísico integrado del sur-oriente del país, San Rafael de Imataca estado Bolívar**. Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- ESCORIHUELA, N. C. (2004). **Interpretación de datos aeromagnéticos con fines de exploración minera en la zona San Rafael-El Callao. Escudo de Guayana, Estado Bolívar**. Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- GARCÍA, A. (2010). **Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales**. Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- GAMERO A., REVETI M., JIMÉNEZ Y., RODRÍGUEZ R., ANGULO F., HURTADO R. y ABRISQUETA A. (2013). **Caracterización Geoquímica de Minerales Pesados Recolectados en la Zona Nor-Occidental del estado Bolívar**. Revista de la Facultad de Ingeniería U.C.V., Vol. 29, N° 4, pp. 25-40, 2014.
- GARZÓN, Y. (2010). **Validación de Datos Gravimétricos Satelitales a partir de un Análisis Geoestadístico Comparativo con Datos Gravimétricos de Adquisición Terrestre**. Tesis de Maestría, no publicada, Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela.
- GEOSOFT INC. (2013). **Geosoft Oasis montaj: Software de Mapeo y Procesamiento de Datos de las Ciencias de la Tierra**. En GEOSOFT. Toronto.

- (2007). **Montaj MAGMAP Filtering: 2D frequency domain processing of potential field data extension for Oasis montaj v.4.** Tutorial. Canada: 82 p.
- GOLYNSKY, A., MASOLOV, V., JOKAT, W. (2001). **Magnetic Anomaly Map of The Weddell Sea Region: A new compilation based on Russian data.** *Polarforschung*, 67 (3), pp. 125-132.
- GONZÁLEZ DE JUANA, J. ITURRALDE Y X. PICARD. (1980). **Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas.** Foninves. Tomos I y II. Caracas, 680p.
- HACKLEY, P., URBANI, F., KARLSEN, A., & GARRATY, C. (2006). **Mapa Geológico de Venezuela.** 2 hojas. USGS OPEN-FILE REPORT 2006-1109.
- HIRT, C., CLAESSENS, S.J., FECHER, T., KUHN, M., PAIL, R., REXER, M. (2013). **New ultra-high resolution picture of 1 Earth's gravity field.** *Geophysical Research Letters*, Vol 40, doi: 10.1002/grl.50838
- ZINCK J. Y HUBER O. (2011). **Peatlands of the Western Guayana Highlands, Venezuela,** *Ecological Studies*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 217, DOI 10.1007/978-3-642-20138-7_3.
- KEAREY, P., M., BROOKS, Y I., HILL (2002). **An Introduction to Geophysical Exploration.** Oxford: Blackwell Science. 155p.
- LINES, L. Y NEWRICK, R. (2004). **Fundamentals of geophysical interpretation.** Society of Exploration Geophysicists
- LOZANO, L. M. (2004). **Interpretación de datos aeromagnéticos con fines de prospección minera en la zona circundante al Río Antabare, estado Bolívar.** Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- LOWRIE, W. (2007). **Fundamentals of Geophysics.** Cambridge University Press.
- MAUS, S., U. BARCKHAUSEN, H. BERKENBOSCH, N. BOURNAS, J. BROZENA, V. CHILDERS, F. DOSTALER, J. D. FAIRHEAD, C. FINN, R. R. B. VON FRESE, C. GAINA, S. GOLYNSKY, R. KUCKS, H. LÜHR, P. MILLIGAN, S. MOGREN, D. MÜLLER, O. OLESEN, M.

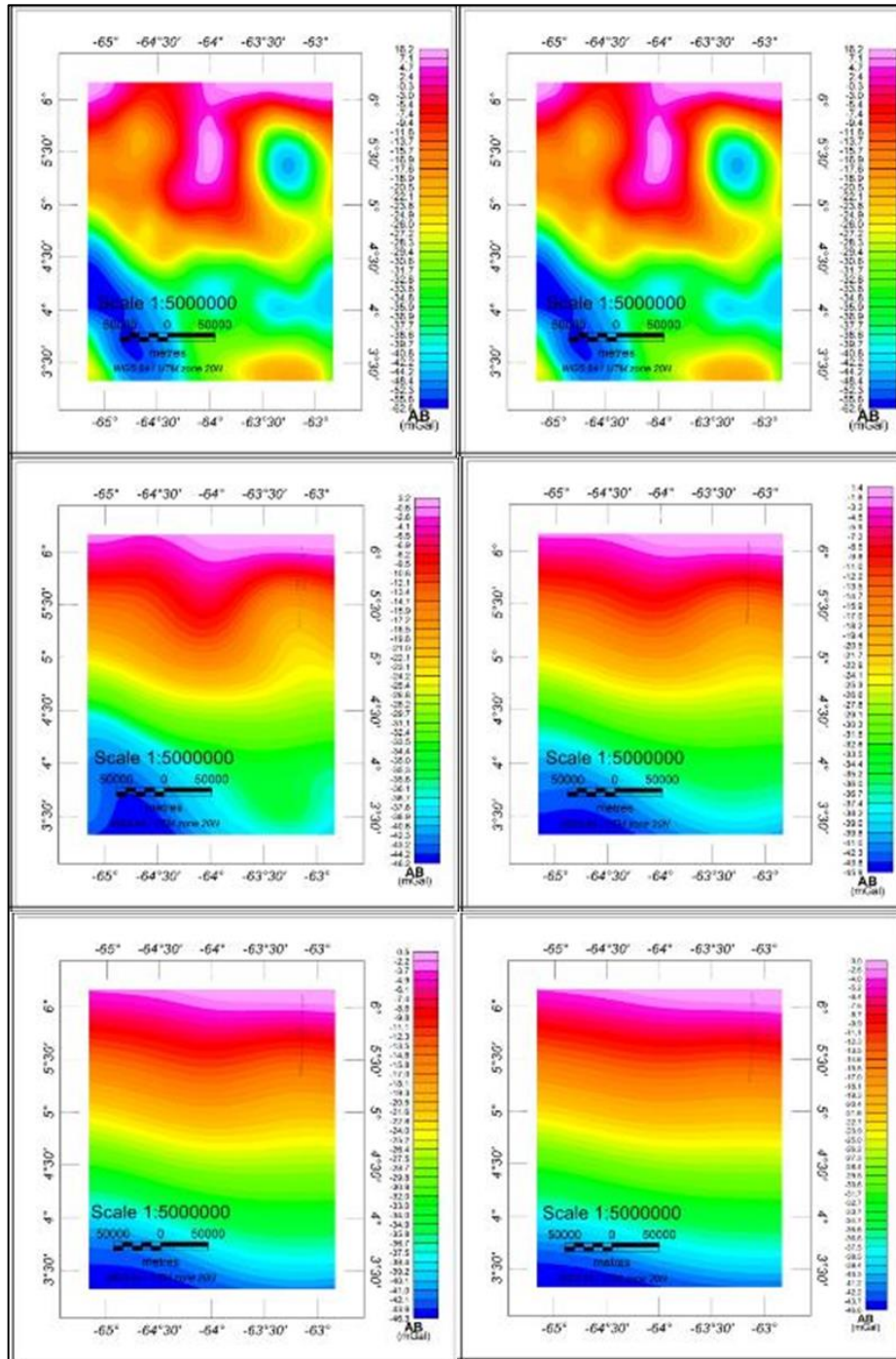
- PILKINGTON, R. SALTUS, B. SCHRECKENBERGER, E. THÉBAULT, AND F. CARATORI (2009). **EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements.** En: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol.10, Q08005, doi: 10.1029/2009GC002471.
- MENDOZA, V. (1977). **Evolución tectónica del Escudo de Guayana.** Congreso Latinoamericano de Geología II, Caracas, Noviembre 1973, Memoria Boletín Geológico Caracas, Púb. Esp 7, III: 2237-2270.
- MILSON, J. (2003). **Field geophysics. The geological field guide series.** John Wiley & Sons Ltd.
- MALLICK, K., VASANTHI, A., y SHARMA, K. K. (2012). **Bouguer gravity regional and residual separation: application to geology and environment.** Springer Science & Business Media.
- MORGADO, L. A. (2005). **Análisis geofísico en la región de Guri al nordeste del estado Bolívar, Venezuela.** Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- MÜLLER, R., SDROLIAS, M., GAINA, C. & ROEST W. (2008). **Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust.** *Geochemistry. Geophysics. Geosystems.* v. 9. doi: 10.1029/2007GC001743.
- NETTLETON, L. (1971). **Elementary gravity and magnetic for geologist and seismologist.** Society of Exploration Geophysicists.
- NÚÑEZ, A. (2006). **Determinación de un geoide de precisión en áreas de pequeña extensión. Aplicación en el Parque Nacional de Doñana.** Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. 212 p.
- ORIHUELA, N., GARCÍA, A., GARZÓN, Y., GONZÁLEZ, J., TABARE, T. (2011a). **Mapa de anomalías magnéticas de Venezuela derivado de datos satelitales.** *Revista de la Facultad de Ingeniería U.C.V.*, Vol. 26, N° 1, pp. 43–49.
- ORIHUELA, N., GARCÍA, A., TABARE, T. (2011b). **Mapas de gravedad y anomalía gravimétrica de Venezuela derivados de datos satelitales.** *Revista de la Facultad de Ingeniería U.C.V.*, Vol. 26, N° 1, pp. 51–58.

- PAVLIS, N.K., HOLMES, S.A., KENYON, S.C., Y FACTOR, J.K. (2008). **An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008**. En: 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, Abril 13-18.
- (2012). **The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008)**, Journal of Geophysical Research, Vol. 117, B04406, doi: 10.1029/2011JB008916.
- PÉREZ, M. (2004). **Análisis geofísico integrado en la región de Guareto al noreste del estado Bolívar**. Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- REID, A. R. (1974). **Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela**. Boletín Geológico, Memoria IX Conferencia Geológica Inter-guayanas, Ciudad Guayana, Venezuela, Mayo 1972, Caracas, publicaciones Españolas, 6: 342-353.
- REIGBER, CH., SCHWINTZER, P. Y LÜHR, H. (1999). **The CHAMP geopotential mission**. Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata. VOL. 40, N. 3-4, pp. 285-289; SEP.-DEC B. 1999
- RODRÍGUEZ, I., GRANDE, S., ADRIÁN N., AZUAJE, R., DÍAZ, A., ESCORIHUELA, N., LOZANO, L, MORGADO, L., PÉREZ, M., VARGAS, E. (2006). **Modelaje cortical del Escudo de Guayana, Venezuela, con base en datos gravimétricos y magnéticos**. En: Backbone of the Americas-Patagonia to Alaska, 3 al 7 Abril, Geol. Soc. Am.
- ROSA-COSTA, L.T. DA, LAFON, J.M. Y DELOR, C. (2006). **Zircon Geochronology and Sm-Nd isotopic Study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic Geodynamical Evolution of the Southeastern Guiana Shield, North of Amazonian Craton, Brazil**. Gondwana Research 10 (2006) 277-300.
- SÁNCHEZ, N. (2003). **Estructura Gravimétrica y Magnética de la Corteza del Suroeste Peninsular (Zona Surportuguesa y Zona De Ossa-Morena)**. Tesis doctoral, Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. ISBN: 84-669-1785-3

- SÁNCHEZ, N., GÓMEZ, D. BERGAMÍN, J. F. y TEJERO, R. (1998). **Aplicación del análisis espectral para la separación regional-residual de anomalías gravimétricas y aeromagnéticas en el SO del Macizo Ibérico.** *Geogaceta*, 23, pág., 131-134.
- SCHMITZ M., CHALBAUD D., CASTILLO J. E IZARRA C. (2001). **The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data.** *Tectonophysics* 345 (2002) 103–118
- SIDDER G. Y MENDOZA V. (1991). **Geology of the Venezuelan Guayana Shield and its Relation to the Entire Guayana Shield.** Open-File Report 91-141. U.S. Geological Survey editorial standards.
- CRISANTO, S. (1998). **Estudio Petrográfico y Mineralógico de las Rocas del Cerro Guaiquinima, Estado Bolívar.** Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geología. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- SOARES, M. (1985). **Estudio petrográfico de la estructura alcalina La Chu ruata, Territorio Federal Amazonas.** Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela. Pp.2117-2162.
- TAPLEY, B. D., WATKINS, M., BETTADPUR S. y REIGBER, C. (2004). **The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results** *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, No. 9, L09607, 10.1029/2004GL019920.
- TASSINARI, C. C. G. Y MACAMBIRA, M. J. B. (1999). **Geochronological Provinces of the Amazonian Craton.** En: *Episodes*, Vol. 22, Núm. 3, p. 174-182.
- (2004) “A evolução tectônica do Cráton Amazônico”. En: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (Eds.) *Geologia do Continente Sul-mericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Beca. p. 471-485.
- VARGAS, E. D. (2004). **Análisis integrado de datos geofísicos con fines de prospección minera de la región noreste del Estado Bolívar.** Trabajo Especial de Grado. No Publicado, Departamento de Geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela.

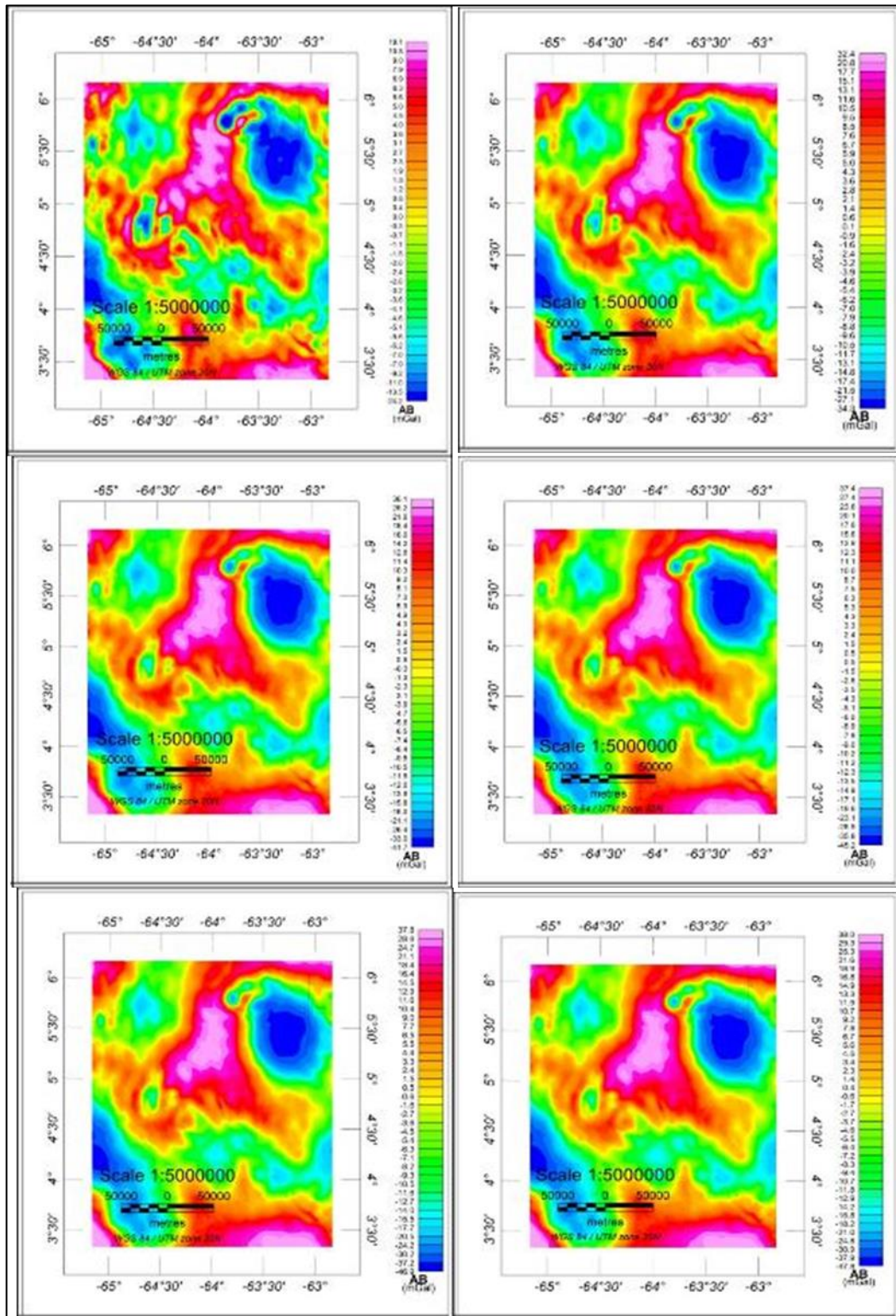
APÉNDICE

Apéndice 1: Mapas regionales-residuales de AB y AM



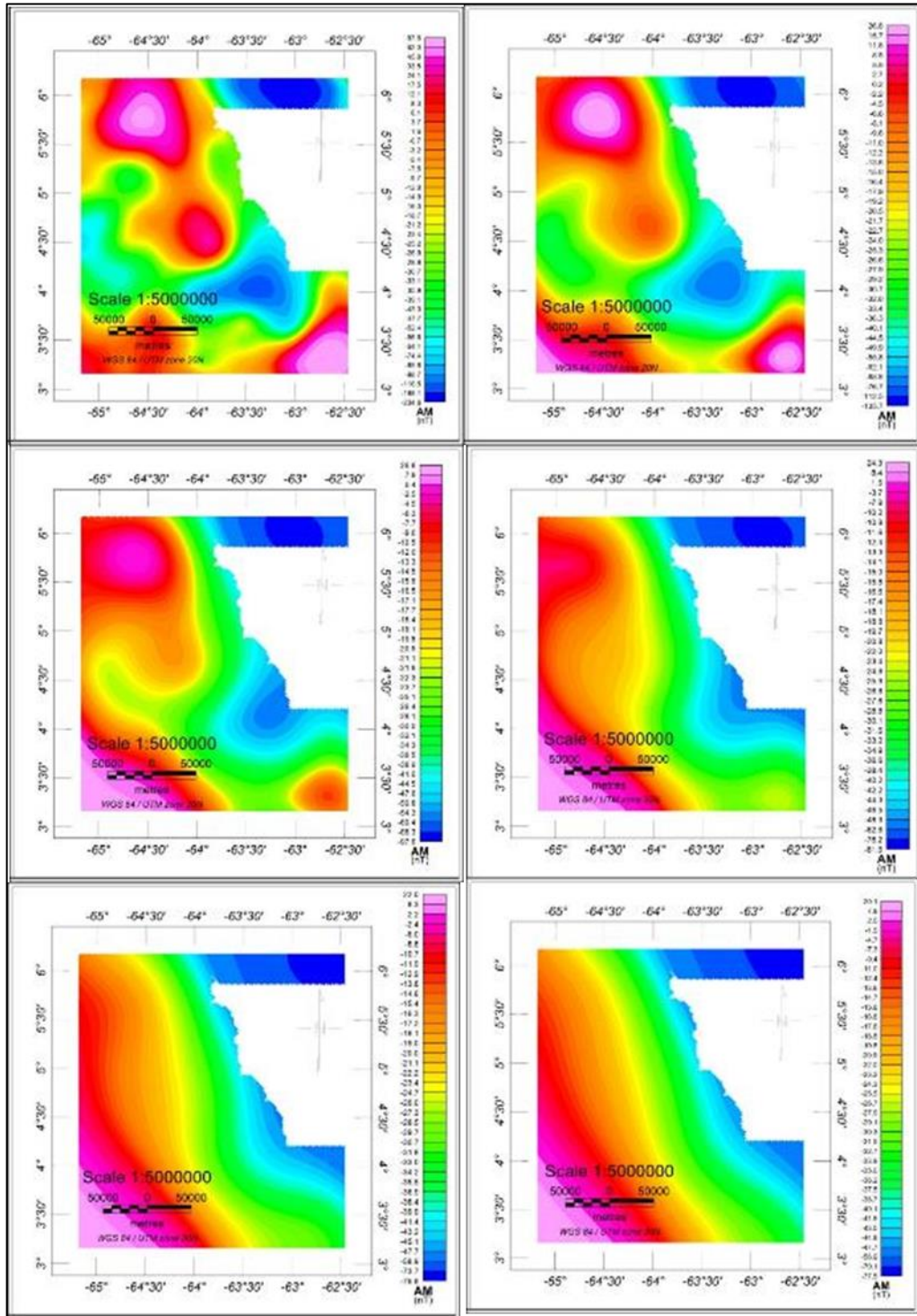
Apéndice 3.1. Mapas regionales de la Anomalia de Bouguer de la base de datos de GGMplus. En las imágenes se muestra un aumento de la distancia desde 10 hasta 110 km desde la imagen

superior izquierda hasta la imagen inferior derecha. (a. 10 km, b. 30 km, c. 50 km, d. 70 km, e. 90 km, f. 110 km).

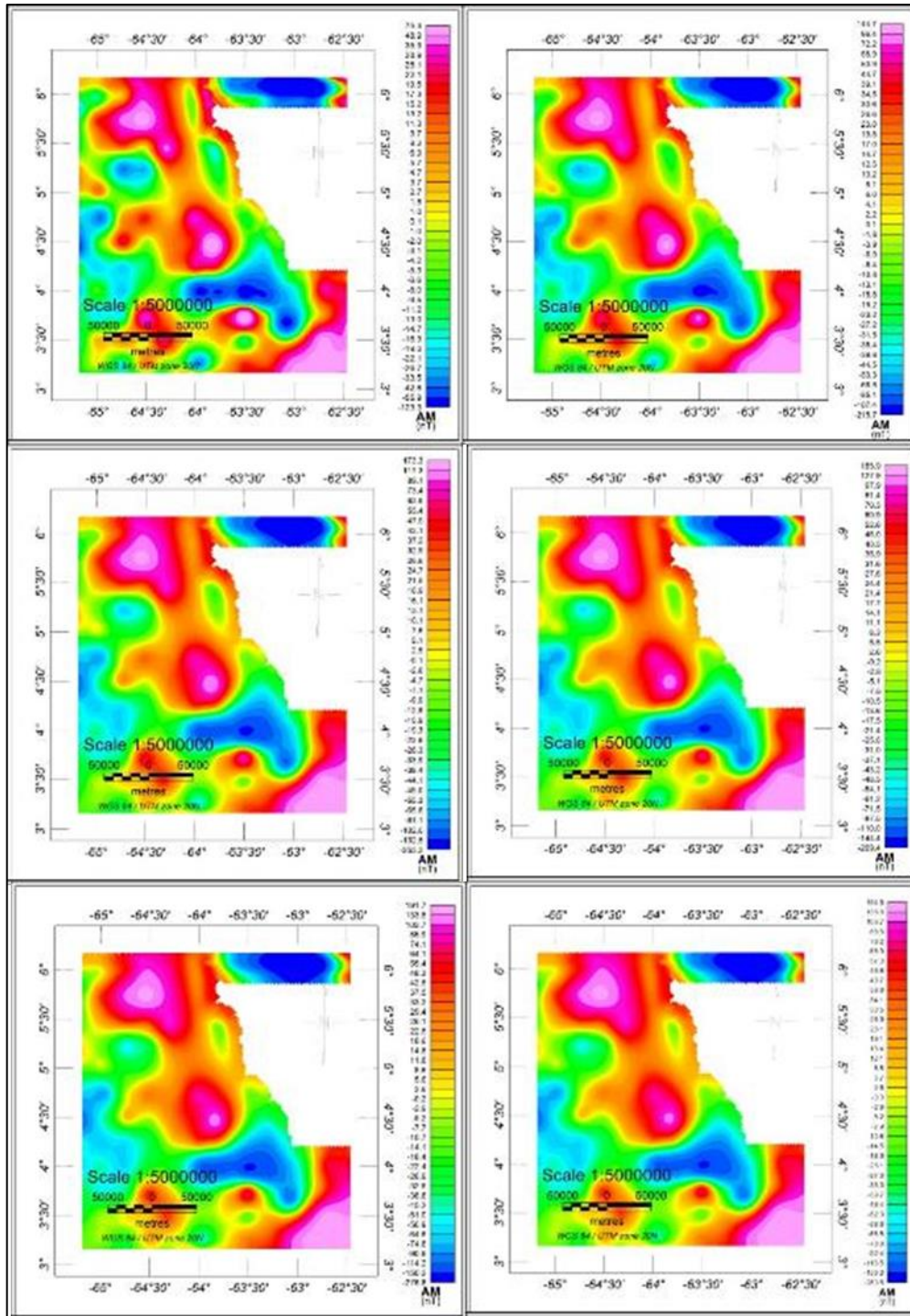


Apéndice 3.2. Mapas residuales de la Anomalía de Bouguer de la base de datos de GGMplus. En las imágenes se muestra un aumento de la distancia desde 10 hasta 110 km desde la imagen

superior izquierda hasta la imagen inferior derecha (a. 10 km, b. 30 km, c. 50 km, d. 70 km, e. 90 km, f. 110 km).

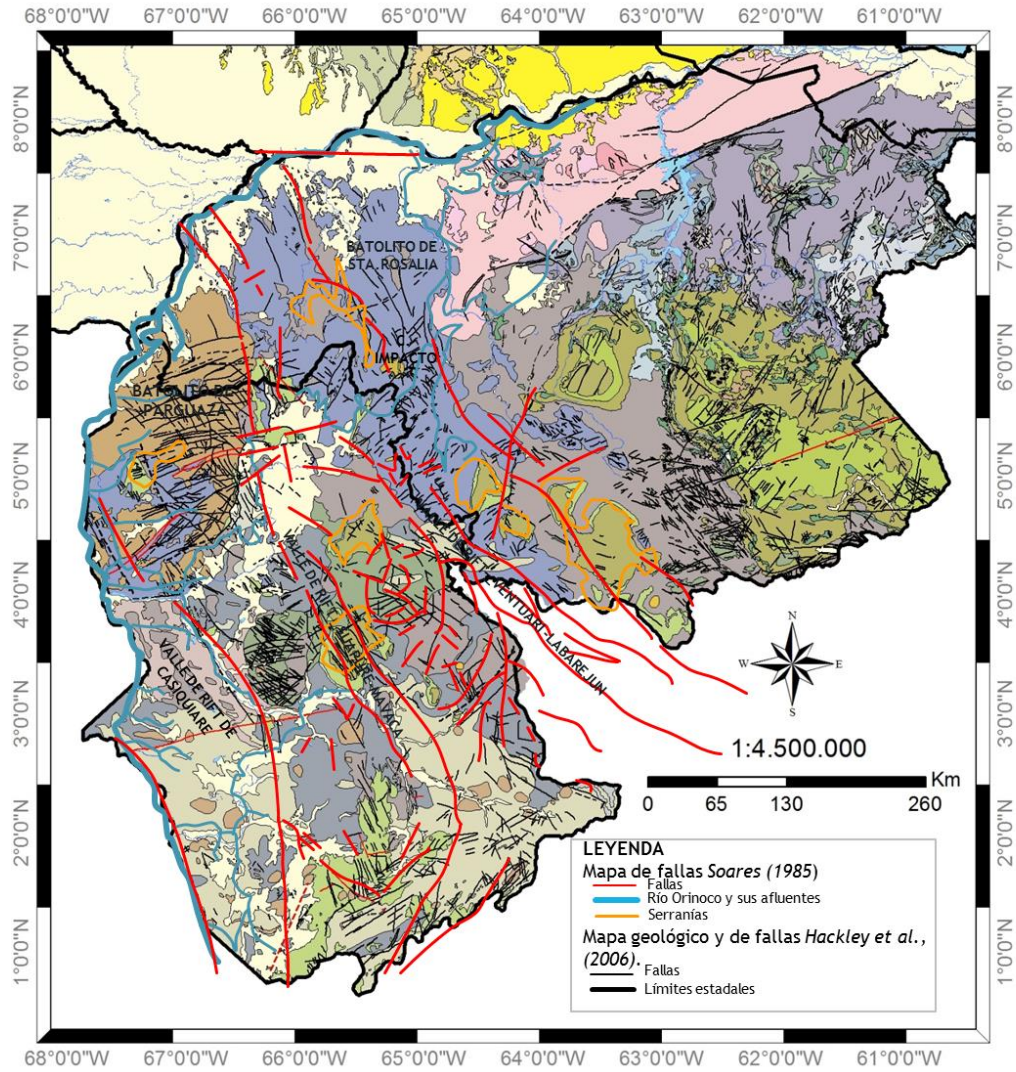


Apéndice 3.3. Mapas regionales de la Anomalía Magnética de la base de datos de la ABAE. En las imágenes se muestra un aumento de la distancia desde 10 hasta 110 km desde la imagen superior izquierda hasta la imagen inferior derecha (a. 10 km, b. 30 km, c. 50 km, d. 70 km, e. 90 km, f. 110 km).



Apéndice 3.4. Mapas residuales de la Anomalia Magnética de la base de datos de la ABAE. En las imágenes se muestra un aumento de la distancia desde 10 hasta 110 km desde la imagen superior izquierda hasta la imagen inferior derecha (a. 10 km, b. 30 km, c. 50 km, d. 70 km, e. 90 km, f. 110 km).

Apéndice 2: Mapa geológico-estructural del Cratón de Guayana



Apéndice 2. Mapa geológico del Cratón de Guayana (Hackley *et al.* 2006) con el mapa estructural de Martin (1972, tomado de Soares, 1985).