



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

**INTEGRACIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA
A PARTIR DE DATOS SATELITALES
EN LA ZONA CENTRAL DEL ESTADO AMAZONAS**

**TUTOR ACADÉMICO: INÍRIDA RODRÍGUEZ M.
COTUTOR ACADÉMICO: SEBASTIÁN GRANDE**

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO PRESENTADO ANTE LA ILUSTRE
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE INGENIERO GEOFÍSICO POR EL
BR. ERICK S. KUSNIR L.**

CARACAS. JUNIO, 2015

Caracas, 23 de junio 2015

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el **BR. ERICK S. KUSNIR L.**

**INTEGRACIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA
A PARTIR DE DATOS SATELITALES
EN LA ZONA CENTRAL DEL ESTADO AMAZONAS**

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

Prof. José Cavada

Prof. Nuris Orihuela

Prof. Inírida Rodríguez Millán (Tutor)

AGRADECIMIENTOS

A la escuela de Geología, Minas y Geofísica y a todos sus integrantes, por el valioso conocimiento impartido.

A mi tutora la Profa. Inírida Rodríguez Millán por haberme guiado en este proyecto y a lo largo de estos años.

A mi cotutor el Prof. Sebastián Grande por su apoyo, conocimientos y su valiosa apreciación de la geología.

Al Prof. Mariano Arnaiz por su ayuda en el manejo de programas necesarios en la realización del presente trabajo y por sus valiosas apreciaciones.

A mi mamá por su presencia, ayuda y alegrías.

Kusnir L. Erick S.
INTEGRACIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA
A PARTIR DE DATOS SATELITALES
EN LA ZONA CENTRAL DEL ESTADO AMAZONAS

Tutor Académico: Inírida Rodríguez M.

Cotutor Académico: Sebastián Grande

Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas Y Geofísica.

Palabras claves: Gravimetría satelital, magnetometría satelital, modelos gravimétricos, modelos magnéticos, profundidad, Ventuari, Casiquiare, dominios petrotectónicos, Duida-Marahuaca, Yapacana, Parima-Tapirapecó.

Resumen

En el presente Trabajo Especial de Grado se realizó un estudio geofísico integrado gravimétrico y magnético en el área central del Estado Amazonas, con coordenadas comprendidas entre los grados -68 y -63,25 de longitud y entre los grados 2 y 4 de latitud.

Esto se realizó a partir de tres bases de datos gravimétricas y una magnética. Cada una de las bases de datos gravimétricas posee una resolución espacial diferente, estando de menor a mayor resolución en el siguiente orden: 2 minutos arco, 1 minuto arco y 18 segundos arco. El uso de las tres bases de datos probó ser de gran utilidad, al poder comprarlas entre sí, corroborar sus consistencias y complementar el análisis de los resultados en las fortalezas que cada una posee. La base de datos que se eligió como la más representativa y confiable fue la de mejor resolución espacial. Se contó con una sola base de datos magnética de 2 minutos arco de resolución espacial.

Los datos se analizaron estadísticamente para su validación, tras lo cual se prosiguió al cálculo de las diferentes anomalías, sus espectros y demás herramientas matemáticas tales como los cosenos direccionales, la separación regional-residual, la reducción al ecuador magnético y la deconvolución de Euler, para lograr un análisis completo y veraz. Posterior a dicho análisis se generaron modelos corticales sobre dos perfiles, uno con dirección N45E y otro con dirección E-W.

Entre los resultados más importantes de este trabajo se encuentran la integración de un mapa geológico de la zona de estudio y las profundidades estimadas por el método del análisis espectral asociadas a la discontinuidad de Mohorovicic (43,2 km), la discontinuidad de Conrad (20,1 km) y el límite entre el tope de la corteza superior y el basamento ígneo (6 km).

Los resultados de este trabajo verifican postulados y datos previos tales como la profundidad estimada de la discontinuidad de Mohorovicic en el Escudo de Guayana y la discriminación realizada por varios geólogos acerca de los diferentes dominios petrotectónicos que se ubican al sur de dicho Escudo. Acerca de esto último, queda en evidencia en los resultados de este trabajo, el límite entre los dominios Ventuari y Casiquiare con una tendencia preferencial N45W, así como también la presencia de la provincia Cuchivero al norte del área de estudio. Anomalías magnéticas en las cercanías del cerro Yapacana y en la Serranía La Neblina han sido identificadas como potenciales depósitos auríferos importantes. Otras anomalías magnéticas presentes en intrusiones alcalinas como la Formación La Churuata y en otra al noreste de ésta, presentan depósitos de uranio. La formación de estos depósitos está estrechamente relacionada con la zona de fallas que separa los dominios arriba mencionados, la cual pertenece a un rift abortado y posteriormente suturado.

ÍNDICE

	Pág.
AGRADECIMIENTOS	i
RESUMEN	ii
ÍNDICE	iii
ÍNDICE DE TABLAS	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. Objetivos de la investigación	3
I.2. Ubicación	4
I.3. Alcance	4
I.4. Estudios previos	5
II. MARCO GEOLÓGICO	7
II.1. Provincias Geológicas del Escudo de Guayana en Venezuela	9
II.1.1. Provincia Imataca	10
II.1.2. Provincia Pastora	11
II.1.3. Provincia Cuchivero	12
II.1.4. Provincia Roraima	14
II.2. Dominios del Estado Amazonas	16
II.3. Depósitos minerales en el Escudo de Guayana	22
II.4. Formaciones y grupos Geológicos	24
II.4.1. Granito de Atabapo	24
II.4.2. Granito del Parguaza	24
II.4.3. Grupo Roraima	25
II.4.4. Formación La Esmeralda	27
II.4.5. Complejo Alcalino de La Churuata	27
II.5. Generalidades geológicas de la zona de estudio. Mapas.	30
III. MARCO TEÓRICO	33
III.1. Gravimetría	33

III.1.1.	Correcciones gravimétricas	34
III.1.1.1.	Corrección por latitud	34
III.1.1.2.	Corrección de Aire Libre	35
III.1.1.3.	Corrección de Bouguer	36
III.1.1.4.	Corrección Topográfica	37
III.1.2.	Anomalías gravimétricas	39
III.1.3.	Análisis de profundidades	41
III.1.4.	Gravimetría satelital	42
III.1.5.	Modelos Gravitacionales Globales	45
III.2.	Magnetometría	51
III.2.1.	Magnetometría Satelital	57
IV.	MARCO METODOLÓGICO	61
IV.1.	Secuencia de trabajo	61
V.	ANÁLISIS DE RESULTADOS	67
V.1.	Control Estadístico	67
V.1.1.	Base de datos de ABAE	67
V.1.1.1.	Anomalía de Bouger	67
V.1.1.2.	Anomalía Magnética	70
V.1.2.	Base de datos de UCSD	72
V.1.3.	Base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco	75
V.2.	Espectros	79
V.2.1.	Espectros Gravimétricos	79
V.2.2.	Espectro Magnético	83
V.3.	Análisis Gravimétrico	85
V.3.1.	Anomalías	85
V.3.1.1.	Anomalías de Aire Libre	85
V.3.1.2.	Anomalías de Bouguer	93
V.3.2.	Análisis direccional	99
V.3.3.	Análisis regional-residual	102
V.3.4.	Deconvolución de Euler	108

V.4.	Análisis magnético	115
V.4.1.	Anomalía magnética	115
V.4.2.	Cosenos direccionales y reducción al Ecuador magnético	118
V.4.3.	Análisis regional-residual	122
V.4.4.	Deconvolución de Euler	129
V.5.	Perfiles y modelos	132
V.5.1.	Modelos estructurales	135
V.5.1.1.	Modelo sobre perfil AB	136
V.5.1.2.	Modelo sobre perfil CD	141
VI.	SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	146
VI.1.	Conclusiones	150
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	153
	ÁPENDICE A	157
	ÁPENDICE B	162
	ÁPENDICE C	163

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 2.1. Secuencia de eventos litotectónicos del Escudo de Guayana	8
Tabla 5.1. Prueba de normalidad de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de ABAE	69
Tabla 5.2. Datos estadísticos relevantes de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de ABAE	69
Tabla 5.3. Prueba de normalidad de la anomalía magnética. Base de datos de ABAE	71
Tabla 5.4. Datos estadísticos relevantes de la anomalía magnética a partir de datos de la base de datos de ABAE	72
Tabla 5.5. Prueba de normalidad de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de UCSD.	74
Tabla 5.6. Datos estadísticos relevantes de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de UCSD	75
Tabla 5.7. Prueba de normalidad de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco	77
Tabla 5.8. Datos estadísticos relevantes de la anomalía de Bouguer, a partir de datos de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco	78
Tabla 5.9. Profundidad de fuentes gravimétricas – base de datos ABAE	80
Tabla 5.10. Profundidad de fuentes gravimétricas – base de datos UCSD	81
Tabla 5.11. Profundidad de fuentes gravimétricas – base de datos GGMplus	82
Tabla 5.12 Profundidad de fuentes magnéticas	84
Tabla 5.13. Valores de densidades y susceptibilidades usados para generar los modelos	135

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1. Zona de estudio, enmarcada en color blanco	4
Figura 2.1. Principales eventos de crecimiento continental	9
Figura 2.2. Provincias geológicas del Escudo de Guayana	9
Figura 2.3. Mapa de localización de muestras analizadas	17
Figura 2.4. Dominios petrotectónicos de territorio Amazonas, Venezuela	17
Figura 2.5. Provincias geocronológicas estructurales de la región amazónica	20
Figura 2.6. Rasgos tectónicos y valles de rift de la plataforma amazónica	28
Figura 2.7. Interpretación radimétrica de La Churuata	29
Figura 2.8. Mapa Geológico del Territorio Federal Amazonas	30
Figura 2.9. Mapa geológico integrado de la zona de estudio	31
Figura 2.10. Leyenda del Mapa Geológico integrado de la zona en estudio	32
Figura 3.1. Atracción de masas por efecto gravitatorio	33
Figura 3.2. Representación gráfica de los cambios topográficos con respecto al nivel del referencia (en este caso nivel del mar) y su efecto en la medición de la gravedad.	35
Figura 3.3. Representación gráfica de la placa de Bouguer en un volumen cilíndrico	36
Figura 3.4. Algoritmos utilizados por el programa Oasis Montaj, de la empresa Geosoft, para realizar la Corrección Topográfica.	38
Figura 3.5. Contribución relativa (%) de datos GOCE / GRACE por coeficientes esféricos armónicos en la combinación con EGM2008	49
Figura 3.6. Campo gravedad en diferentes niveles de resolución en el borde del Monte Everest	50
Figura 3.7. Representación gráfica de las diferentes direcciones y ángulos relativos al campo magnético.	53
Figura 3.8. Espectro del mallado final	59
Figura 4.1. Diagrama de flujo de la metodología usada en el presente trabajo	66

Figura 5.1 Histograma de la anomalía de Bouguer – base de datos ABAE	68
Figura 5.2. Diagrama de caja y bigote de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de ABAE	68
Figura 5.3. Histograma de la anomalía magnética. Base de datos de ABAE	70
Figura 5.4. Diagrama de caja y bigote de la anomalía de Magnética (ABAE)	71
Figura 5.5. Histograma de la anomalía de Bouguer – base de datos UCSD	73
Figura 5.6. Diagrama de caja y bigote de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de UCSD	74
Figura 5.7. Histograma de la anomalía de Bouguer – base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco.	76
Figura 5.8. Diagrama de caja y bigote de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco	77
Figura 5.9. Espectro gravimétrico – Base de datos ABAE	81
Figura 5.10. Espectro gravimétrico – base de datos UCSD	82
Figura 5.11. Espectro gravimétrico – base de datos GGMplus muestreado a 18 segundos arco	83
Figura 5.12. Espectro magnético	84
Figura 5.13 Topografía – base de datos ABAE	87
Figura 5.14 Topografía – base de datos UCSD	88
Figura 5.15 Topografía – base de datos GGMplus	89
Figura 5.16 Anomalía de aire libre – base de datos ABAE	90
Figura 5.17 Anomalía de aire libre – base de datos UCSD	91
Figura 5.18 Anomalía de aire libre – base de datos	92
Figura 5.19 Anomalía de Bouguer – base de datos ABAE	96
Figura 5.20 Anomalía de Bouguer – base de datos UCSD	97
Figura 5.21 Anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus	98
Figura 5.22 Coseno direccional de N45W de la anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus	100
Figura 5.23 Coseno direccional de N45E de la anomalía de Bouguer – base	101

de datos GGMplus	
Figura 5.24 Continuación analítica a 70km de la anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus	105
Figura 5.25 Residual anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus	106
Figura 5.26 Altura de cuasigeoide de Molodenski – base de datos GGMplus	107
Figura 5.27. Deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer – base de datos ABAE	112
Figura 5.28. Deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer – base de datos UCSD	113
Figura 5.29. Deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer – Base de datos modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco	114
Figura 5.30. Anomalía magnética – base de datos ABAE	117
Figura 5.31. Coseno direccional de N45W de la anomalía magnética– base de datos ABAE	119
Figura 5.32. Coseno direccional de N45E de la anomalía magnética– base de datos ABAE	120
Figura 5.33. Reducción al Ecuador de la anomalía magnética – base de datos ABAE	121
Figura 5.34. Continuación analítica a 70km de la anomalía magnética– base de datos ABAE	124
Figura 5.35. Residual de la anomalía magnética– base de datos ABAE	125
Figura 5.36. IGRF 2005	126
Figura 5.37. Inclinación 2005	127
Figura 5.38. Declinación 2005	128
Figura 5.39. Deconvolución de Euler de la anomalía magnética – base de datos ABAE	131
Figura 5.40. Perfiles AB y CD sobre el mapa de la anomalía de Bouguer - GGMplus muestreado a 18 segundos arco	133
Figura 5.41. Perfiles AB y CD sobre el mapa geológico integrado	134
Figura 5.42. Modelo sobre Perfil AB	140

Figura 5.43. Modelo sobre Perfil CD	145
Figura A.1. Espectro de la anomalía de Bouguer - Base de datos GGMplus muestreada a 18 segundos arco	157
Figura A.2. Mapa regional de la anomalía magnética por filtrado Gaussiano, longitud de onda 600 km.	159
Figura A.3. Mapa regional de la anomalía de Bouguer por filtrado Gaussiano, longitud de onda 400 km.	160
Figura A.4 Mapa de anomalía magnética de Venezuela	161
Figura B.1. Mapa Metalogénico de Venezuela	162
Figura C.1. Mapa integrado de zonas bajo estudio del proyecto dirigido por la Dra Rodríguez Millán	163

CAPÍTULO I. Introducción

El Estado Amazonas comprende unos 177.617 km² de extensión y posee una población de tan solo 178.680 habitantes para el 2015. Es uno de los Estados menos explorados de Venezuela, si no el que menos, desde muchos puntos de vista. Entre los aspectos que han sido poco investigados en este Estado, están sus características geofísicas. Se han realizado algunas excursiones geológicas y se tienen muestras de rocas de diferentes localidades de este Estado, pero estudios que involucren las propiedades del subsuelo son escasos, en el mejor de los casos, o inexistentes en ciertas zonas.

El Estado Amazonas junto con el Estado Bolívar conforman la parte venezolana del Escudo de Guayana, uno de los más antiguos del planeta, con rocas que van hasta los 3.600 millones de años de antigüedad y otras más jóvenes.

La relevancia de esta región para el desarrollo nacional se debe a la presencia de una gran franja en la parte norte y central del Estado Bolívar que contiene altas concentraciones de elementos minerales útiles en la industria tales como hierro, bauxita, oro, entre otros, además de un gran potencial hidroeléctrico así como su mayor cercanía con la zona centro-norte del país donde se encuentra la mayor concentración poblacional. Vale destacar que el Estado Bolívar cuenta con importantes sabanas, lo que facilita el acceso, cosa distinta en el Estado Amazonas, que presenta zonas selváticas de mayores proporciones.

Amazonas es también un Estado con inmensas potencialidades, debido a que su composición e historia geológica es hermana de la de su vecino más desarrollado, el Estado Bolívar, y por lo tanto se pueden generar oportunidades equivalentes de crecimiento y desarrollo; además de la invaluable biodiversidad que ofrece y que la convierte en territorio de futuro promisorio.

Este Estado presenta cuatro parques nacionales, que abarcan gran parte de su territorio, a saber: Parque Nacional Serranía La Neblina, Parque Nacional Parima-Tapirapecó, Parque Nacional Duida-Marahuaca y Parque Nacional Cerro Yapacana. Estos parques están presentes en la zona objeto de estudio de este trabajo, parte central del Estado Amazonas, ya sea de forma parcial o completa, y hacia sus bordes las respectivas zonas fronterizas con Brasil hacia el este y Colombia hacia el oeste.

Para entender todas las potencialidades presentes en el Estado Amazonas, debe primero caracterizarse y estudiarse. Aunque esta investigación no pretende abarcar en su totalidad tal alcance, es un paso en esa dirección, debido a que utiliza un método que permite el estudio de grandes áreas, sin exigir el traslado a lugares tan remotos de nuestro país. Además es un método geofísico esencial y reconocido a nivel mundial para estudios estructurales de la Tierra que puede mostrar rasgos, que al ser combinados con aspectos geológicos conocidos de la zona, ofrecen una explicación mucho más completa acerca del subsuelo en la zona en referencia.

Las adquisiciones gravimétricas y magnéticas satelitales obtenidas gracias a satélites como el GRACE, el GOCE y el CHAMP, además de las adquisiciones topográficas obtenidas gracias a la misión SRTM¹, son una valiosa herramienta a la que aún se le puede sacar mucho provecho. Eso sin tomar en cuenta las futuras misiones que actualicen a mejor resolución los datos obtenidos de la Tierra como por ejemplo la misión espacial Gravity Recovery and Climate Experiment-Follow-On (GRACE-FO), con su satélite a ser lanzado en el año 2017, que constituye la continuación y actualización del satélite GRACE - que dejará de funcionar para esta misma fecha - y el satélite SWARM, lanzado en el 2013 por la Agencia Espacial Europea para estudiar el campo magnético terrestre, sirviendo así para actualizar los datos obtenidos por el satélite CHAMP - que se encuentra fuera de funcionamiento desde el año 2010- y generar un futuro modelo magnético terrestre de mayor resolución espacial.

Esta cantidad gigantesca de datos obtenidos por medio de satélites, además de las adquisiciones aéreas, marítimas y en tierra, integrados entre sí en modelos gravimétricos y magnéticos de la Tierra gracias a la capacidad de cálculo actual, son el punto de partida de este trabajo.

En esta investigación se utilizaron datos gravimétricos y magnéticos provistos por la Agencia Bolivariana Aero-Espacial, ABAE, con una resolución espacial de 2 minutos (los cuales se muestran en el trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero geofísico

¹Siglas de: Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE), CHALLENGING Minisatellite Payload (CHAMP) y Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), respectivamente

en la Universidad Central de Venezuela de García A. 2009). Estos datos pertenecen al modelo gravimétrico EGM2008 y al modelo magnético EMAG2.

Se utilizaron igualmente datos gravimétricos publicados libremente por la Universidad de California en San Diego (UCSD), que parten también del modelo EGM2008, pero integrándolo con datos topográficos del doble de resolución espacial, lo cual genera un modelo gravimétrico con resolución final de 1 minuto.

Por último, se utilizaron los datos del modelo GGMplus, un modelo recientemente publicado y de libre acceso, realizado por la Universidad de Curtin en Australia junto con la Universidad Técnica de Munich en Alemania, que integra los datos anteriormente mencionados con los datos topográficos obtenidos por las misiones espaciales SRTM, que define un modelo gravimétrico final con resolución espacial de 7,2 arco segundos.

I.1. Objetivos de la investigación

El objetivo general de esta investigación es interpretar la estructura del subsuelo del sector central del Estado Amazonas en términos geológicos y geofísicos, con base en la integración de datos gravimétricos y magnéticos satelitales.

Como objetivos específicos de esta investigación están:

- Organizar una base de datos gravimétricos y magnéticos satelitales.
- Analizar desde el punto de vista estadístico los datos gravimétricos y magnéticos satelitales de la zona en estudio.
- Interpretar los diferentes mapas gravimétricos y magnéticos, con relación a las estructuras geológicas de la zona en estudio.
- Determinar las profundidades de las fuentes anómalas mediante los métodos del análisis espectral, la deconvolución de Euler y el filtrado por frecuencia.
- Proponer un modelo de la estructura del subsuelo a través de dos perfiles gravimétrico-magnéticos.
- Buscar evidencias, a partir de los datos procesados, para la delimitación de algunas de las provincias tectónicas de Guayana.

I.2. Ubicación

La zona objeto de estudio, comprendida entre los grados de longitud: $63,25^{\circ}\text{W} - 68^{\circ}\text{W}$ y de latitud $2^{\circ}\text{N} - 4^{\circ}\text{N}$, cubre un área total aproximada de 115.000 km^2 y se muestra en la figura 1.1 enmarcada en un cuadro blanco.

Para lograr una óptima resolución y solventar problemas de borde se amplió la ventana de datos en $0,25^{\circ}$ en las direcciones norte y sur; no fue necesario ampliarla en el sentido este-oeste por cuanto la ventana ya cubre un área mayor a la delimitada por la frontera venezolana. Por lo tanto, las coordenadas de la ventana ampliada de datos son: $63,267^{\circ}\text{W} - 68^{\circ}\text{W}$ y latitud $1,767^{\circ}\text{N} - 4,267^{\circ}\text{N}$, las cuales se observan enmarcadas en color azul en la figura 1.1.

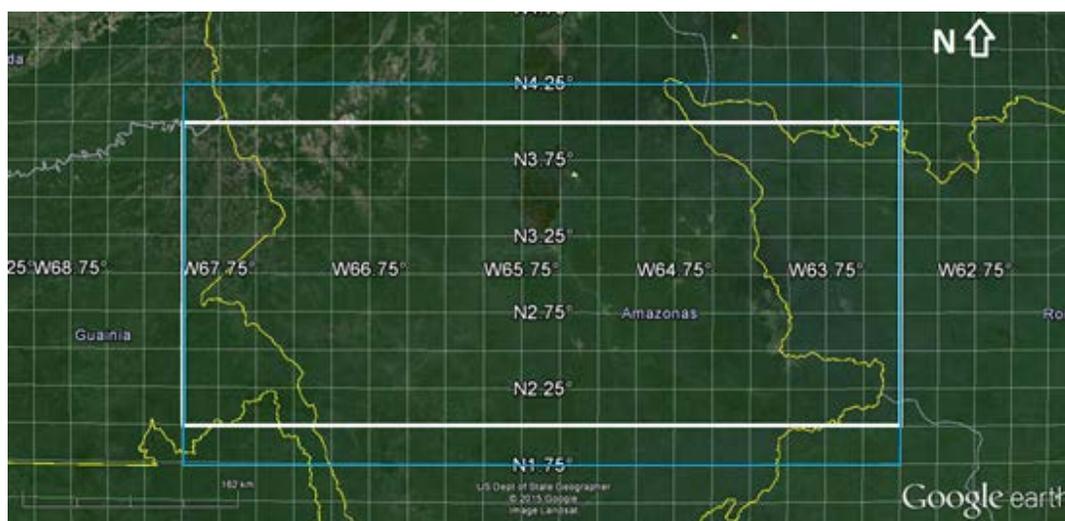


Figura 1.1. Zona de estudio, enmarcada en color blanco

I.3. Alcance

Para los datos obtenidos por medio de ABAE hay un total de 10868 puntos de los que se tienen la gravedad observada (ya corregida por efecto de mareas), la gravedad teórica, la anomalía magnética, sus coordenadas geográficas y cota. Estos puntos están distanciados 2 minutos de arco entre sí, lo que es igual a $0,033$ grados arco (aproximadamente 3667 metros entre puntos de medición para la zona de estudio).

Para los datos obtenidos de la base datos de UCSD hay un total de 43187 puntos en los que se tienen anomalía de aire libre, sus coordenadas geográficas y cota. Estos puntos están

distanciados 1 minuto de arco entre sí, lo que es igual a 0,0166 grados arco (aproximadamente 1833 metros entre puntos de medición para la zona de estudio).

Para los datos obtenidos del modelo GGMplus de la Universidad de Curtis a través de su base de datos, hay un total 2.966.500 puntos de los que se tiene gravedad observada, alturas de cuasi-geoides y sus coordenadas geográficas. Estos puntos están distanciados 7,2 segundos de arco entre sí, lo que es igual a 0,002 grados (aproximadamente 220 metros entre puntos de medición para la zona de estudio). Para realizar las correcciones pertinentes se tuvo acceso a los datos topográficos SRTM a 3 segundos arco de resolución espacial. Ambos conjuntos de datos, los gravimétricos del modelo GGMplus y los topográficos SRTM, fueron re-muestreados a 18 segundos arcos para generar así una base de datos única con gravimetría y topografía que contenga datos a una misma resolución y en los mismos puntos geográficos.

I.4. Estudios previos

Esta zona del Estado Amazonas ha sido poco estudiada desde un punto de vista geofísico. El único estudio de estas características que fue realizado dentro del área comprendida de esta investigación es el Trabajo Especial de Grado del Ingeniero Ángel Erasmo (2002), basada en aeromagnetometría y estaciones gravimétricas en un área rectangular de 3025 km² al sur-este de San Fernando de Atabapo, Estado Amazonas.

Otros dos trabajos de grado (Wendel, 2013) y (Rangel 2014) son referencia para este estudio, por dos razones. La primera, porque estos trabajos se realizaron en áreas al sur del Estado Amazonas, cubriéndolo en su totalidad y siendo esta zona contigua a la del presente trabajo, sus resultados y conclusiones son pertinentes en el momento de analizar el área en su totalidad. La otra razón es que estos trabajos junto con el presente y otros que se realizarán en el futuro inmediato son parte de un proyecto conjunto, que tiene como objetivo estudiar de forma integrada con base en datos gravimétricos y magnéticos, el subsuelo de la región sur de Venezuela y proponer modelos estructurales para ayudar a comprender la tectónica del Escudo de Guayana; en la figura C.1 (Apéndice C) se muestran las áreas estudiadas por los trabajos de investigación del proyecto.

Esta zona, carece de estudios geofísicos en su mayor parte debido a su difícil acceso, poca vialidad y densa selva presente en ésta.

Un estudio de profundidad cortical realizado por la compañía Ecoguay en Junio de 1998 utilizando en método de refracción profunda, posteriormente analizado por Chalbaud (2000) da un espesor promedio para la zona norte del Estado Bolívar de aproximadamente 46 km en la zona oeste y decreciendo en dirección este hasta llegar a los 43 km de espesor.

Los estudios geológicos son relativamente menos escasos en el área, contándose con varios trabajos, entre los que destacan excursiones geológicas, toma y análisis de muestras, estudios radiométricos, entre otros. Mendoza (2012) hace una buena recopilación de información hasta el momento y aporta una descripción de la evolución geotectónica del Escudo de Guayana en Venezuela y de sus recursos minerales, así como también Barrios (1985) hace una buena diferenciación entre los dominios petrotectónicos que se encuentran en este Estado.

CAPÍTULO II - Marco Geológico Estructural y Tectónico

Este capítulo tiene como objetivo destacar las características e historia geológica de la región bajo estudio, así como dar una revisión de todo el Escudo de Guayana venezolano para obtener una comprensión de cómo el área en estudio se integra a su alrededor, destacando sus formaciones más relevantes y los recursos minerales presentes en ellas.

En las últimas décadas el Escudo de Guayana ha sido objeto de creciente interés, realizándose estudios para caracterizarlo y discriminarlo geológicamente por zonas o provincias, con base a sus diferencias en litología, edad geológica, evolución tectónica, estructuras presentes y posición geográfica. Es así que hoy día se acepta que el Escudo está dividido en cuatro provincias petrotectónicas: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, cada una con sus características particulares y aspectos relevantes que se expondrán a continuación.

Vale hacer la salvedad que las tres primeras provincias (Imataca, Pastora y Cuchivero, que forman parte del basamento) no están claramente identificadas en la zona bajo investigación en este trabajo, pues la misma está dentro de la definida como ‘zona sin diferenciar’; sin embargo, la relevancia de conocer sus características es la de favorecer una comprensión general de la dinámica geocronológica y su composición litológica a nivel macro. Solo en la parte más septentrional del Estado Amazonas (al norte de San Fernando de Atabapo) se reconoce la presencia de la Provincia de Cuchivero. Caso distinto es el de la Provincia de Roraima, la cual sí está expresada abiertamente en la zona de estudio, en las mesetas o tepuyes.

Es decir, la zona bajo estudio está en su mayor parte definida como ‘zona sin diferenciar’, cuyas características son levemente diferentes a las provincias petrotectónicas principales y que son el resultado de procesos geocronológicos y geotectónicos propios. Dado que dicha zona es lo suficientemente compleja ha sido dividida en varios dominios para favorecer su análisis.

En la Tabla 2.1 se muestra un resumen de los eventos geológicos más importantes registrados a nivel planetario desde su formación y su relación con las provincias del Escudo de Guayana.

Tabla 2.1. Secuencia de eventos litotectónicos del Escudo de Guayana (Fuente: Modificado de Sidder y Mendoza, 1995. Tomado de Mendoza, 2012).

EVENTOS		
Planación	Cenozoico	Levantamiento / erosión / peneplanación
	150-30 Ma	Carbonatitas y kimberlitas intrusivas en Escudo Brasileño y SW África, Dique Laguna, magmas tholeiíticos.
Nuevo Océano	210 - 200 Ma	Apertura océano Atlántico
"Collage" Kimberlitas	500 - 265 Ma	Supercontinentes Gondwana-Laurentia = Pangea
	850 - 545 Ma	Orogénesis Brasiliana - Panafricana
	850 - 750 Ma	Rifting supercontinente Rodinia: Lamprofiros-kimberlitas de Guaniamo
"Collage"	1200 - 1000 Ma	Colisión del norte de Sudamérica con norte América-Europa Final orogénesis Nickeriana/Grenvilliana Colisión Continental: Supercontinente Rodinia
	1200 - 1100 Ma	Seudotaquillitas: Falla de Guri
	1200 - 1100 Ma	Colisión Río Negro-Juruena; Jari-Falsino (Brasil)-Mitu-Garzón (Colombia)-NW del Escudo de Guayana
Granitos Rapakivis	1550 - 1350 Ma	Evento Parguazensis: Rifting Continental. Emplazamiento de granitos tipo <i>rapakivi</i> .
Rift Continental	1800 - 1600 Ma	Asociación Ígnea Avanavero = Diabasas/ gabros tholeiíticos
	1750 - 1450 Ma	Facies molásica post -tectónica: Provincia de Roraima
	1800 - 1750 Ma	Sutura Caura: "collage Tectónico"
	1860 - 1800 Ma	Facies molasoides pre- Roraima (Los Caribes, etc.)
	1860 - 1730 Ma	Final orogénesis Transamazónica 1,9-1,7 Ga evento Uatumá
	1860 - 1730 Ma	Rocas graníticas sin diferenciar de Amazonas
	1860 - 1790 Ma	Final magmatismo arco Cuchivero/ Final evento Orocaima
	1930 - 1790 Ma	Rocas volcano- Plutónicas C-A de la Provincia de Cuchivero
	1980 - 1930 Ma	Comienzo del magmatismo del Arco Cuchivero / Comienzo evento Orocaima. Supercontinentes: Atlántica/ Nena/ Columbia /Caura.
	< 2000 Ma	Rocas graníticas ricas en K ₂ O
	2050 - 2230 Ma	Basamento reactivado o intrusivas graníticas sódicas del Complejo Supamo
	2100 - 2000 Ma	Cinturones de rocas verdes (CRV) más jóvenes, C-A., tipo "Botanamo"
	2200 - 2000 Ma	Arco magmático, margen continental activo, pórfido de Au-Cu Las Cristinas.
	2300 - 2200 Ma	Cinturones de rocas verdes (CVR) más antiguos, Th, tipo "Pastora". Inicio orogénesis Transamazónica
	2400 - 2225 Ma	Rocas graníticas sódicas del Complejo Supamo intrusivas en Complejo Imataca en disrupción
"Collage"	2600 - 2500 Ma	Choque y aglutinación de micro-continentes. Supercontinente Guayanensis o Kenorlandia
Granulitas	2700 - 2600 Ma	Migmatización y granulitización de Imataca
	2960 - 2850 Ma	Orogénesis pre-Transamazónica o Aroensis
Antiguas	3350 - 3000 Ma	Formación de primitivos CRV y complejos tonalíticos pre-Imataca
	3700 - 3400 Ma	Protolito Complejo de Imataca, orogénesis Guriense Supercontinente Ur
	4500 - 4000 Ma	Bombardeo de meteoritos sobre la Tierra: 40% - 60%. Fusión del manto/núcleo. Formación y evolución de rocas komatiíticas y relacionadas
	4550 ± 20 Ma	Primitivo planeta Tierra

Asimismo, en la Figura 2.1 se muestra el crecimiento de corteza terrestre durante de la historia planetaria. Los mayores eventos de crecimiento están íntimamente asociados a las orogénesis de magnitud planetaria, en momentos de la creación de supercontinentes.

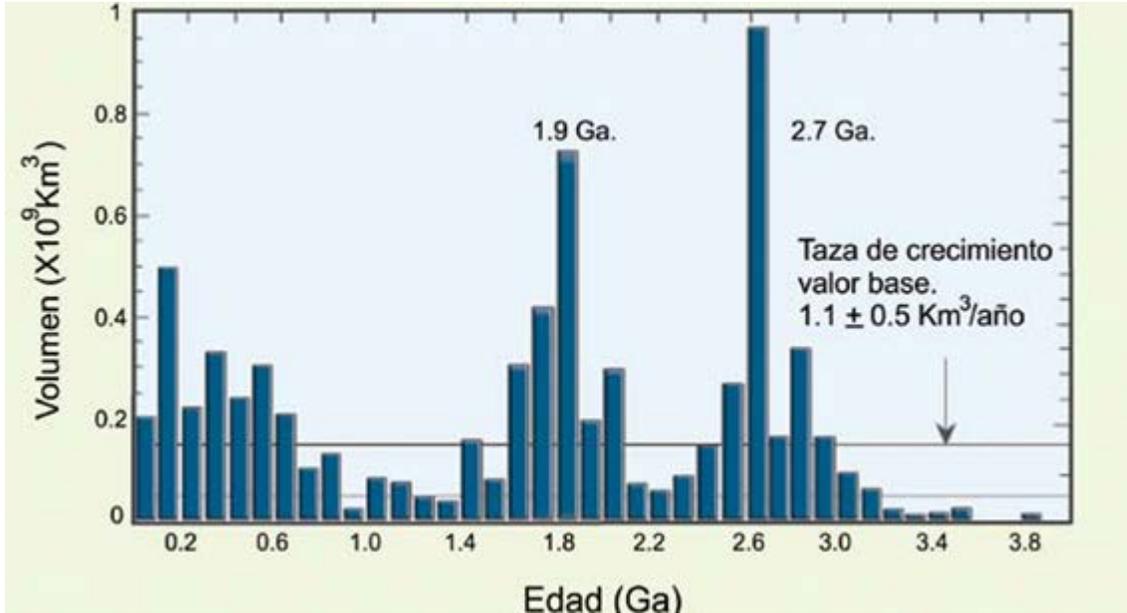


Figura 2.1. Principales eventos de crecimiento continental (Fuente: Mendoza, 2012)

II.1 Provincias Geológicas del Escudo de Guayana en Venezuela



Figura 2.2. Provincias geológicas del Escudo de Guayana. Fuente: Singer, 1997. Evaluación de pozos Venezuela WEC. (Modificado)

El Escudo de Guayana en Venezuela se ha diferenciado en 4 provincias geológicas, las cuales se muestran en la figura 2.2 y serán descritas a continuación.

II.1.1. Provincia Imataca

Se extiende en dirección WSW-ENE, desde las proximidades del río Caura hasta el delta del Orinoco y en dirección NNW-SSE, aflora desde el curso del río Orinoco hasta la falla de Guri con unos 550 km de largo y unos 80 km de ancho.

Rocas similares a las del Complejo Imataca no han sido observadas al oeste del río Caura y esto es interpretado como que dicho río marca el límite oeste de esta provincia. Imataca es de origen alóctono, posiblemente proveniente del Suroeste de África y posee un metamorfismo de alto grado.

Estudios mencionados en Mendoza (2012) que fueron basados en cientos de determinaciones de edades radiométricas, consideran que las provincias Imataca y Pastora se incluyen o forman parte de una sola provincia geocronológica denominada Maroni-Itacaiúnas.

La Provincia Maroni-Itacaiúnas limita al norte con el río Orinoco, al oeste con rocas sedimentarias del Grupo Roraima, volcánico-plutónicas del Grupo Uatumá (equivalente al Grupo Cuchivero) y las rocas de la Provincia Ventuari-Tapajós, en el Estado de Roraima de Brasil; al sur está limitada por el Escudo Guaporé.

La provincia Maroni-Itacaiúnas representa un variado número de asociaciones litológicas, fuertemente tectonizadas durante la orogénesis Transamazónica de 2,2 Ga – 1,95 Ga, en la cual se incluyen cinturones de rocas verdes, migmatitas y granulitas de esa edad.

La provincia de Imataca es un bloque con un área de 44.000 km² que tiene sobre él en forma de *klippen* o napas erosionadas, remanentes de cinturones de rocas verdes (CRV, como La Esperanza y Real Corona) y gneises tipo Complejo granítico Supamo, de 2,24 Ga. Litológicamente esta provincia está formada por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas, granulitas máficas, y hasta ultramáficas (15%-20%), y cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de hierro (BIF), mármol dolomítico, charnockitas, anortositas, granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales menos metamorfizados y más jóvenes.

El metamorfismo registrado en estas rocas decrece desde la mina de hierro de El Pao, con granulitas de dos piroxenos en charnockitas, anortositas y granulitas máficas a ultramáficas (que sugieren temperaturas de 750°C - 850°C y moderadas a elevadas presiones de 8 a 8,5 kb, equivalentes a menos de 30 km de profundidad), hacia la zona de Guri, con anfibolitas migmatitas y rocas graníticas. Estas rocas de alto grado metamórfico las interpreta Mendoza (2012) como evolucionados primitivos de CRV y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorfizados hasta alcanzar las facies anfibolita y granulita, en la colisión de microcontinentes, siendo luego parcialmente metamorfizados de forma retrógrada.

II.1.2. Provincia Pastora

La Provincia Pastora se extiende desde la falla de Guri, al norte, hasta las proximidades del parque nacional Canaima, al sur (km 95, carretera El Dorado-Santa Elena), por el este hasta los límites con la Zona en Reclamación del Esequibo y al oeste hasta el río Caura.

De acuerdo a Mendoza (2012) la Provincia Pastora o provincia del Oro, está formada por CRV, delgados, más antiguos, tectonizados, tipo Carichapo, formados en/o cerca de un arco de islas en una zona de convergencia, y por otro lado los CRV, más anchos, jóvenes, menos tectonizados y menos metamorfizados, tipo Botanamo, formados en la cuenca ante-arco, además de complejos graníticos TTG (tonalita, Trondhjemita, granito: granitos sódicos) como el Complejo Supamo.

Toda la secuencia está intrusionada por granitos potásicos o dioritas, y rocas gabroides con escasos y complejos máficos-ultramáficos, tipo Yuruan-Uroy, e intrusiones de diques y sills de diabasas, como Nuria, y rocas asociadas norítico-gabroides con algo de cuarzo.

En Mendoza (2012) se denota que los CRV más antiguos muestran tendencias estructurales próximas a N-S (N10E a N20W), mientras que los CRV más jóvenes casi siempre presentan tendencias próximas a E-W (N70-80E). Los CRV más antiguos de Pastora son posiblemente correlacionables con CRV del Birrimiano de África Occidental.

Todas estas unidades litodémicas colidieron entre sí antes y/o durante el cierre del océano Pastora contra Imataca, y luego fueron intrusionadas por rocas tipo TTG del Complejo granítico de Supamo, pre-mineralización aurífera, y por granitos potásicos o cuarzo-

monzonitas. Todas las unidades del CRV de Guasipati-El Callao, según Mendoza (2012), son realmente alóctonas y algunas de ellas están formadas por microterrenos o por varias asociaciones.

Los depósitos de oro se formaron al final de la orogénesis Transamazónica cuando gran parte del traslado tectónico y cierre oceánico había ocurrido y aún continuaron algo más tarde de tal cierre. El cierre oceánico se inició hacia los 2.100 Ma y concluyó hacia los 2.000 Ma y con ello la aloctonía y la formación final de los depósitos de oro.

En esta provincia se encuentra la Formación Las Cristintas cuya edad de mineralización aurífera es 2.060 Ma. Asimismo, está presente la Formación El Callao con edad de mineralización similar a la de Las Cristinas, ambas habiendo ocurrido muy próximas al cierre oceánico entre los 2.090 y 2.060 Ma y teniendo ambas grandes depósitos auríferos.

II.1.3. Provincia Cuchivero

Esta provincia incluye principalmente rocas volcánicas riolíticas y asociadas, comagmáticas con granitos calcoalcalinos, meta-areniscas, meta-conglomerados, meta-limolitas, metatobas, etc., del Supergrupo pre-Roraima. También *sills*, diques, apófisis y stocks de rocas diabásicas-gabronoríticas cuarcíferas de la Asociación Avanavero, el Granito *rapakivi* del Parguaza, y complejos alcalinos anulares como el de La Churuata y rocas asociadas, así como la intrusión de carbonatita de cerro Impacto, de lamprofiros y las kimberlitas eclogíticas diamantíferas de Guaniamo.

La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el sur-sureste en el lado este del estado Amazonas, formando parte de las rocas del Proterozoico no-diferenciado (Sidder y Mendoza, 1995, en Mendoza, 2012) y continua en Brasil como la Provincia Ventuari-Parima-Tapajós. La edad de la provincia va desde el Paleoproterozoico Tardío al Mesoproterozoico, después de la orogénesis Transamazónica.

Menciona Mendoza (2012) que Schulze y colaboradores en el 2005 postulan que debajo de los granitos tipo de Guaniamo y de las facies equivalentes del Granito *rapakivi* del Parguaza, es decir, debajo de zonas en las cuales aflora la provincia de Cuchivero, existe un basamento tipo “Imataca”/manto neoarqueozoico, obductado, que a su vez yace sobre litosférica oceánica arqueana subductada

Rocas del basamento de Cuchivero, que afloran en pequeños cerros aledaños a la serranía del Parguaza, poseen *bauchitas* (un tipo de *charnockita* poco común) y *fayalita*, ambos con notable cantidad de *sillimanita* y que han sufrido metamorfismo retrógrado a la facies de la *anfíbolita*.

Las provincias Imataca y Pastora, aflorantes al este del río Caura, están en contacto discordante y de falla, el denominado Frente Tectónico Caura, con la provincia Cuchivero, aflorante mayormente al oeste del río Caura, que es la zona de encuentro o choque de las tres provincias geológicas, con rocas, metamorfismo, tendencias estructurales, recursos minerales y edades completamente diferentes y de ambientes geotectónicos contrastantes (Mendoza, 2012).

En el área del río Suapure, se ha definido una sección de la provincia Cuchivero con el nombre de Supergrupo Cedeño, formado por el Grupo Cuchivero (compuesto por las Volcánicas de Caicara, y los granitos de Santa Rosalía, San Pedro y Guaniamito), *metabasitas* y el Grupo Suapure (formado por los granitos de Pijigua y *rapakivi* del Parguaza). Discordantemente, sobre el Supergrupo Cedeño yacen rocas metasedimentarias de muy bajo grado del Supergrupo Roraima.

Una de las diferencias fundamentales entre granitos post-colisionales, tipo Cuchivero, y los granitos *rapakivi*, tipo “Parguaza”, es que los primeros son de tendencia calco-alcalina, poco diferenciados, mientras que los segundos son de tendencia tholeítica muy bien diferenciados.

Hidrotermalismo post-Parguaza y pre-Rodinia, en Amazonas, pudo originar en estos *rapakivi* depósitos de U-Cu-Au-Ag-Fe, tipo Olympic Dam en Australia, en Norte América y al Sur de Puerto Ayacucho, pero hasta la fecha no ha sido encontrada evidencia alguna de ello.

La zona de contacto o sutura de Imataca, Pastora y Cuhivero se localiza hacia el actual río Caura y marca una gran discordancia en tiempo (3,41 Ga y 2,2 Ga de Imataca y Pastora versus 1,80 Ga de Cuchivero), composición y metamorfismo: *granulitas* y *anfíbolitas* de Imataca, y *esquistos verdes* y *anfíbolitas* de Pastora, vs. rocas *volcanoplutónicas félsicas calcoalcalinas*, sin metamorfismo o con muy bajo grado metamórfico de la Asociación Cuchivero; así como de tendencias estructurales (tendencias ENE de Imataca, NW de

Pastora y NE de Botanamo versus NNW de Cuchivero) que se denomina Frente Tectónico o Sutura Caura.

En Canadá se depositaron, en este mismo tiempo (1,8-1,4 Ga), bajo la misma quietud tectónica, las rocas sedimentarias molasoides de Athabasca, equivalentes a Roraima. Bien conocidos son los depósitos de uranio, tipo discordancia, entre el basamento y la cubierta sedimentaria de Athabasca. En Venezuela aún no parece haberse localizado depósitos, al menos comerciales, de uranio en el contacto Roraima-Cuchivero.

II.1.4. Provincia Roraima

Las rocas de Roraima fueron depositadas en ambientes mayormente fluviales, deltaicos a localmente marino-costeros, lacustrinos, en canales de ríos de baja sinuosidad y llanuras aluviales, distributarios deltaicos encima de lagos interdeltaicos, lagunas costaneras a bahías interdeltaicas, playas sin barras y llanuras intramareales (Mendoza, 2012).

Las cuencas sedimentarias proterozoicas en el Cratón Amazónico, se dividen en dos grupos (Leite y Souza Saes, 2003 en Mendoza, 2012):

1. De rift o aulacógeno con magmatismo félsico-volcánico-piroclástico y sedimentos continentales. Con edades de 1,9 Ga a 1,8 Ga de los grupos o asociaciones Cuchivero, Surumú/Iricoumé, Uatumá e Irirí, emplazados y depositados sobre un basamento arqueozoico.
2. Sedimentación molásica, post orogénesis Transamazónica, de ambiente continental fluvio-deltaica a marina somera, depositados entre los 1,8 Ga a 1,4 Ga.

En general, la Provincia de Roraima carece de un marcado tectonismo (sinclinales suaves muy abiertos y de muy bajo buzamiento) con algún fallamiento, incluso fallas de arrastre como en el tepuy de Parú en el estado Amazonas, relacionada a la orogénesis Nickeriana y levantamientos epirogénicos. Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Sólo se registra metamorfismo de contacto de rocas de Roraima con granitos intrusivos y de rocas máficas de la Asociación Avanavero; aunque Urbani (1977), mencionado por Mendoza (2012), postuló un metamorfismo de carga en algunas localidades del río Alto Caura, posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3.000 m adicionales de sedimentos actualmente erosionados.

La provincia se divide en cuatro formaciones, cada una depositada sucesivamente en tiempo y encima de la anterior: Matauí, Uairén, Uaimapué y Kukenán.

Según Mendoza (2012), en el estado Amazonas sólo se depositó la parte superior de Roraima, la más joven de 1,560 Ma – 1,450 Ma, tal como se observó en el tepuy del río Cuao, donde areniscas sin ningún metamorfismo o recristalización descansan, discordantemente, sobre el Granito *rapakivi* del Parguaza. En este Estado sólo se observa presencia de la Formación Matauí, estando por ende ausentes las formaciones Uairén, Uaimapué y Kukenán.

Secciones que contienen en parte rocas de Roraima en su porción superior, y en parte rocas pre-Roraima, en sus niveles inferiores, han sido identificadas en varias regiones, como las cercanas a la serranía de Lema, en Ichún y en el Amazonas, cercano al tepuy Yapacana, Moriche-Marqueta, La Esmeralda, Mavaca-Siapa, Neblina y otras localidades.

En la provincia de Roraima se reconocen varios tipos de depósitos minerales y algunos potenciales depósitos epitermales auríferos localizados en la cuenca del río Parguaza, cercano al tepuy Yapacana en el estado Amazonas, como vetas de cuarzo aurífero intrusivas en sedimentos de Roraima, en particular hacia su base (Mendoza, 2012).

También es concebible la formación de depósitos de uranio en el contacto entre la Provincia Roraima y el basamento, debido a la acción de fluidos hidrotermales próximos a la superficie, que lo transportaron y depositaron en ambientes reductores hasta alcanzar el límite de estabilidad reducción-oxidación. Como ejemplo de lo anteriormente dicho se tiene el ambiente geotectónico de los depósitos de Athabasca, Canadá, en el que una significativa discordancia asociada a eventos hidrotermales, localizados en la base de estratos planos, casi horizontales, de menos de 5 km de espesor, de origen fluvial principalmente, depositados sobre una superficie de antiguos cratones de complejos ígneo-metamórficos, crearon grandes depósitos tanto de uranio como de oro. Vale hacer la asociación con el modelo de la Formación Uairén depositada discordantemente sobre un basamento constituido por los CRV-TTG de Pastora y sobre el basamento Cuchivero (Mendoza, 2012). La sedimentación en la cuenca Athabasca, en Canadá, comenzó hacia 1,740 Ma, siguiendo luego intercalaciones tobáceas hacia 1,644 Ma y finalmente, unos 100 Ma después se depositaron secuencias ricas en lutitas carbonosas. No puede haber mejor

correlación de unidades litoestratigráficas y edades, entre las rocas de Athabasca y las de Roraima. Estas regiones debieron estar muy cerca durante la existencia de los supercontinentes Atlántica y Columbia (Mendoza, 2012).

II.2 Dominios del Estado Amazonas

La historia al sur del Escudo, no es menos compleja, pero muy poco conocida para hacer fundamentadas sugerencias sobre su formación y evolución, aunque dado el reconocimiento de remanentes de CRV, metasedimentos pelíticos y samíticos asociados con metamorfismo en la facies de la anfibolita, granitos tonalíticos (TTG) y potásicos intrusivos, parecieran ser equivalentes a los CRV del tipo Pastora-Botanao, pero más tectonizados por efectos de fallamiento y cizallamiento intenso, predominantemente en dirección NE. Todos estos conjuntos de rocas fueron agrupados como “Rocas proterozoicas sin dividir o sin diferenciar” por CVG Tecmin CA-USGS (Sidder y Mendoza, 1995), aunque pudiesen hasta incluir rocas del Arqueano.

Las dataciones de más de 300 muestras por métodos isotópicos U-Pb, Rb-Sr y K-Ar en todo el estado Amazonas permiten discernir en la presencia de dos dominios petrotectónicos producto de dos eventos geotermales a diferentes edades (Barrios *et al.*, 1985). Un dominio llamado Ventuari (DV), conformado por rocas granítico-gnéisicas de carácter regional que datan de la orogénesis Transamazónica (2.200-1.800 Ma), con relieve accidentado, y asociaciones vulcano-plutónicas, coberturas sedimentarias tabulares, macizos alcalinos y cuerpos básicos intrusivos; y otro dominio llamado Casiquiare (DC), constituido por un basamento regional producto del evento Río Negro – Juruena (1.750-1.500 Ma.) con relieve plano altamente erosionado, escasos afloramientos de granitoides, algunos de estos afectados por migmatización, sin reportes de macizos alcalinos, intrusiones y cobertura sedimentaria, sirviendo el curso del río Orinoco como límite geográfico entre ambos dominios. En la Figura 2.3 se puede ver la posición geográfica de las muestras analizadas y en la Figura 2.4 una representación gráfica de tales dominios.

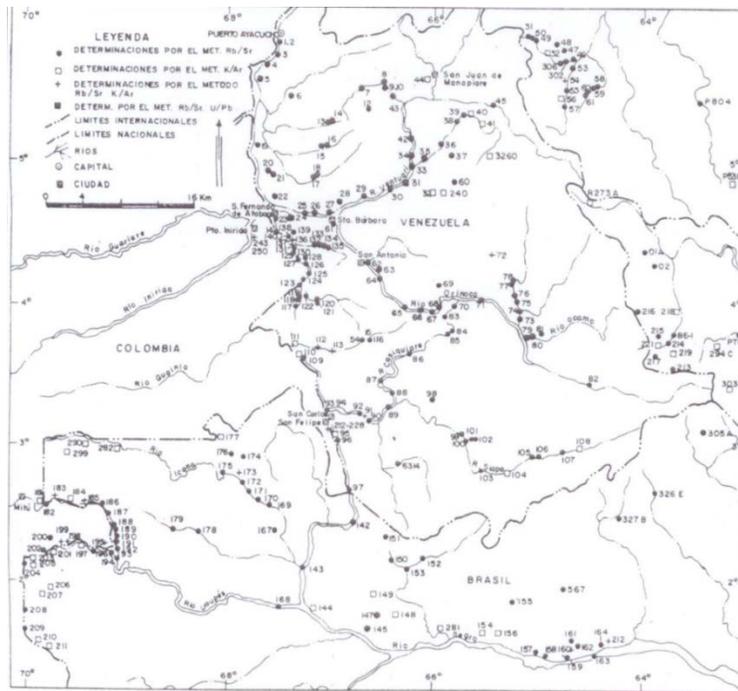


Figura 2.3. Mapa de localización de muestras analizadas (Fuente: Barrios, Cordani y Kawashita, 1985)

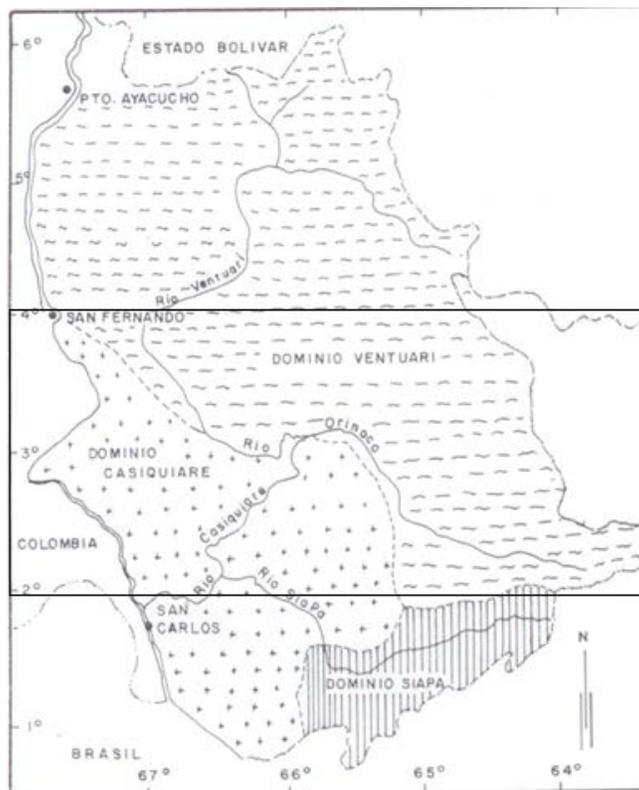


Figura 2.4. Dominios petrotectónicos de territorio Amazonas, Venezuela (Fuente: Barrios *et.al*, 1985). Enmarcada se encuentra el área bajo estudio.

Ahondando más en el análisis isotópico de estas muestras, en el DV existen dos episodios de creación de corteza terrestre con edades distintas. El primero hace 1.800 Ma es el evento principal, el más productivo en este sentido, en el cual por un arco magmático se crearon diferentes granitos previo al sellamiento de la orogénesis Transamazónica; y un segundo evento hace 1.300 Ma en el que se reactivan las fallas y las dinámicas geotermales creando intrusiones, deformaciones, recristalización y metamorfismo (gneis). Para esta segunda etapa se puede mencionar la presencia de la Formación La Churuata como ejemplar de ella. Topográficamente, el relieve del DV es algo irregular y alto, y en algunos tepuyes puede pasar de los 2.000 m y aún 3.000 m.s.n.m. Comprende rocas volcánicas y plutónicas similares a las de la Asociación Cuchivero, intrusiones tipo Granito *rapakivi* del Parguaza o sus equivalentes, rocas sedimentarias discordantes del Grupo Roraima, algunas rocas aisladas metasedimentarias, complejos alcalinos e intrusiones máficas.

En el DC se registran muestras con edades de 1.800 Ma hasta los 1.500 Ma. Estas rocas se sitúan en un período posterior a la orogénesis Transamazónica, contemporáneo con el evento Rio Negro- Juruena, y dada la coincidencia de la ubicación geográfica y temporal con este evento, es a éste al que se le asocia la creación de material de naturaleza subcortical que se encuentra en este dominio. Biotitas analizadas por K-Ar arrojaron edades de 1.535 Ma tiempo que pudiese delimitar el fin del evento Rio Negro- Juruena, y también edades entre 1.200 y 905 Ma, siendo estas edades correspondiente a un desequilibrio en el sistema y reactivación de ciertas fallas probablemente producto del comienzo y fin respectivamente del evento Rodiniano (Cordani *et al.*, 1978 en Barrios *et al.*, 1985), evento cuya expresión en el Cratón Amazónico es llamada la orogénesis Putumayo.

Ejemplos del evento Rio Negro – Juruena, están en los xenolitos de gneises como los que afloran en los ríos Negro y Casiquiare que no muestran señales de tecto-metamorfismo. De igual manera, Barrios y colaboradores (1985) sugieren que el Granito de Parguaza en el área de río Suapure es un reflejo de este evento. Rocas de similares características a las del DC, en el SE de Colombia, limítrofes con Venezuela, son llamadas Complejo Migmatítico de Mitú.

Las elevaciones topográficas en el DC rara vez alcanzan los 500 m.s.n.m. y las rocas metamorfizadas presentan foliación de débil a intensa. Los gneises graníticos varían en composición desde granitos a granodioritas, tonalitas y dioritas. Según Mendoza (2012) el pico o máximo del metamorfismo y magmatismo sintectónico de estas rocas ocurrió entre 1.880-1.780 Ma y se correlaciona con la orogénesis Transamazónica, posterior al cierre de Pastora contra Imataca y pre-sedimentación de la base del Grupo Roraima, e incluyó intrusiones ligeramente postectónicas como las de la Asociación Cuchivero en la parte norte y SE del Escudo, con rocas con muy poco o ningún metamorfismo, a gneises graníticos a tonalíticos y dioríticos, más antiguos que Cuchivero, desarrollando anfibolitas y migmatitas.

En consecuencia, durante el intervalo, 1,88 – 1,78 Ga, el Cratón Amazónico del continente Suramericano tenía un margen oriental pasivo, con el inicio de la sedimentación de la parte basal del Grupo Roraima, afectado por intrusiones anorogénicas máficas (Asociación Avanavero), mientras que al otro extremo del Cratón Amazónico, el borde oeste era un margen activo y la zona de subducción estuvo migrando hacia el oeste hasta quizás el comienzo del Neoproterozoico (1,0 Ga), es decir el mismo modelo de la cordillera andina actual.

En la Figura 2.5 se muestran las provincias de Maroní-Itacaiúnas al este y Río Negro-Juruena al oeste; se ilustra, a escala regional en ambos casos la separación de cada provincia debido al rift que ocupa el río Amazonas, así como el crecimiento hacia el SW que tuvo el Escudo de Guayana con sus diferentes cinturones móviles, evidencias del crecimiento de la corteza debido a un frente de subducción en el mencionado borde oeste del Escudo. En el área de estudio se observa un rift con dirección noroeste.

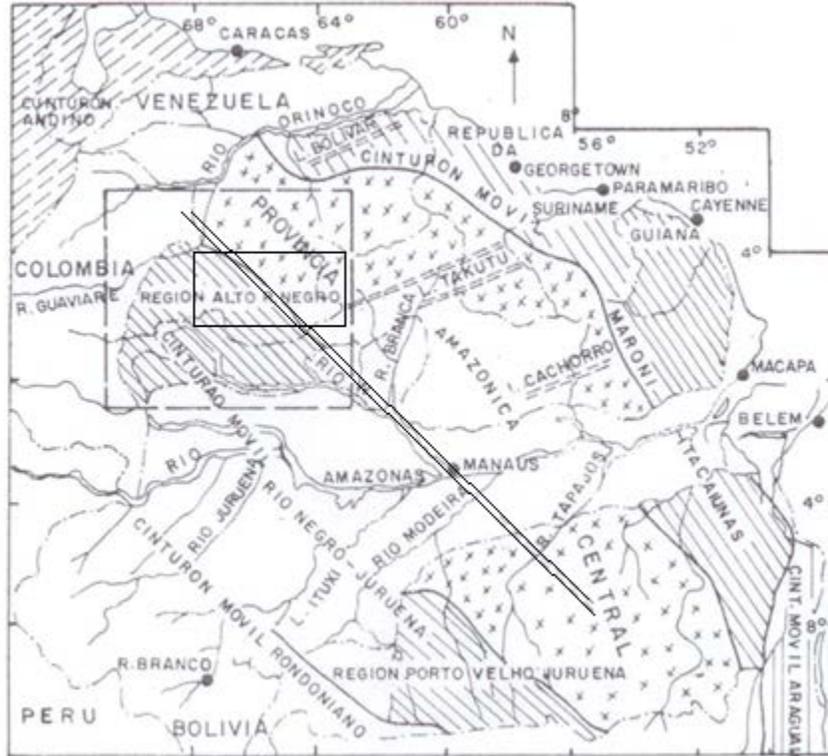


Figura 2.5. Provincias geocronológicas estructurales de la región amazónica (Fuente: Barrios *et al.*, 1985). Enmarcada en línea continua se encuentra el área bajo estudio.

La zona donde el río Orinoco cambia de curso de NW (Santa Bárbara-Alto Orinoco) a N-S (Atabapo-Puerto Ayacucho) y que tiene dirección E-W (Atabapo-Santa Bárbara), representa un frente tectónico o zona de sutura donde se enfrentan las rocas anorogénicas como el Granito *rapakivi* del Parguaza, al norte de Atabapo, de 1.450 Ma - 1.560 Ma, vs. migmatitas granítico-tonalíticas, tipo Complejo granítico Supamo inmediatamente al sur de Atabapo y gneises y migmatitas de Macabana, próximos a Santa Bárbara de 1.859 Ma \pm 30 Ma. Esta zona marca también el contacto entre los dominios Ventuari y Casiquiare (Barrios *et al.*, 1985) y entre las provincias Maroní-Itacaiúnas y Río Negro-Juruena (Gaudette y Olszewski, 1985, en Mendoza, 2012).

Más al sur del DC se encuentra el Dominio de Siapa (DS), que ocupa el extremo más meridional del estado Amazonas (Barrios *et al.*, 1985). Está conformado por granitoides isotrópicos y anisotrópicos con metamorfismo regional, con una edad de formación de estos

granitoides de 1.693 ± 33 Ma, tiempo contemporáneo al del dominio Casiquiare y al evento Río Negro – Juruena. Al igual que en el DC, también se tienen edades K-Ar próximas a 1.200 Ma indicativas de la orogénesis Putumayo.

González de Juana, Iturralde de A., Picard C. (1980) indica que el DS se compone de rocas metasedimentarias y metavolcano-piroclásticas ácidas, muy cizalladas, equivalentes posiblemente al Grupo Vila Nova de Brasil. La secuencia está cubierta por rocas del Grupo Roraima, falladas y algo deformadas con aparente metamorfismo de bajo grado. El dominio presenta bajo relieve excepto en las filas y crestas altas, construidas por meta-sedimentos y rocas del Grupo Roraima.

Dado que la ventana en estudio incluye zonas de Brasil y Colombia, la geología registrada también debe ser tomada en cuenta. Tassinari (1981) analiza muestras en el estado de Roraima (Brasil) al este del estado Amazonas (Venezuela) y encuentra rocas de basamento con edades de entre 1.-850-1.800 Ma por K-Ar, y plutones anorogénicos, integrantes de la Suite Intrusiva Surucucú, con edades de 1.431 Ma. Estos resultados confirman la idea de que el DV se originó durante el Transamazónico (áreas geológicas similares) y que el magmatismo posterior anorogénico fue un intenso producto del desarrollo del cinturón Río Negro – Juruena (Barrios *et al.*, 1985).

En el estado de Amazonas, Brasil, al oeste del estado Amazonas venezolano, Tassinari (1981) observa granitoides regionales sin diferenciar con edades entre 1.750-1.500 Ma, granitoides biotíticos-titaníferos de 1.709 ± 17 Ma, granitoides muscovítico-biotíticos con edades variables entre 1.450 y 1.250 Ma, y rocas regionales en general con edades entre los 1.500 y los 1.100 Ma. Todas estas muestras con sus edades y composición indican que se formaron durante el mismo proceso geotectónico que el DC (Barrios *et al.*, 1985).

En el sector oriental del departamento de Guainía, Colombia, que limita con el oeste del estado Amazonas venezolano, Barrios y colaboradores (1985) menciona un análisis hecho por Galvis (1979) en el cual se muestran rocas granítico-gnéisicas del Complejo Mitú, la Formación Piraparaná, los Granofiros del Tijereto y otros cuerpos intrusivos.

Los granitoides del Complejo Mitú arrojaron edades Rb-Sr y K-Ar de entre 1.450 y 1.100 Ma, los granitoides regionales del interfluvio Guaviare-Inírida con edades de entre 1.740 y 1500 Ma, el gneis biotítico del río Negro con una edad U-Pb de 1.480 Ma; y las riodacitas

de la Formación Piraparaná con una edad Rb-Sr de 920 Ma. De lo anterior se puede concluir que la geología en el área colombiana está mucho más asociada al DC, al desarrollo del cinturón Río Negro - Juruena y a la orogénesis Putumayo.

Barrios y colaboradores (1985) deducen que el curso del río Orinoco representa la zona limítrofe entre los dominios Ventuari y Casiquiare, marcando la zona de sutura entre los cinturones móviles Maroní - Itacaiúnas y Río Negro - Juruena, ambas fajas móviles derivadas de material sub-cortical.

II.3. Depósitos minerales en el Escudo de Guayana

Según Dardenne (2005, en Mendoza, 2012), los principales recursos minerales en el Cratón Amazónico son los siguientes:

1. Paleoarqueano:

Depósitos de hierro de El Pao, tipo “Algoma” en el Complejo Imataca, Venezuela.

2. Mesoarqueano:

Depósitos de oro del CRV de Río María: oro orogénico de Babaco, Lagoa Seca y Diadema y los depósitos de Cu-Au, tipo porfirítico de la granodiorita Cumarú.

3. Paleoproterozoico (2,5 Ga – 1,8 Ga), dividido en tres épocas metalogénicas:

- Época del manganeso (2,2 Ga): depósito de manganeso Sierra del Navío relacionado al Grupo Vila Nova; manganeso de Matthews Ridge de Guyana; manganeso del Cerro San Cristóbal del CRV Botanamo de Venezuela.
- Época del oro del Transamazónico (2,1 Ga – 2,0 Ga): depósitos de oro de Amaparí, El Callao, Botanamo, La Camorra-El Dorado, Km 88, Las Brisas-Las Cristinas, Omai de Guyana, Ashanti de Ghana, etc. En Brasil Central se tienen los depósitos epitermales y porfídicos de Au y de Au-Cu de Tapajós y Alta Floresta, ocurridos al final del Transamazónico 1,9 – 1,8 Ga, relacionados a las intrusiones graníticas de Maloquinha y Marupá.
- Época del estaño y/o columbita-tantalita (1,8 Ga): depósitos de casiterita de la mina Pitinga, de Surucucu, de Agua Mena, etc. En Brasil Central, en el cinturón de Dos Carajás se registran los depósitos de Sn-W de Musa, de Cu-Au de Carajás Central y de Cu-Au de Aguas Claras.

4. Mesoproterozoico (1,8 Ga – 1,0 Ga), dividido en tres épocas metalogénicas:
- Época de Pb-Zn-Cu-Au: relacionada a las secuencias volcano-sedimentarias de Roosevelt-Aripuaná y Cabacal en el Mato Grosso, datadas en 1,75 Ga.
 - Época del diamante (1,7 Ga): paleoplaceres de la parte basal del Supergrupo Roraima.
 - Época variable (1,0 Ga): Provincia aurífera del Alto Guaporé al final del evento Sunsás, equivalente éste al evento de Greenville

Por su parte, Mendoza (1985) afirma que los mayores yacimientos y reservas de oro en el mundo se encuentran localizados en o referidos a los cinturones de rocas verdes del Arqueano y Proterozoico Temprano. Los principales depósitos de oro de interés comercial se encuentran, en orden de importancia en vetas de cuarzo aurífero, conglomerados auríferos, aluviones auríferos, depósitos estratiformes, depósitos de *lode* y como co-productos en yacimientos diversos (Cu, Zn, Ni, Cr, etc.). Conglomerados como los de Witwatersrand, Sudáfrica, ricos en oro y uranio también se encuentran en Minas Gerais, Brasil, Tarkwa en Ghana y en Venezuela en los Conglomerados pre-Roraima (Los Caribes, Perferri, pre-Uarién) y en Cinaruco, Carmelitas, La Esmeralda, Siapa-La Neblina.

De igual manera existen ejemplos a nivel mundial de vetas de cuarzo aurífero en CRV, tales como en Sudáfrica, Canadá, Barama-Mazaruni de Guyana y la provincia de Pastora en Venezuela con depósitos tipo “Abititi”, que son del tipo vulcanogénicos.

Mendoza (1985) también afirma que los elementos más móviles como Au, As, Hg, Tl y B tienden a concentrarse fuertemente en depósitos epitermales cizallados.

La acción de plutones graníticos que actúan como centros de calor (a mayor temperatura, mayor es la solubilidad del oro), promueve la circulación de fluidos hidrotermales en los CRV, creando de esta manera depósitos de oro y sulfuros de metales base a lo largo de zonas de fracturas (fallas y zonas de cizalla en particular).

Largos horizontes de conglomerados pre-Roraima como los de Guapuchi, Carmelitas-Moriche en el río Ventuari, los de Cinaruco y los de la Neblina-Baria son posiblemente ricos en oro y metales radioactivos (Mendoza, 1985). Estando también los conglomerados cuarcíferos de Roraima, tales como los de Yapacana, donde la minería ilegal esporádica ha extraído oro.

Liborio Guarulla, gobernador actual del estado Amazonas, Venezuela, ha denunciado en repetidas ocasiones la extracción ilegal de oro tanto en las faldas del cerro Yapacana, como en la serranía la Neblina (s/a, 2014 “Guarulla denuncia que el oro sacado ilegalmente en Amazonas se va todo al exterior” <http://www.noticias24.com/venezuela/noticia/255756/en-instantes-el-gobernador-de-amazonas-hablara-de-la-mineria-ilegal-en-la-region> 17.09.14)

II.4. Formaciones y grupos Geológicos

Entre las formaciones, unidades y/o grupos geológicos más relevantes que se presentan en la zona bajo estudio se encuentran:

II.4.1. Granito de Atabapo²

Está constituido por roca granítica de color gris claro, grano grueso y escasamente foliada que aflora en el pueblo de San Fernando de Atabapo, estado Amazonas (localidad tipo). Está cortado por numerosos diques de aplita, paralelos entre sí, con espesores que varían entre unos pocos centímetros y dos metros, situados a corta distancia unos de otros. Petrográficamente el granito muestra textura hipidiomórfica inequigranular, grano grueso, con evidencias de cataclasis y recristalización. Es rico en cuarzo (20-30%) ortosa (25-35%), oligodasa (20-30%) y contiene poca biotita (5-10%), además de cantidades accesorias de clorita, muscovita y epidoto. Granos de cuarzo azulado son comunes en el granito. Se la ha definido con una edad isotópica de 2.000 Ma por el método Rb/Sr roca total (Gaudette *et al.*, 1978).

II.4.2. Granito del Parguaza³

Se describe como un granito biotítico de grano grueso a muy grueso, masivo, con textura *rapakivi*, rico en feldespato potásico y hornblenda. Petrográficamente es una roca holofanerocrystalina sub-idiomórfica granular, de grano muy grueso, inequigranular y maciza. Tiene alrededor de 4 a 5 kilómetros de espesor.

² Basado en <http://www.pdv.com/lexico/a5401w.htm>

³ Basado en <http://www.pdv.com/lexico/p191w.htm>

La ocurrencia del Granito del Parguaza abarca el área al norte y NE de San Fernando de Atabapo, y al norte y NW del poblado de Santa Bárbara, en el estado Amazonas. También se menciona la ocurrencia de estas rocas en la región noroccidental del estado Bolívar.

Las determinaciones de edad del Granito del Parguaza lo ubican en el Mesoproterozoico. Gaudette *et al.* (1978) determinaron por el método U/Pb de entre $1.590-1.545 \pm 20$ Ma.

A la localidad tipo se le han hecho estudios de magnetometría los cuales muestra anomalías magnéticas de baja amplitud sin orientación preferida. Dentro del batolito se ha observado varios cuerpos grandes con dirección E-W que tienen polarización magnética negativa, así como anomalías lineales angostas, de alta frecuencia que puedan representar diques de diabasa.

II.4.3. Grupo Roraima⁴

El Grupo Roraima tiene su localidad tipo ubicada en el cerro Roraima, con un área de 73.000 km², en el extremo suroriental de Venezuela, perteneciente a la Gran Sabana del estado Bolívar, colindante con Brasil y Guyana. Diferentes estudios sobre el Grupo Roraima ubican su espesor entre 1.800 m en su localidad tipo y 5.000 m como valor máximo estimado que debió existir para que ciertas deformaciones por presión litostática ocurrieran en zonas que presentan un leve grado de metamorfismo, a mayor profundidad, de forma general hacia el oeste del Escudo.

La sedimentación original del Grupo Roraima se estima que se extendió sobre un área mínima de 250.000 km² y máxima de 2.000.000 km². El afloramiento de este grupo ocurre en forma de tepuyes (mesetas aisladas), entre los cuales los cerros más conocidos son: Autana, Cuao, Parú, Morrocoy, Duida-Marahuaca, Yapacana, los cerros de la Neblina, Avispa y Aracamuni en el extremo sur del país.

Los sedimentos presentes en el Grupo Roraima son casi horizontales y en posiciones normales son principalmente cuarzo arenitas con menores proporciones de areniscas feldespáticas, lutitas y tobas volcánicas silicificadas. En el área tipo cuatro formaciones han sido descritas (de base a tope):

⁴ Basado en <http://www.pdv.com/lexico/r45w.htm>

1. Formación Uairén (850 m de espesor): conglomerados y areniscas con estratificación cruzada, algunas lutitas y una capa superior delgada (2-4 m) de laterita hematítica. La base de la secuencia en el área tipo fue intrusionada por diques y mantos de diabasa.
2. Formación Cuquenán (50-100 m): lutitas de color variable, probablemente discordante sobre la Formación Uairén.
3. Formación Uaimapué (250 m): secuencia de conglomerado basal gradando hacia arriba a arcosa roja, con intercalaciones de jaspe y ftanitas volcánicas (rojas y verdes) con estratificación cruzada.
4. Formación Mataui (600 m): cuarzo arenitas de grano fino, con abundantes estructuras sedimentarias, estratificación cruzada, laminación paralela y rizaduras. Sobre los tepuyes se ha desarrollado una morfología de disolución en parte pseudo-cárstica, dejando prominentes acumulaciones de bloques, torres, simas y cuevas.

En el estado Amazonas no han sido reconocidas las formaciones arriba señaladas y la unidad tampoco ha sido subdividida formalmente. Según Ghosh (1977), la secuencia en el Amazonas aparentemente no contiene rocas jaseroideas tobáceas, ni conglomerados, ni cuerpos de arcosa, que son tan abundantes en la Gran Sabana, Brasil y Guyana. Además, en Amazonas, la unidad muestra mucha variabilidad lateral, tanto que las secciones expuestas en los cerros Parú, Sipapo y Yapacana no se correlacionan entre sí. En Sipapo la unidad está representada por una secuencia monótona de areniscas cuarzosas a feldespáticas de grano fino a medio y de estratificación delgada, en la cual Ghosh (1977) reconoce tres unidades litológicas informales distintas. En contraste, la sección de cerro Parú es menos arenácea; contiene capas espesas de lutita y lechos ricos en arcilla con laminación microscópica de carbonatos.

El Grupo Roraima suprayace discordantemente sobre diversos basamentos: el metamórfico del Grupo Pastora, y los metasedimentos y metavolcánicas del Grupo Cuchivero. En el estado Amazonas, suprayace al basamento representado por el Granito del Parguaza, Granodiorita de Sipapo, granitos de Santa Rosalía, ignimbritas de las Volcánicas de Caicara y gneises graníticos, entre otros.

Basamentos equivalentes en Brasil y Guyana incluyen rocas del Supergrupo Uatuma, tales como las formaciones Surumu y Kuyuwini, respectivamente.

En el Escudo de Guayana no se conocen formaciones más jóvenes, descansando directamente sobre el Grupo Roraima. El metamorfismo de carga de bajo grado que afectó a las rocas del Grupo Roraima, sugiere que un espesor relativamente grande ha sido removido. Los únicos depósitos sedimentarios geológicamente jóvenes, son de aluviones depositados en los valles que separan los macizos montañosos.

La edad del Grupo Roraima ha sido determinada en forma relativa, por métodos radiométricos en rocas ígneas intrusivas (diabasas) y tobas asociadas. Tales edades, dentro del Grupo Roraima en Venezuela oriental, Brasil, Guyana y Suriname, oscilan entre 1.800-1.700 Ma haciéndose más joven de este a oeste (inverso al comportamiento del espesor sedimentario en el Grupo).

II.4.4. Formación La Esmeralda⁵

La localidad tipo se encuentra en las colinas al norte de la sabana de La Esmeralda, en el centro del estado Amazonas, sobre la ribera derecha del Alto Orinoco, pocos kilómetros aguas arriba de la desviación del caño Casiquiare hacia la cuenca del río Amazonas.

Contiene esquistos cuarzo-cloríticos con epidoto, semejantes a rocas del Grupo Pastora inyectados por diques de cuarzo, con intercalaciones de cuarcitas de grano fino compactas, semejantes a las cuarcitas de las formaciones Roraima y Cinaruco.

En la sección tipo aflora con un espesor mínimo de 40 m.

Geocronológicamente se consideran las rocas de esta unidad como post-Imataca a pre-Roraima.

II.4.5. Complejo Alcalino de La Churuata

Siguiendo a Soares (1985), es una estructura anular emplazada aproximadamente hace 1.300 Ma en la base del flanco este del cerro Duida. Está relacionado con el inicio del evento tectónico Orinoquense y la distensión del valle rift Suapure-Mavaca, propuesto por Martins (1972) que se muestra en la Figura 2.6.

⁵ Basado en <http://www.pdvsa.com/lexico/e650w.htm>

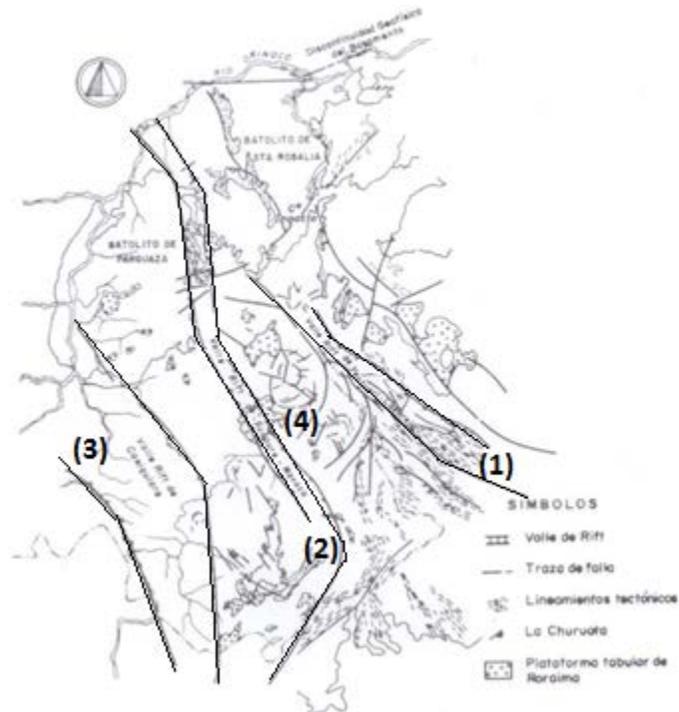


Figura 2.6. Rasgos tectónicos y valles de rift de la plataforma amazónica (Fuente: Martins, 1972, en Soares, 1985:2122). Se identifican en la figura: (1) Valle rift Ventuari-Labarejun; (2) Valle rift Mavaca-Suapure; (3) Valle rift de Casiquiare; (4) Tepuy Duida-Marahuaca

Está constituido en su mayoría por sienitas saturadas, cuarcíferas, nefelínicas y granitos alcalinos. Con presencia también de fenocristales de albita, pertita, biotita, fayalita, fluorita y circón. Las rocas de la estructura están profundamente meteorizadas por hidrólisis. Según reporta Soares (1985) en su trabajo, Borodine y Lishnevsky (1978) indican que el 43% de las sienitas alcalinas y nefelínicas están relacionadas con fracturas profundas.

Soares (1985) menciona que el uranio en las rocas y suelos de esta formación se asocia a resistatos y se presenta en concentraciones bajas. Según esta autora, en 1980 se realizó un reconocimiento geológico en helicóptero en la zona, midiendo con un contador de centelleo la radiación presente en ésta, con un muestreo cada 50 metros. Los conteos medidos varían entre los 160 y los 850, registrándose sólo en un caño situado en la base de la colina 1.320

conteos. En la Figura 2.7 se muestran las anomalías extraídas de dicho estudio.

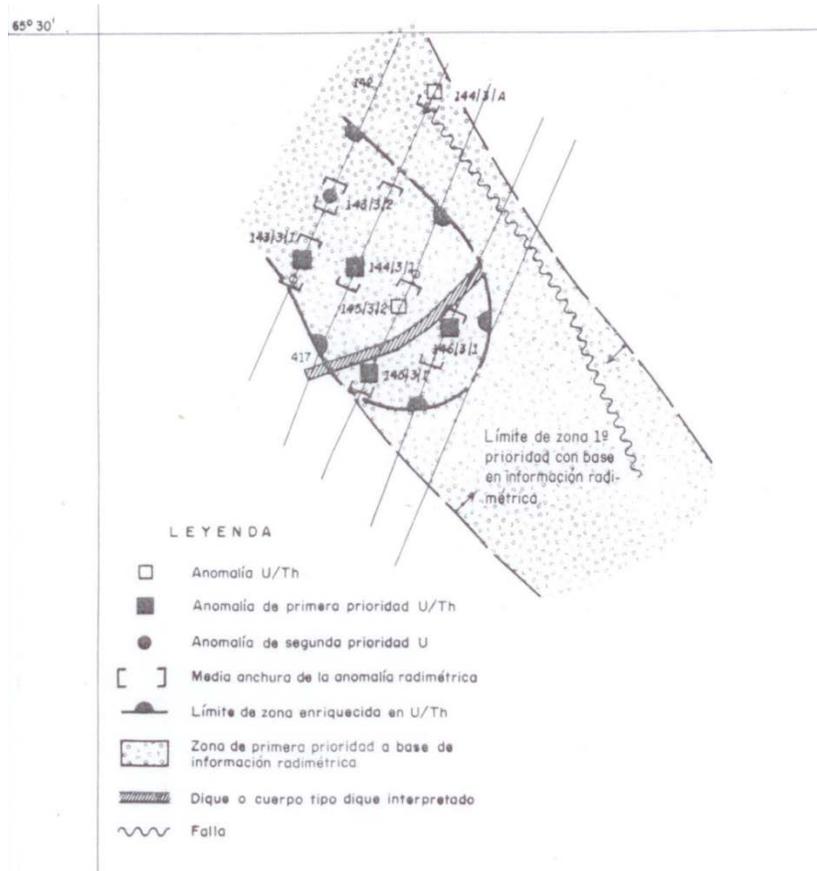


Figura 2.7. Interpretación radimétrica de La Churuata (Fuente: Soares, 1985) Escala 1:100.000.

Muestras tomadas, registran porcentajes de uranio de 0-0,0165% y de torio de 0,0008-0,056% con altos contenidos de zirconio y lantano. Se deduce que la anomalía radiactiva es mixta y refleja la asociación U-Th unidos en proporciones relativas variables, estando el uranio asociado en gran medida al zircón (Soares, 1985).

La edad promedio de la intrusión es de los 1.300 Ma determinada por los métodos de Rb-Sr y K-Ar. El emplazamiento se dio según fracturas en anillo (*ring-dikes*). La fracturación de la corteza causada por esfuerzos de tensión habría condicionado el hundimiento de un bloque separado a nivel del Grupo Roraima con la consecuente formación de una caldera subterránea y ascensión del magma. La repetición del proceso y la sucesiva intrusión de magmas diferenciados según las fracturas, generarían La Churuata.

II.5. Generalidades geológicas de la zona de estudio. Mapas.

A continuación se presentan dos mapas asociados a la zona bajo estudio. El primero es un mapa de fallas del estado Amazonas (figura 2.8), donde se ubica este estudio y se ofrece la información tectónica de la zona que recoge los esfuerzos tectónicos que indica las principales estructuras que ilustran lineaciones de dirección predominante.

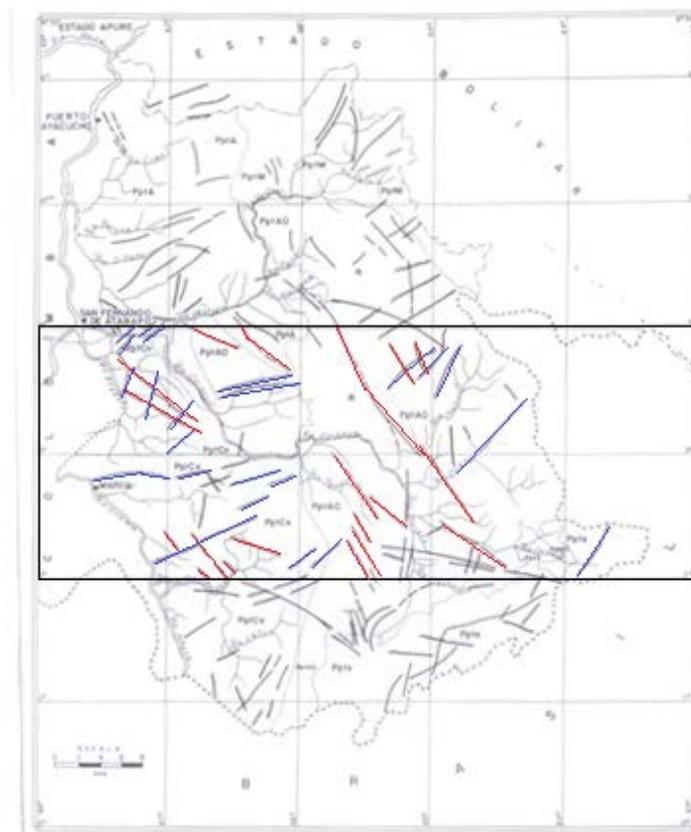


Figura 2.8. Mapa Geológico del Territorio Federal Amazonas (Fuente: Mendoza *et al.*, 1977 en González de Juana, Iturralde de A., Picard C, 1980). Enmarcado: área bajo estudio y sus fallas conjugadas.

Seguidamente, en la figura 2.9 se muestra el mapa geológico de la zona en estudio, realizado a partir de los mapas geológicos de Venezuela (Hackley, P.C., F. Urbani, A.W. Karlsen, y C. P. Garrity 2006), de Colombia (Tapias *et al.*, 2007) y de los estados de Roraima y Amazonas de Brasil (Ferreira *et al.*, 2006) y en la figura 2.10 su leyenda.

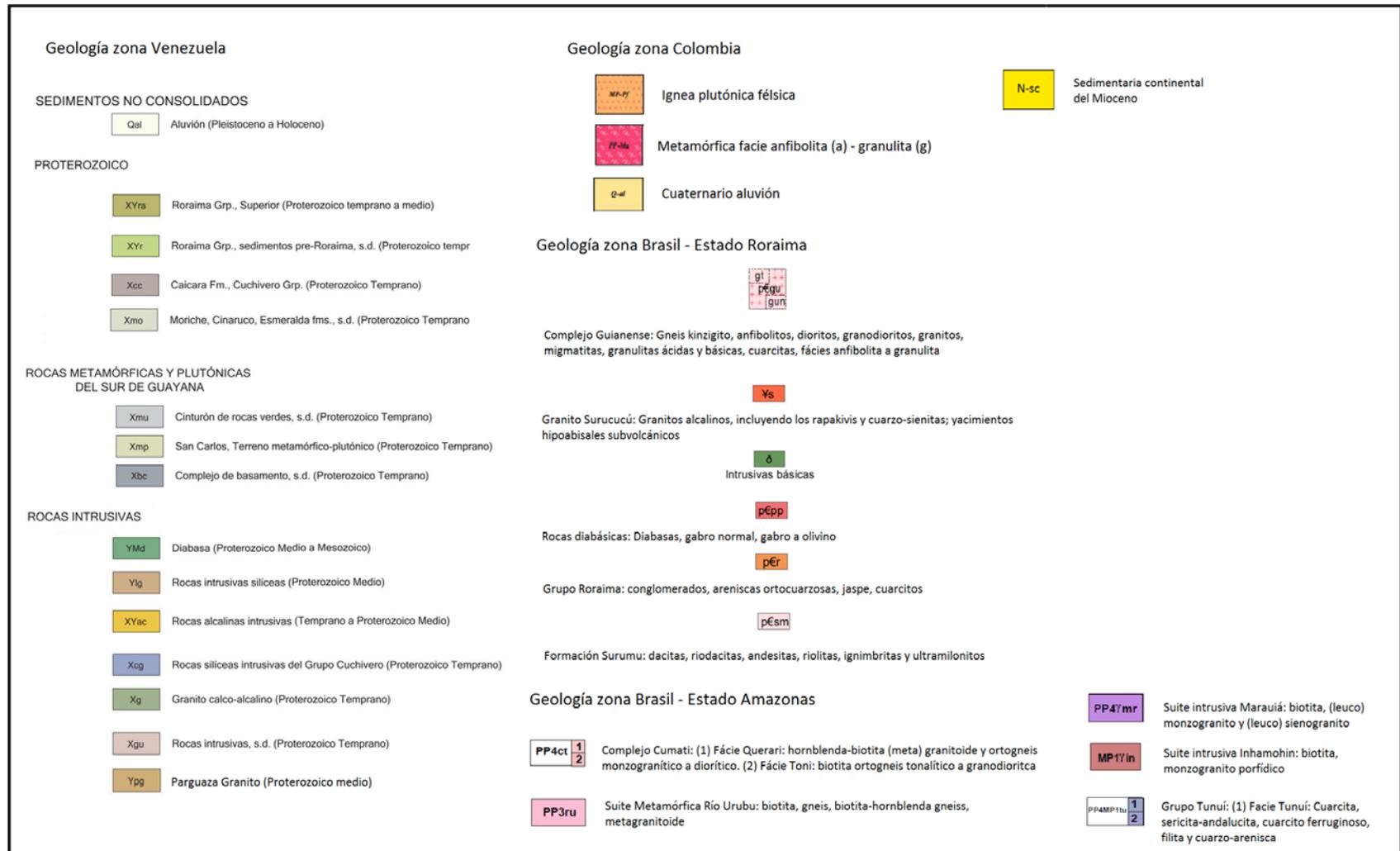


Figura 2.10. Leyenda del Mapa Geológico integrado de la zona en estudio.

CAPÍTULO III. Marco Teórico

III.1. Gravimetría

La gravimetría estudia el comportamiento del campo gravitatorio, ya sea a escala global, regional o local. Para ahondar en este tema, primero se deben definir ciertos conceptos básicos como son las dos primeras leyes de Newton.

La Primera Ley de Newton establece que existe una fuerza de atracción entre dos masas, m_1 y m_2 , separadas por una distancia r , representada por la relación de proporcionalidad que se observa en la Figura 3.1, siendo el coeficiente de proporcionalidad G , la constante de gravitación universal que tiene un valor de $6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$.

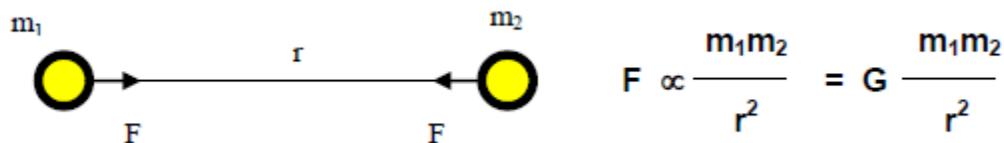


Figura 3.1. Atracción de masas por efecto gravitatorio.

Si a lo anterior se le incorpora la Segunda Ley de Newton que establece que $F = m.a$, y si definimos a g como la aceleración de la gravedad causada por la atracción de la masa de la Tierra, M , que posee radio R , entonces:

$$g = G * \frac{M}{R^2}$$

El valor de g en el Sistema Internacional viene dado en m/s^2 , pero en honor a Galileo se definió el Gal = 1cm/s^2 . Debido a las magnitudes en las que se manejan las variaciones de la gravedad, es necesario definir el miligal = $1\text{mgal} = 0,001 \text{ Gal}$ como unidad en la que se expresan los cálculos gravimétricos.

La determinación del valor absoluto de la gravedad requiere de instrumentos sofisticados (gravímetros absolutos) difíciles de transportar, así como de un tiempo considerable para efectuar la medición, con un sinnúmero de cuidados. Estos instrumentos trabajan midiendo directamente la aceleración de una masa durante la caída libre en el vacío, estando el acelerómetro unido rígidamente al suelo.

La determinación del valor relativo de la gravedad requiere de instrumentos de diseño más simples, prácticos y de fácil traslado; y son los que determinan la diferencia de gravedad entre dos estaciones. El funcionamiento de este tipo de gravímetros es básicamente una masa con cierto peso en un resorte y mediante la medición de la distancia en la que se extiende el resorte, el efecto gravitatorio se puede medir. Sin embargo, la fuerza del resorte debe ser calibrada, previa a la medición, mediante la colocación del instrumento en un lugar con una aceleración de la gravedad conocida. A esto se le conoce como calibrar el instrumento.

Si la Tierra no rotara su forma sería perfectamente esférica y la gravedad sería la misma en cualquier lugar de la superficie. Dado que esto no es así, la gravedad varía de aproximadamente 978 Gal en el Ecuador a 983,2 Gal en los polos, siendo debido a que la Tierra es matemáticamente un elipsoide de revolución, teniendo diferentes radios y un exceso de masa en el Ecuador respecto de los polos.

Como las mediciones de gravedad se realizan en la superficie topográfica y la gravedad normal se determina a nivel de geoide, es necesario unificar criterios de altura a un *datum* específico y además de esto, tomar en cuenta los efectos de masa que estén tanto por debajo de ese *datum*, como a los lados del punto de medición.

Para lograr estos objetivos se generan las diferentes correcciones gravimétricas, que al ser sumadas aritméticamente al dato medido, generan las anomalías gravimétricas, que son fieles representantes de cambios de gravedad dados exclusivamente por variaciones de la densidad en la zona de estudio. A continuación se explican las correcciones gravimétricas.

III.1.1. Correcciones gravimétricas

III.1.1.1. Corrección por latitud

Debido a que la Tierra como ya se ha mencionado anteriormente no es una esfera, sino una elipse, con un radio ecuatorial mayor que el polar, la atracción gravitatoria varía con la latitud. Este efecto, debe ser eliminado para poder observar los efectos netos de cambios de densidad en las mediciones. Para ello se han desarrollado una serie fórmulas que modelan el cambio del campo gravitatorio en función de la latitud, que a lo largo de los años han

obtenido mejoras en su aproximación. La fórmula usada en este trabajo fue la generada por la IAG en 1980 en la generación del modelo WGS84:

$$G_{teo} = 9,7803267714 * \frac{(1 + 0,00193185138639 * (\text{sen}(\lambda))^2)}{(1 - 0,00669437999013 * (\text{sen}(\lambda))^2)^{\frac{1}{2}}}$$

Siendo G_{teo} la corrección de latitud y λ la latitud en radianes

III.1.1.2. Corrección de Aire Libre

Para este análisis basta suponer la Tierra como esférica y no rotacional, por lo tanto $g = G * \frac{M}{R^2}$. Si la altura sobre el nivel del mar cambia (debido a la topografía), la gravedad será distinta porque cambia la distancia al centro de la Tierra por $(R+h)$, como se observa en la Figura 3.2.

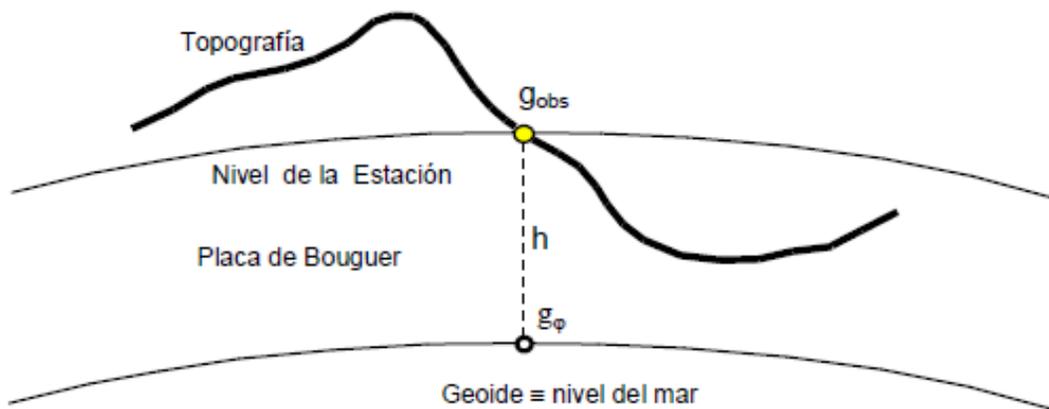


Figura 3.2 Representación gráfica de los cambios topográficos con respecto al nivel del referencia (en este caso nivel del mar) y su efecto en la medición de la gravedad.

El diferencial de gravedad causado por la altura h , viene dado por $0,30859 \text{ mgal/m}$ o lo que es lo mismo:

$$C_{AL} = 0,30859 * h$$

En general, el *datum* al cual se llevan los datos, tiende a ser el nivel del mar y es en base a éste que se calcula el diferencial de altura h . Mas sin embargo, no siempre el *datum* elegido se encuentra a nivel del mar, puede estar tanto por encima como por debajo de él. Esta corrección es positiva para puntos de observación por encima del *datum* de referencia.

III.1.1.3. Corrección de Bouguer

Entre el nivel de *datum* y la estación de medición existe una masa y el efecto de esta masa debe ser eliminado al llevar los datos al valor de *datum* elegido.

Esto se logra creando una imaginaria placa (Placa de Bouguer) horizontal e infinitesimal, con densidad dada, la cual es evaluada en un volumen cilíndrico, tal como se muestra en la Figura 3.3.

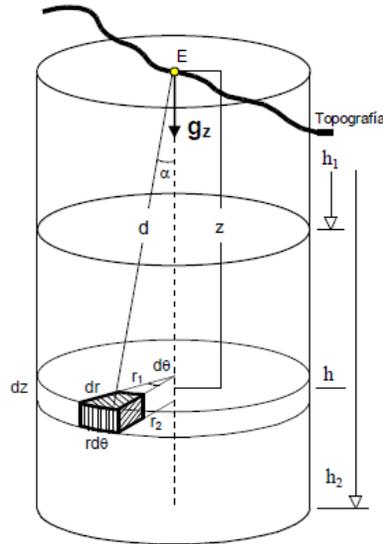


Figura 3.3. Representación gráfica de la placa de Bouguer en un volumen cilíndrico

Para determinar el efecto gravimétrico de la placa, Bouguer consideró la atracción del cilindro, partiendo de un elemento dm de masa en la dirección vertical z , resultando en:

$$g = 2\pi G\rho \int_{h_1}^{h_2} z \left((z^2 + r_1^2)^{-\frac{1}{2}} - (z^2 + r_2^2)^{-\frac{1}{2}} \right) * dz$$

Si son $r_1 = 0$, $r_2 = \infty$, $h_1 = 0$ y $h_2 = h$, condiciones que son de una placa infinitesimal, entonces,

$$g = 2\pi.G.\rho.h$$

Sustituyendo el valor de G en la ecuación, se tiene que: $C_B = 0,04191 * \rho * h$

Esta corrección es negativa para puntos de observación por encima del *datum* de referencia.

III.1.1.4. Corrección Topográfica

Esta corrección viene a considerar los valles y las montañas, que la placa de Bouguer no toma en cuenta. Los valles fueron rellenados con la ‘placa de Bouguer’ y su efecto fue restado con la corrección de Bouguer. Como se midió sin material en ellos, debemos calcular la atracción de esa masa y sumarla para anularla. Las montañas no fueron consideradas en la corrección de Bouguer. Como éstas disminuyen el valor medido, debe calcularse la atracción y sumar su efecto. Es decir que tratándose de montañas o valles, esta corrección será siempre positiva.

Igual que en la corrección de Bouguer, como se trata de un volumen (tres dimensiones), corresponde la misma triple integración, pero ahora modificando los límites de integración:

$$C_{topo} = 2\pi G\rho \int_0^{2\pi} d\theta \int_{h1}^{h2} z * dz \int_{r2}^{r1} r * (z^2 + r^2)^{-\frac{3}{2}} dr$$

Para esta corrección se utiliza el método gráfico ideado por Hammer, que mediante el uso de una retícula que divide el área en estudio en sectores creados por círculos concéntricos divididos en diferentes ángulos y quien partiendo de esta integral calculó el efecto gravimétrico en estos sectores de espesor h y densidad ρ .

Trabajos posteriores y mejoras en los tiempos de cómputo lograron generar algoritmos que se usan en programas especializados y que son capaces de generar una corrección topográfica sin tener que manualmente generar la retícula de Hammer y evaluar los diferentes sectores de esta retícula, centrada en cada punto a la cual se le hará su corrección topográfica.

Oasis Montaj (Geosoft, versión 4.6, 2007), es un programa que calcula las correcciones del terreno usando una combinación del método descrito por Nagy (1966) y Kane (1962). Esto es, se calcula la corrección con base en una zona cercana, una zona intermedia y una zona lejana. En la zona cercana el algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares que se inclinan, los cuales describen una superficie entre la estación de la gravedad y la elevación en cada esquina diagonal. En las zonas intermedias, el efecto del terreno se calcula para cada punto, usando la fórmula del prisma de Nagy (1966). En la zona lejana, se

deriva el efecto del terreno basado en la aproximación anular del segmento del anillo a un prisma cuadrado según lo descrito por Kane (1962). Lo arriba descrito se muestra en la Figura 3.4, así como las fórmulas para la zona cercana, intermedia y lejana.

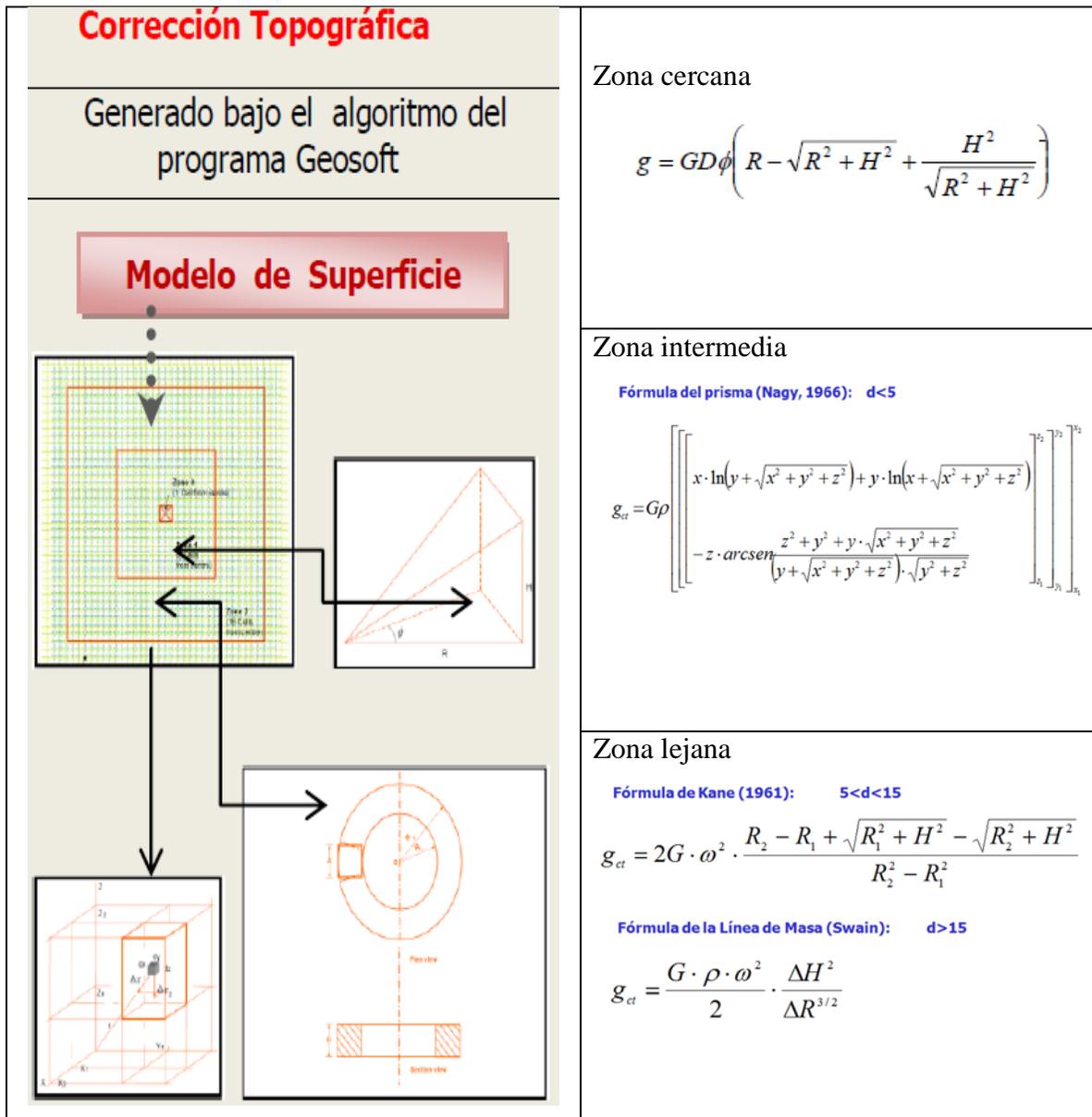


Figura 3.4 Algoritmos utilizados por el programa Oasis Montaj, de la empresa Geosoft, para realizar la Corrección Topográfica.

III.1.2 Anomalías gravimétricas

La discrepancia entre el valor de gravedad observado o medido, corregido o bajado al nivel de referencia y el valor teórico calculado con la fórmula internacional de escogencia, es lo que se denomina anomalía gravimétrica, que se expresa de la siguiente forma:

$$\text{Anomalía de Aire Libre: } AAL = g_{\text{obs}} - g_{\text{Teo}} + C_{AL}$$

$$\text{Anomalía de Bouguer: } AB = g_{\text{obs}} - g_{\text{Teo}} + C_{AL} - C_B + C_{\text{Topo}}$$

Siendo g_{obs} la gravedad observada, medida por el gravímetro.

El nombre de la anomalía se particulariza definiendo los efectos que considera. La anomalía de aire libre solo contempla los tres primeros términos (gravedad observada, gravedad teórica y corrección de aire libre). La anomalía de Bouguer toma en consideración, todas las correcciones menos la isostática, y la anomalía isostática es la que toma en cuenta todas las correcciones posibles.

A los fines de la prospección gravimétrica y también de este trabajo no se utilizará la corrección isostática, debido a que su efecto es del orden del décimo de miligal.

A todas estas anomalías se les elimina el efecto por deriva instrumental que surge en los gravímetros originada por cambios físicos en el instrumento, fundamentalmente las constantes elásticas de los resortes, y el efecto de marea o de atracción que ejercen el Sol y la Luna sobre la masa del gravímetro.

Las grandes estructuras producen anomalías de Bouguer que se caracterizan por ser ondas amplias y suaves, llamadas de tendencia regional por su efecto o simplemente anomalía regional. Sobre ésta puede estar superpuesta una anomalía local, de extensión limitada y menor longitud de onda llamada anomalía residual o local.

Para generar estos mapas de tendencias regionales o residuales, se pueden utilizar cuatro métodos de generaciones de tendencias regionales y después de escogido el más representativo de la zona, se le sustrae a la superficie original, la tendencia regional, obteniendo así la tendencia residual o local.

Los cuatro métodos conocidos para generar superficies de tendencia regional son los que se presentan a continuación, siendo estos abarcados en mayor medida en el trabajo de Rodríguez, Lilliu, Graterol (1985):

1. Superficies matemáticas: definidas por funciones obtenidas por mínimos cuadrados. Suelen ser de diferentes órdenes: la superficie de 1er orden es un plano, la de 2do orden es un paraboloides, la de 3er grado tiene dos planos de inflexión, etc. Al ser puramente matemáticas, no tienen en cuenta la geología y pueden llevar a interpretaciones erróneas.
2. Continuación analítica del campo hacia arriba o hacia abajo: como la gravedad es un campo potencial, es continuo, y por ello es posible determinar matemáticamente cómo sería el campo si se hubiera medido a diferentes niveles o alturas. La continuación analítica hacia arriba de una anomalía de Bouguer elimina los efectos de pequeñas masas superficiales y mejora el campo regional. Logra el mismo efecto que se obtendría si se hubiese hecho la medición desde un avión a una altura dada. La continuación hacia abajo se usa muy poco ya que, si bien tiende a eliminar el efecto regional y delinear mejor las masas pequeñas o superficiales, tiene el problema que lleva a interpretaciones erróneas cuando la masa anómala está a la misma profundidad de investigación.
3. Filtrado pasa bajo: el filtrado de los datos en el espectro de frecuencia, garantiza la eliminación de las altas frecuencias si se utiliza un filtro para tal fin (pasa bajo). Las altas frecuencia son las responsables de la respuesta más somera y local, mientras que las bajas frecuencia son responsable de las respuestas más profundas y regionales. Saber de antemano qué frecuencia de corte utilizar, puede constituir un método útil para generar una superficie regional. El filtrado pasa alto, puede también ser utilizado de esta forma para generar inmediatamente la superficie de tendencia residual.
4. Obtención de las segundas derivadas verticales: se determina el valor promedio de gravedad mediante 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. Otro método para obtener las derivadas verticales es utilizando un filtro de convolución de la ecuación de Laplace. Al analizar los máximos y mínimos de las segundas derivadas verticales, se evidencia la aceleración de la variación del campo y se puede inferir entonces, cuáles zonas tienen tendencias de mayor variación y por ende

son de comportamiento local; y cuáles tienen menos variación y son de comportamiento regional. Este método es más útil como discriminador de efectos locales.

III.1.3 Análisis de profundidades

Además de conocer las tendencias, tanto locales como regionales, en un estudio geofísico de campos potenciales se deben conocer también las profundidades de las diferentes fuentes en contraste de densidad presentes en la zona en estudio. Para esto se pueden seguir dos procedimientos.

El primero y más común, es el análisis del espectro de frecuencia de los datos, el cual normalmente se le aplica a la anomalía de Bouguer. Dicho análisis no es más que aplicar la transformada espacial (en dos dimensiones) de Fourier a los datos:

$$F(u, v) = \iint_{-\infty}^{\infty} f(x, y) * e^{-i(ux+vy)} dx * dy,$$

obteniendo así su espectro, y graficar el logaritmo de dicha transformada, contra el número de onda.

El número de onda (k) es una magnitud de frecuencia que indica el número de veces que vibra una onda en una unidad de distancia. Sus unidades en el sistema internacional son ciclos por metro. El número de onda es directamente proporcional a la frecuencia espacial, la cual es una medida de la frecuencia con la que los componentes sinusoidales (según lo determinado por la transformada de Fourier) de la estructura, se repiten por unidad de distancia. Su unidad también es ciclos por metro.

Es decir, el gráfico indicado anteriormente muestra el comportamiento en frecuencia de los datos, de forma logarítmica por razones de escala. Luego de obtenidos los gráficos del espectro de energía, la profundidad de la fuente se determina calculando la tangente de cada transepto, es decir, a profundidades elevadas, media y somera, aplicando la siguiente ecuación:

$$h = \frac{S}{4\pi}$$

Donde h es la profundidad estimada del cuerpo y S es la pendiente del espectro de frecuencia. Esta ecuación es válida sólo si se considera una malla de datos bastante grande e incluye varias fuentes, ya que deriva de un procedimiento estadístico.

El segundo método de estimación de profundidades de fuentes es el método de Euler Estándar 3D. Este método se basa en la homogeneidad de la ecuación de Euler, una ecuación que relaciona el campo en estudio y sus componentes de gradiente a la ubicación de la fuente, con el grado de homogeneidad N, que puede interpretarse como un índice estructural. El índice estructural es una medida de la velocidad de cambio con la distancia de un campo.

La ecuación de homogeneidad de Euler se muestra a continuación:

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

Donde X, Y, Z corresponden a la ubicación de la medición, F es el campo potencial, X_0 , Y_0 y Z_0 la ubicación de la fuente, N es el índice estructural y B valor regional del campo total.

Este sistema utiliza el método de mínimos cuadrados para resolver dicha ecuación simultáneamente para cada posición de la ventana, creando sub-ventanas más pequeñas, que se mueven a lo largo de cada fila de la ventana grande. En cada punto del cuadrículado se obtienen las cuatro incógnitas (la ubicación X, Y, Z y B) y sus incertidumbres (desviaciones estándar) para un índice estructural específico. Este índice estructural varía con la estructura que se quiere observar, así para registrar contactos o falla el índice estructural debe estar en el rango entre cero y uno, para registrar sills y diques debe estar en el rango entre uno y dos y para registrar tuberías o esferas debe estar entre dos y tres.

Una solución se registra si la incertidumbre de la profundidad calculada es menor que una tolerancia especificada y la solución está dentro de una distancia límite del centro de la ventana de datos.

III.1.4. Gravimetría satelital

La gravimetría satelital es una herramienta de uso reciente, que ha hecho posible el estudio global de la aceleración de la gravedad, mejorando de forma exponencial la calidad de los modelos gravimétricos globales. El amplio rango de aplicaciones que tienen estas mediciones - tanto para cuantificación de movimientos de masas de aguas, la búsqueda de cuencas sedimentarias para la industria de hidrocarburos, en los estudios corticales y de tectónica regional o global, en la mejora en la calidad de los cálculos y visualización de

zonas de inestabilidad tectónica debido a pesos gravitacionales - hace de estos instrumentos espaciales, no sólo herramientas indispensables en el presente, sino más aún proyectadas hacia el futuro.

Los dos satélites más importantes que han medido el campo gravitacional de la Tierra, se describen brevemente a continuación.

GRACE⁶

Los satélites gemelos GRACE, lanzados el 17 de marzo 2002, realizaron mediciones detalladas del campo de la gravedad de la Tierra y revolucionaron las investigaciones sobre las reservas de agua sobre la tierra, el hielo y los océanos. Los cambios en la distancia entre los dos satélites gemelos se utilizan para hacer las mediciones de campo gravitatorio (<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/GRACE/>, NASA).

GRACE es una colaboración de las agencias espaciales de EE.UU. (NASA) y Alemania (DLR). Los dos satélites idénticos orbitan uno detrás del otro en el mismo plano orbital a una distancia aproximada de 220 kilómetros entre sí, a 500 kilómetros sobre la superficie de la Tierra.

Cuando los dos satélites se encuentran en una zona plana, sin montañas, la distancia entre ellos es constante. Pero cuando la trayectoria del primer satélite pasa sobre una masa mayor o más densa, se encuentra con un cambio en la gravedad de la Tierra que lo atrae y acelera, aumentando así la distancia con respecto al segundo satélite. Cuando el segundo satélite pasa sobre esta mayor masa o de mayor densidad, la distancia entre ambos satélites vuelve a ser la original. De esta manera se mide la aceleración causada por dicha masa, a través de la distancia entre ambos satélites. La precisión del instrumento que mide la distancia relativa entre los satélites es de 10 μm .

Un acelerómetro, situado en el centro de masa de cada satélite, mide las aceleraciones no gravitacionales (tales como las debidas a la fricción atmosférica) de modo que sólo las aceleraciones debidas a la gravedad sean las consideradas.

El modelo global de gravedad ITG - GRACE03S se basa en datos del satélite GRACE adquiridos durante el período de 57 meses entre septiembre de 2002 y abril de 2007. No se

⁶ Siglas de Gravity Recovery and Climate Experiment (Traducción propia como: Experimento Climático y de Recuperación de Gravedad).

utilizaron otros datos en su desarrollo, y este siguió el enfoque del análisis de arco corto descrito por Mayer- Gurr *et al.* (2007, mencionado por Pavlis *et al.*, 2012).

ITG - GRACE03S está completado hasta un armónico esférico de orden y grado 180 y está a disponible de forma libre, ofreciendo a su vez su matriz de error de covarianza (Pavlis *et al.*, 2012). Este modelo sirvió de base para generar el modelo EGM2008, de mayor precisión, el cual a su vez sirvió de base para otros modelos mucho más precisos como el WGM2012 y GGMplus.

GRACE cesará sus funciones entre el 2015 y el 2016. Para agosto del 2017, se tiene previsto el lanzamiento de GRACE-FO, un nuevo par de satélites con mejoras tecnológicas considerables, tales como tecnología láser para la medición de la distancia entre satélites, en vez de las microondas utilizadas por GRACE, lo cual permitirá a una mayor precisión en la medida de esta distancia y por ende del campo gravitacional calculado.

GOCE⁷

Lanzado el 17 Marzo de 2009, estuvo en órbita alrededor de la Tierra por 4 años y 8 meses, llegando la misión a su fin el 11 de noviembre de 2013, siendo que fuera diseñado para una duración de 20 meses. El centro de control de la misión estuvo a cargo del Centro Europeo de Operaciones Espaciales

(http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE, ESA).

Un conjunto de seis acelerómetros en tres ejes montados en una configuración de diamante, formaron los instrumentos principales de medición. Cada par de acelerómetros, formó un gradiómetro de gravedad electrostática de 50 cm de largo, midiendo la diferencia de fuerza gravitacional entre los dos extremos. Un receptor GPS a bordo, utilizado como un instrumento de seguimiento satélite a satélite complementó las mediciones gradiométricas. El satélite orbitó a unos 260 km de altitud, en una órbita polar, heliosincrónica.

Los objetivos de la misión fueron:

- Determinar anomalías del campo de la gravedad con una precisión de 1 mGal.
- Determinar el geoide con una precisión de 1-2 cm.

⁷ Siglas de Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer. Traducción propia como: Explorador de Círculo Oceánica de estado fijo y campo de gravedad.

- Lograr lo anteriormente dicho con una resolución espacial mejor que 100 km.

El satélite orbitó la Tierra lo más bajo posible para observar la señal del campo de la gravedad con mayor fuerza y por ende precisión. Un bajo consumo de combustible significó que su altitud pudo reducirse a 235 kilómetros en 2012.

III.1.5. Modelos Gravitacionales Globales

EGM 2008

Pavlis *et al.* (2012) explica que EGM2008 (por sus siglas en inglés de Earth Gravitational Model 2008, Modelo Gravitacional de la Tierra 2008) es un modelo armónico esférico del potencial gravitatorio de la Tierra, desarrollado a partir de los mínimos cuadrados de la combinación del modelo gravitatorio ITG - GRACE03S y su matriz de covarianzas de error asociado, con la información gravitacional obtenida de un conjunto global de anomalías de gravedad de aire libre definidos en un mallado equiangular de 5 minutos arco.

Este mallado se formó mediante la fusión de información proveniente del satélite GRACE, gravedad terrestre, gravedad derivada de altimetría y aerogravimetría.

Sobre las áreas que se disponía de datos de gravedad con resolución única más baja, su contenido espectral se complementó con la información de la gravedad que implica la topografía. Las discrepancias entre el geoide de ondulaciones EGM2008 y un GPS independiente son del orden de 5 a 10 cm (Pavlis *et al.*, 2012).

El modelo gravitacional contiene armónicos esféricos de grado 2159 y coeficientes adicionales que se extienden hasta los 2190 grados y orden 2159. Este modelo fue publicado en el año 2008 por la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (National Geospatial Intelligence Agency, NGA) y tiene una resolución de 5x5 minutos. El sistema de proyección utilizado para el modelo EGM2008 es el WGS84.

WGM2012

WGM2012 (World Gravity Model 2012, Modelo Gravimétrico Global 2012) es un modelo que a partir de un mallado de alta resolución, desarrolla mapas de anomalías de gravedad de la Tierra (Bouguer, isostática y de superficie al aire libre), computado a escala global en la geometría esférica. Fue realizado por la Oficina Gravimétrica Internacional (Bureau

Gravimetric International, BGI) en el marco de la colaboración con organizaciones internacionales como la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (Commission for the Geological Map of the World, CGMW), la UNESCO, la Asociación Internacional de Geodesia (International Association of Geodesy, IAG), la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (International Union of Geodesy and Geophysics, IUGG), Unión Internacional de Ciencias Geológicas (International Union of Geological Sciences, IUGS) y varias instituciones científicas.

Las anomalías de gravedad del modelo WGM2012 se derivan de los modelos globales de gravedad de la Tierra EGM2008 (creado a partir de los datos gravimétricos obtenidos por los satélites GRACE y GOCE) y DTU10 (modelo gravimétrico oceánico) combinados con el modelo topográfico ETOPO1 Global Relief de resolución 1x1 minuto. Esto se calculó por medio de un enfoque de armónicos esféricos de 2160 grados (con algunos términos hasta los 2190 grados) utilizando desarrollos teóricos realizados para lograr cálculos precisos a escala global (Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S. y Briais, A., 2011).

Este modelo cubre la mayoría de las masas superficiales de la Tierra como las masas continentales, los océanos, los mares interiores, lagos, los casquetes polares y las plataformas de hielo. La densidad de masa usada en el modelado gravimétrico a partir de la topografía del modelo topográfico ETOPO1 fue de 2670 kg/m^{-3} para las masas continentales, 1027 kg/m^{-3} para los océanos, 1000 kg/m^{-3} para los mares interiores y lagos y 917 kg/m^{-3} para las masas de hielo (Bonvalot *et al.*, 2011).

Los datos gravimétricos utilizados en este trabajo del modelo WGM2012, fueron obtenidos de la base de datos de la Universidad de California en San Diego, EE.UU en el vínculo que aparece a continuación: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi

Asimismo se utilizaron los datos gravimétricos de la base de datos de la Agencia Bolivariana para las Actividades Espacial (ABAE). Esta base de datos posee una resolución de 2 minutos arco, menor a la del modelo WGM2012, que es de 1 minuto arco. Más allá de este aspecto, los datos de la base de datos de ABAE, son también una combinación del modelo gravimétrico EGM2008 con topografía de mayor resolución (ETOPO 2 minutos arco). Estos datos estuvieron disponibles en el siguiente vínculo: http://www.abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html

GGMPLus

El GGMplus (Global Gravity Model plus o Modelo de Gravedad Global +) proporciona mapas y datos de gravedad de la Tierra a 200 m de resolución para todas las áreas de la Tierra y próximos a la costa de nuestro planeta entre los ± 60 grados de latitud. GGMplus es el primer modelo del campo gravitatorio de la Tierra para llegar a una resolución local con cobertura casi global, uniendo así los dos focos.

GGMplus describe el campo gravitatorio de la Tierra en términos de los funcionales de uso frecuente, a saber: aceleraciones de gravedad, perturbaciones gravitatorias, deflexiones de la vertical norte-sur y este-oeste, y alturas de cuasigeoide. Todo lo anterior en 3062677383 puntos de todo el planeta a 7,2 segundos arco de resolución espacial.

GGMplus se construye como un compuesto de los datos obtenidos gracias a los satélites GRACE y GOCE, el modelo EGM2008 y efectos topográficos de la gravedad en una escala pequeña. El modelo fue desarrollado utilizando recursos informáticos y métodos de evaluación avanzados, reduciendo el tiempo de procesamiento a solo 2 meses, lo que por métodos convencionales hubiese tardado unos 80 años. GGMplus es una iniciativa conjunta de la Universidad de Curtin (Australia) y la Universidad Técnica de Munich (TUM, Alemania), aprobado por la 2da Comisión de la Asociación Internacional de Geodesia, y apoyado por el Consejo Australiano de Investigación, Instituto de Estudios Avanzados de TUM y las instalaciones de supercomputación del IVEC de Australia Occidental.

El modelo fue creado a partir de:

- 7 años de datos de satélite GRACE (ITG2010s por la Universidad de Bonn, Mayer-Guerr *et al.* 2010)
- 2 años de datos de satélite GOCE (cuarta generación liberación TIM-4 por la Agencia Espacial Europea, Pail *et al.* 2011),
- El modelo de gravedad mundial EGM2008 (Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial de los EEUU, Pavlis *et al.* 2012)
- Datos topográficos SRTM a 7,5 segundos de arco (versión V4.1, Jarvis *et al.* 2008)
- Datos de batimetría SRTM30_PLUS a 30 segundos de arco (versión V7.0, Becker *et al.* 2009) sobre las zonas cercanas a la costa.

Los datos y modelaje de GRACE / GOCE y EGM2008 se combinaron y se evaluaron sobre datos topográficos de la Tierra en la banda espectral 2-2.190 utilizando el gradiente de quinto orden (Hirt *et al.*, 2013). Se aplicaron filtros pasa altos para la topografía SRTM y batimetría SRTM30 PLUS, utilizándose como fuente de datos para la visualización de la modelización de los efectos gravitacionales a corta escala, una variante del enfoque RTM. Se asumió como densidad constante $2,67 \text{ g/cm}^3$ (Hirt *et al.*, 2013).

En comparación con los modelos basados únicamente en GOCE, cuando se complementa con los datos del satélite GRACE se logra un modelo superior en el rango espectral de hasta 70-80 grados (Pail *et al.*, 2010, en Hirt *et al.*, 2013). Por lo tanto, el primer paso para crear este modelo fue desarrollar una solución combinada basada en ecuaciones normales de GRACE (hasta de 180 grados) y de GOCE (hasta 250 grados). La combinación GRACE / GOCE luego se fusionó con el modelo EGM2008 como coeficientes de pseudo-observaciones. Dado que para EGM2008 sólo las varianzas de error están disponibles, las ecuaciones normales correspondientes tienen estructura diagonal. La combinación de datos GRACE / GOCE tienen influencia dominante en la banda espectral de grados armónicos 0-180 y EGM2008 teniendo más influencia en el rango espectral 200-2190, dejando el principal rango espectral de transición del combinado GRACE / GOCE hacia EGM2008 en la banda espectral 181-200 grados. Las contribuciones relativas de EGM2008 y la gravedad de satélites GRACE / GOCE se muestran en la Figura 3.5.

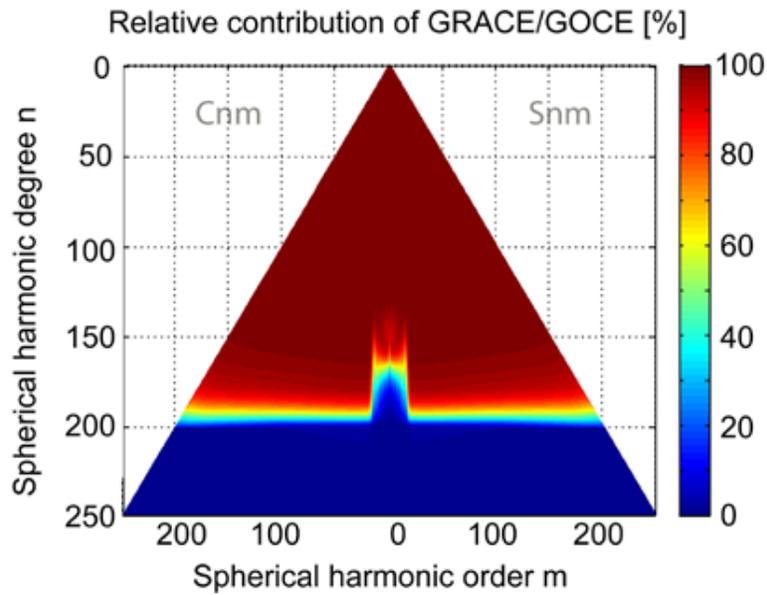


Figura 3.5. Contribución relativa (%) de datos GOCE / GRACE por coeficientes esféricos armónicos en la combinación con EGM2008. (Hirt *et al.*, 2013).

Los coeficientes de armónicos esféricos del modelo de gravedad combinado GRACE / GOCE / EGM2008 (GGE) se utilizaron en la banda espectral de 2-2190 grados para sintetizar una serie de funcionales de campo de gravedad. Para la síntesis precisa armónica esférica en la superficie de la Tierra, tal como se representa a través de la topografía SRTM, se aplicó el método del gradiente de quinto orden (Hirt *et al.*, 2013). Esta técnica de evaluación tiene numéricamente en cuenta el efecto de la atenuación de la gravedad con la altura. Aplicando este enfoque se produjo estimaciones numéricas de los derivados radiales (perturbaciones gravitatorias) y horizontales (derivados de las desviaciones de la vertical) de las perturbaciones potenciales y alturas del cuasigeoide de los datos de GGE en una resolución de 7,2 segundos arco (cerca de 3 mil millones de puntos de superficie) dentro de la cobertura de los datos SRTM.

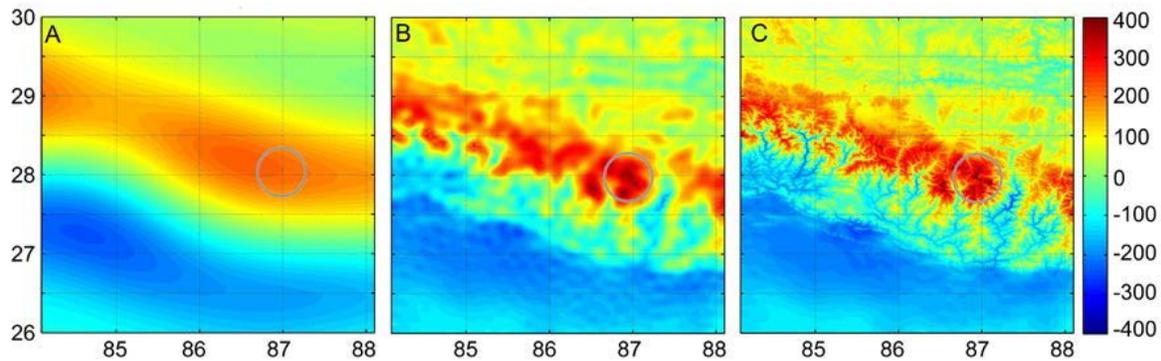


Figura 3.6. Campo gravedad en diferentes niveles de resolución en el borde del Monte Everest. (Hirt et al., 2013). **A:** satélites únicamente (aire libre), gravedad de los satélites GOCE y GRACE. **B:** la gravedad GGE (gravedad satelital combinada con la gravedad EGM2008). **C:** GGMplus compuesta de gravedad satelital, EGM2008 y la gravedad topográfica.

Se muestra en la Figura 3.6 la componente radial del campo de gravedad sobre un área de aproximadamente 400 x 400 km que cubre partes de los Himalayas en su zona Sur, incluyendo la zona de la cumbre del Monte Everest (marcado). Las unidades son de 10^{-5} m/s^{-2} . La resolución espacial de los modelados de gravedad aumenta de ~ 100 km en A, ~ 10 km en B y a la ~ 200 m en C.

Debido a que mediciones de la gravedad terrestre en una densidad espacial acorde a la resolución del modelo GGM no existen en la mayoría de las partes de la Tierra y no estarán disponibles en el futuro cercano, se requieren soluciones alternativas para estimar el campo de gravedad a escalas más cortas de 10 km. Los datos de la topografía de alta resolución se consideran ampliamente la clave para el modelado de ultra- alta resolución de la gravedad y es utilizado con éxito como medio eficaz para estimar los efectos de la gravedad a pequeña escala (Hirt *et al.*, 2013). Esto es porque el campo de gravedad a corta escala está dominado por los constituyentes generados por las masas topográficas visibles (Forsberg y Tscherning, 1981, en Hirt *et al.*, 2013). Sin embargo, la estimación de los componentes del campo de gravedad a corta escala a partir de modelos de elevación topográfica con cobertura a nivel mundial de resolución ultra-alta es computacionalmente exigente. Para esto en la creación del modelo, se utilizó la paralelización de más de 1100 CPU que

procesaron más de 19.000 ventanas de 1x1 grado cada una de estas con 625.000 puntos, para así obtener el modelo a la resolución indicada (Hirt *et al.*, 2013).

Basado en técnicas de computación no estándar, no paralelizada, el cálculo de los efectos topográficos de la gravedad habría tomado un estimado de 20 años, por esta razón es que los esfuerzos anteriores se limitaban a áreas regionales (Hirt *et al.*, 2013).

La conversión de la topografía a la gravedad topográfica se basa en la técnica de modelado del terreno residual (Forsberg, 1984 en Hirt *et al.*, 2013) con la topografía filtrada en forma pasa alto, a través de la sustracción de una superficie de referencia de armónicos esféricos (de grado y orden 2160) antes de la modelación como tal. La gravedad topográfica se basa en una suposición de masa con densidad de 2.670 kg m^{-3} .

Debido a la densidad constante elegida, ésta debe aproximar bien la atracción gravitatoria topográficamente inducida sobre roca de granito (2700 kg/m^{-3}), mientras que la aproximación puede introducir errores de hasta el 7% en zonas de roca volcánica (2900 kg/m^{-3}), y alrededor de $\sim 26 \%$ donde prevalecen los sedimentos (2.000 kg/m^{-3}).

Los cinco funcionales del campo de gravedad proporcionadas por GGMplus son:

- Aceleraciones de gravedad de caída libre.
- Perturbaciones de la gravedad (derivados radiales del potencial perturbador) denotados como componentes radiales del campo de gravedad.
- Deflexión norte-sur de la vertical en la definición de Helmert (derivada latitudinal del potencial) denominado componente horizontal del campo de gravedad.
- Desviación este-oeste de la vertical en la definición Helmert (derivada longitudinal del potencial) denotado como componente horizontal del campo
- Alturas de cuasigeoide de Molodenski.

Los datos gravimétricos usados en este trabajo del modelo GGMplus, fueron obtenidos de la base de datos de la Universidad de Curtin, Australia en el vínculo que aparece a continuación: <http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/>.

III.2. Magnetometría

La magnetometría estudia los cambios en el campo magnético terrestre, influenciados por aspectos internos como el dinamo que ocurre en el núcleo externo terrestre, sus

componentes dipolares y no dipolares, sus inversiones, así como también la interacción con el campo magnético solar, sus tormentas y ciclos y la caracterización que se puede realizar en base a los estudios magnéticos para así discriminar la presencia de mayor o menor cantidad de elementos metálicos en las zonas en estudio, en investigaciones tales como la búsqueda de depósitos de elementos metálicos y la búsqueda del basamento. La magnetometría aportó mucho en la teoría de la deriva de placas tectónicas al evidenciar las bandas magnéticas simétricas a ambos lados del rift del atlántico. Como se observa, también este estudio va desde un ámbito local, hasta un ámbito global.

Los campos magnéticos son producidos por cualquier carga eléctrica en movimiento. La fuerza de Lorentz o fuerza magnética está matemáticamente definida por $F = q * v \times B$, siendo q la carga eléctrica que se desplaza a una velocidad v generando un campo magnético B . El producto $v \times B$, es un producto vectorial.

Se debe hacer la aclaración de que el nombre de campo magnético o intensidad del campo magnético se aplica a dos magnitudes:

- La excitación magnética o campo H , primera en ser nombrada históricamente.
- La inducción magnética o campo B , que en la actualidad se considera el auténtico campo magnético, y se representa con B .

La relación entre H y B viene dada por la permeabilidad magnética, $B = \mu H$.

Estas dos magnitudes también describen características diferentes de dicho campo. H describe cuán intenso es el campo magnético en la región que afecta, mientras que B es la cantidad de flujo magnético por unidad de área que aparece en esa misma región. Otra distinción que se hace en ocasiones es que H se refiere al campo en función de sus fuentes (las corrientes eléctricas) y B al campo en función de sus efectos (fuerzas sobre las cargas).

El campo magnético en cualquier punto está especificado por dos valores, la dirección y la magnitud; de tal forma que es un campo vectorial. En geofísica en general se trabaja con el campo B .

La unidad de medida en el sistema internacional (SI) es el *Oersted* e identifica al campo creado por un polo magnético de intensidad unitaria, situado a 1cm de distancia. En la geofísica se usa preferir usar por razones de magnitud en nanoTesla que es parte del SI. La relación de unidades es: 10^{-5} Oersted = 1 Gamma = 1 nanoTesla (nT).

La intensidad del campo magnético terrestre varía aproximadamente entre los 25000 y 65000 nT. Al modelo teórico que aproxima las variaciones de dicho campo con las diferentes latitudes del planeta se le conoce como el *International Geomagnetic Reference Field* o IGRF y es un modelo en base a armónicos esféricos de grado 2160.

La diferencia en grados entre la dirección del norte magnético terrestre (también llamado componente horizontal del campo magnético) y el norte geográfico se le conoce como declinación magnética. En la Figura 3.7 se puede observar esto último de forma gráfica, como también se muestra el ángulo entre el norte magnético o componente horizontal del campo y la intensidad total del campo lo cual da como resultado la inclinación magnética.

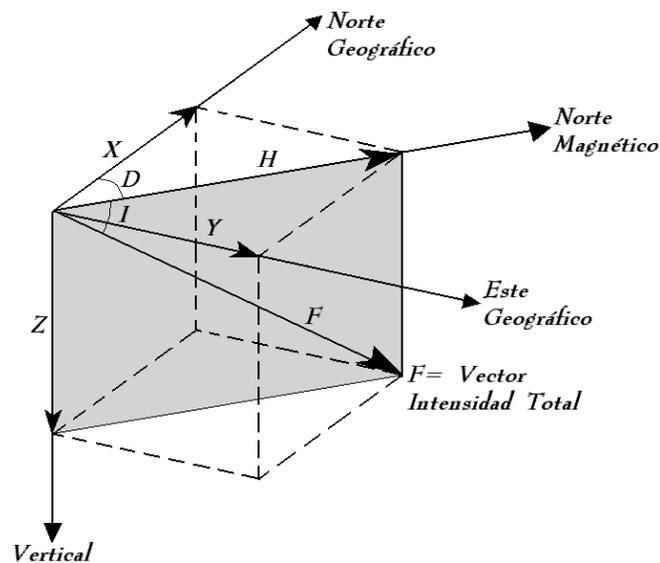


Figura 3.7. Representación gráfica de las diferentes direcciones y ángulos relativos al campo magnético.

El ángulo de declinación es un indicativo de la separación física entre el norte magnético y el geográfico, ya que ambos no coinciden. Por convención, a la declinación magnética se le considera de valor positivo si el norte magnético se encuentra al este del norte verdadero, y negativa si se ubica al oeste. Este ángulo no es fijo a lo largo de los tiempos geológicos, sino que para un mismo punto de coordenadas geográficas ha variado siempre en el tiempo, debido a la migración lenta pero constante del campo magnético en diferentes direcciones. A nivel global, se conoce el ángulo de declinación para cada punto en la actualidad.

Por el otro lado, el ángulo de inclinación se calcula entre el campo magnético y la horizontal. Las líneas de campo que salen e ingresan al núcleo de la Tierra atravesando la corteza terrestre, son tangenciales al meridiano magnético. El meridiano magnético describe un arco que al ingresar en el polo norte magnético lo hace de forma vertical a la superficie terrestre.

Cuando la inclinación es horizontal, las líneas de campo están ubicadas en el ecuador Magnético y a medida que se alejan hacia los polos se inclinan hasta llegar a la verticalidad, saliendo del polo sur e ingresando en el polo norte magnético. La inclinación magnética puede tener valores de entre -90 y 90 grados en los polos magnéticos y cero en el Ecuador magnético. Tanto la declinación como la inclinación y también la intensidad del campo magnético total terrestre, se muestran en mapas de curvas isolíneas a nivel global.

Se puede considerar la aproximación del campo magnético terrestre como el creado por un dipolo magnético inclinado un ángulo de 10 grados con respecto al eje de rotación de la Tierra. Sin embargo, al contrario que el campo de un imán, el campo de la Tierra cambia con el tiempo debido al movimiento de las aleaciones de hierro fundido en el núcleo externo de la Tierra (las corrientes de convección del núcleo externo que generan el geodínamo). Este campo dipolar supone alrededor del 90% del campo total en la mayor parte de la Tierra, el 10% restante está compuesto por la suma de pequeños campos que apuntan en otras direcciones, algunos de los cuales son de naturaleza dipolar y otros con más de dos polos, la mayor parte de éstos, generados por la corrientes de convección del manto externo y algunos otros generados por la interacción del campo terrestre con las partículas cargadas del viento solar, como el cinturón de Van Allen (llamados así en honor a quien los describió por primera vez).

El polo norte magnético se desplaza, pero de una manera suficientemente lenta como para que las brújulas sean útiles en la navegación. Al cabo de ciertos períodos de duración aleatoria (con un promedio de duración de varios cientos de miles de años), el campo magnético de la Tierra se invierte (el polo norte y sur geomagnético intercambian su posición). Estas inversiones dejan un registro en las rocas que permiten a los paleomagnetistas calcular la deriva de continentes en el pasado y el bandeamiento de los fondos oceánicos, resultado de la tectónica de placas.

La región por encima de la ionósfera, que se extiende varias decenas de miles de kilómetros en el espacio, es llamada la magnetósfera. Esta capa de radio de acción del campo magnético terrestre, protege a la Tierra de los rayos cósmicos que destruirían la atmósfera externa, incluyendo a la capa de ozono que la protege de la dañina radiación ultravioleta.

En el momento de una tormenta solar, esta magnetósfera se deforma debido a la acción de las partículas cargadas emitidas por el sol que se enfrentan al campo terrestre.

El campo magnético terrestre es medido con un instrumento llamado magnetómetro, que pueden ser de dos tipos:

- Magnetómetros escalares, que miden la fuerza total del campo magnético al que están sometidos. Por ejemplo los magnetómetros de precesión protónica que miden la frecuencia de resonancia de protones en núcleos de átomos de hidrógeno, para lo cual se usa un fluido de Keroseno, rico en hidrógeno. Una corriente continua fluye en un solenoide que crea un fuerte campo magnético alrededor del fluido rico en hidrógeno, causando que algunos de los protones se alineen con ese campo. La corriente posteriormente se interrumpe, y mientras los protones se realinean con el campo magnético ambiental, estos vibran en un movimiento de precesión a una frecuencia que es directamente proporcional al campo magnético de dicho ambiente.
- Magnetómetros vectoriales, que tienen la capacidad de medir el componente del campo magnético en una dirección particular. Por ejemplo los magnetómetros de núcleo saturado (*fluxgate*). Este tipo de magnetómetros consiste en un pequeño núcleo, magnéticamente susceptible, envuelto por dos bobinas de alambre. Una corriente eléctrica alterna se pasa a través de una de las bobinas, generando un ciclo en el núcleo de tres fases: magnetización positiva, sin magnetizar, magnetización inversa, de forma recurrente. Este campo en constante cambio induce una corriente eléctrica en la segunda bobina, y esta corriente de salida se mide mediante un detector. En un espacio magnéticamente neutro, las corrientes de entrada y salida de ambas bobinas coincidirán. Sin embargo, cuando el núcleo se expone a un espacio que no es neutro magnéticamente, será más fácilmente saturado en alineación con ese campo y menos fácilmente saturado en oposición a él. Por lo tanto, el campo magnético alterno y la corriente de salida inducida, estarán fuera de sintonía con respecto a la corriente de

entrada. Esta diferencia es medible y es un indicativo de la presencia de elementos magnéticos en dicho espacio. Tres sensores de los anteriormente explicados colocados ortogonalmente, se requieren para medir los componentes del campo magnético en las tres dimensiones y al calcular la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de cada una de las componentes medidas, se puede obtener tanto la dirección como la magnitud del campo magnético total.

Las mediciones magnéticas mediante ambos tipos de magnetómetros deben realizarse durante tiempos de tranquilidad magnética, esto es, en ausencia de tormentas solares y en momentos en los que el efecto solar esté más disminuido, por ello se recomienda no realizar las mediciones en las horas cercanas al mediodía, ya que el efecto solar es máximo en dicho período. Al tiempo de mayor calma magnética diaria se le conoce como “noche tranquila” o “calma nocturna” y es entre las 5:00pm y 5:00am, aproximadamente. También es relevante mencionar que los magnetómetros deben ser calibrados mediante la exposición de ellos a un campo de valor conocido.

Los magnetómetros miden las perturbaciones del campo magnético en el espacio en el que se encuentran. Estas perturbaciones vienen dadas por la presencia de cuerpos con considerables cantidades de elementos capaces de imantarse.

A la capacidad de un cuerpo para adquirir imantación al estar sometido a un campo magnético, se le conoce como susceptibilidad magnética y viene representada por la letra k . La relación entre la susceptibilidad y la permeabilidad magnética viene dada por: $\mu = KH$, KZ o KT . Donde H es la componente horizontal del campo magnético, Z es la componente vertical y T es el campo magnético total (Telford, Geldart, Sheriff, 1990).

Por sus propiedades magnéticas los cuerpos magnéticos se dividen en:

- **Cuerpos diamagnéticos:** compuestos por materiales en los cuales los momentos magnéticos de los átomos (o moléculas), en ausencia de un campo magnético externo, son iguales a cero. Poseen una magnetización muy débil, que se refleja en una susceptibilidad negativa. Entre los minerales con características diamagnéticas se encuentran el cuarzo y los feldespatos. El oro es un elemento diamagnético. A pesar de esto y debido a la existencia del campo magnético terrestre (campo externo al material) se utiliza el método magnético para su búsqueda y caracterización.

- Cuerpos paramagnéticos: compuestos por materiales en los cuales los átomos (o moléculas), en ausencia de un campo magnético externo, poseen cierto momento magnético permanente. Su susceptibilidad magnética es positiva. Por definición todos aquellos materiales que no son diamagnéticos son paramagnéticos. Ejemplo de éstos son rocas como gneiss, peridotita, dolomías. El Uranio es un elemento levemente paramagnético.
- Cuerpos ferromagnéticos: compuestos por materiales en los cuales el campo magnético intrínseco es centenares y millares de veces mayor que el campo externo que lo provoca. Esta propiedad se observa en la magnetita (Fe_3O_4), en menor proporción en ilmenita (FeTiO_3), pirrotita (FeS), hematita (Fe_2O_3) y en los cristales de los metales como el hierro, níquel y el cobalto entre otros.

Las mediciones dadas por los magnetómetros indican la relación de fuentes o cuerpos magnéticos presentes en la zona que se tenga en estudio. La anomalía magnética viene definida como la resta del campo magnético observado por el magnetómetro menos el campo magnético teórico, calculado para dicho día y hora en específico, ya que como se mostró anteriormente, este campo varía considerablemente con la cercanía la Tierra al Sol, la cual varía con la posición de ésta en su órbita alrededor de la estrella y la hora en la cual se realiza la medición.

III.2.1 Magnetometría Satelital

La magnetometría satelital es una herramienta de uso reciente, que ha hecho posible el estudio global del campo magnético terrestre. Ha mejorado la calidad de datos obtenidos a nivel global del campo magnético y su modelado. Permite observar el bandeamiento magnético en todos los sistemas de rift oceánicos mundiales. Optimiza la calidad del dato utilizado en análisis de búsquedas de basamento utilizado en sismología, para la prospección mineral de metales y la estimación de profundidad de cuenca en la prospección de hidrocarburos. Favorece la predicción, con cierto tiempo de ventaja de la llegada de una tormenta solar a la Tierra, lo cual puede ocasionar daños cuantiosos que pueden ser minimizados con una alerta temprana.

El satélite Challenging Minisatellite Payload (CHAMP) fue lanzado y controlado por el centro alemán de investigaciones geocientíficas (German Research Centre for Geosciences GFZ) el 15 de Julio de 2000 y dejó de funcionar en el 19 de Septiembre de 2010, tiempo durante el cual, equipado de un magnetómetro tipo Fluxgate, un acelerómetro, un sensor de estrellas, un receptor GPS, un retro-reflector láser y un medidor de deriva de iones, generó datos tanto del campo magnético como del campo gravimétrico a nivel global y estudió sus variaciones en tiempo. (<http://op.gfz-potsdam.de/champ/> , German Research Centre for Geosciences GFZ)

El satélite estuvo en una órbita cercana polar (inclinación de 87 grados), de baja altura (454 km de altura inicialmente) y de larga duración de órbita, la cual realizó 58277 veces durante sus 10 años de operación.

La ventaja de elegir dicha órbita, casi polar, es la de lograr una cobertura global homogénea y completa de la esfera de la Tierra para las mediciones del magnetómetro y acelerómetro, siendo esto importante para resolver los geopotenciales magnéticos y gravitatorios.

Gracias a los datos obtenidos por CHAMP, se generó el modelo del campo magnético global con mayor resolución hasta el momento. Este modelo es el Earth Magnetic Anomaly Grid, con resolución de 2 minutos arco (EMAG2).

Previo al EMAG2 y con una resolución de 3 minutos arco, tal como lo indica su nombre se había desarrollado el EMAG3, el cual fue el primer modelo en base a un mallado global de anomalía magnética. En EMAG2 la altura se redujo, de 5km en EMAG3, a 4km, por encima del geoide (Maus *et al.*, 2009).

EMAG2 incluye tanto datos satelitales, como magnetometría en tierra, mar (aportado en gran medida por la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional de lo EE.UU) y aeromagnetometría, La interpolación entre transectos dispersos en los océanos también fue mejorado por el mallado direccional y la extrapolación, basada en un modelo de la edad de la corteza oceánica. Las longitudes de onda más largas (mayores de 330km) fueron reemplazados con el último modelo litosférico generado por el satélite CHAMP, el MF6 (Maus *et al.*, 2009).

A partir del mallado de datos, combinados a 4 km de altitud por encima del geoide, primero se calcularon los coeficientes de expansión armónica esférica del potencial magnético hasta

el grado 150. Mediante el uso del método de los mínimos cuadrados y la eliminación de los auto-valores (*eigenvalues*), se seleccionó el potencial magnético con la menor potencia que representa la anomalía observada. Para cada punto del mallado, se calculó entonces el campo total de la anomalía para un modelo de grado 120, restándosele al valor del mallado; y finalmente se le sumó la anomalía magnética propuesta por el modelo de campo magnético MF6 (Maus *et al.*, 2008 en Maus *et al.*, 2009) para grado 120. Como validación posterior, se calculó el espectro del mallado final (Maus *et al.*, 2009), que se muestra en la Figura 3.8.

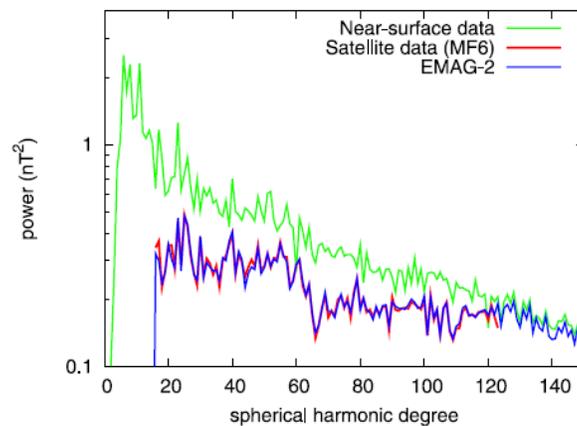


Figura 3.8. Espectro del mallado final. Leyenda: Verde: Análisis espectral de los datos combinados de magnetometría marina y aeromagnetometría. Rojo: Análisis espectral de los datos satelitales. Azul: Análisis espectral del EMAG2 (Maus *et al.*, 2009).

La ligera discrepancia entre las curvas de color azul y verde en grados > 120 no debe interpretarse como una verdadera diferencia en el contenido espectral de la original y el mallado de longitud de onda larga corregida. La diferencia es debido a la fuga de potencia de longitud de onda larga a longitudes de onda cortas en la estimación espectral (Maus *et al.*, 2009).

Los datos globales de este modelo se encuentran disponibles en el siguiente vínculo: <http://geomag.org/models/emag2.html> con los cuales ABAE generó una base de datos únicamente en las coordenadas en las que se encuentra el territorio venezolano y fue a partir de esta base de datos que se realiza el estudio magnético del presente trabajo.

Un segundo satélite llamado SWARM, fue lanzado el 22 de noviembre de 2013 por el Centro de Tecnología e Investigación Espacial Europeo (European Space Research and Technology Centre, ESA), con una duración estimada de 4 años y cuyos objetivos principales son estudiar:

- La dinámica del núcleo terrestre, los procesos del geodínamo y la interacción entre el núcleo y el manto
- El magnetismo de la litosfera y su contexto geológico.
- La conductividad eléctrica 3D relativa a la composición del manto.
- Las corrientes eléctricas en la magnetósfera y la ionósfera.
- El impacto del viento solar en la dinámica de la atmósfera superior

(http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/The_Living_Planet_Programme/Earth_Explorers/Swarm/Overview2 , ESA).

Este satélite se encuentra en una órbita baja, casi polar y tiene una configuración que conforma una constelación de tres satélites idénticos: dos orbitan cercanos entre sí, decayendo a partir de una altitud inicial de 460 km hasta 300 kilómetros, después de los más de 4 años; y el tercero manteniendo una altitud de unos 530 kilómetros.

Cada uno de los tres satélites contiene un magnetómetro que mide el vector del campo magnético, un magnetómetro escalar, un instrumento que mide el campo eléctrico, un acelerómetro, un receptor GPS, un sensor de estrellas y un retro-reflector láser.

Este satélite proveerá datos con mayor resolución y calidad que su predecesor CHAMP, además de servir como sucesor en el análisis de los cambios temporales del campo magnético terrestre; seguramente a partir de los datos que se obtengan de SWARM se construirán modelos magnéticos globales de mayor precisión.

CAPÍTULO IV. Marco Metodológico

En el desarrollo de este proyecto de investigación se realizó un proceso de búsqueda y análisis de bases de datos gravimétricas y magnéticas además de información relevante tanto geológica como geofísica al área de estudio y a los métodos utilizados.

Posterior a esto, se procesaron los datos siguiendo la secuencia de trabajo que se explica a continuación.

IV.1 Secuencia de trabajo

El proceso se inicia con la recopilación y ordenamiento de los datos encontrados, para crear las bases de datos ajustadas al área en estudio tanto con datos gravimétricos como magnéticos, ambos con sus coordenadas geográficas y cotas. La verificación de los procesos que se siguieron para la creación de estas bases de datos formó parte de esta etapa, no sólo con el objetivo de comprender cómo fueron obtenidos estos modelos sino también verificar que sea válida su aplicación en el área de estudio de este trabajo.

Los datos gravimétricos y magnéticos se obtuvieron de 3 bases de datos, siendo la primera la base de datos de la Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales (ABAE) la cual tiene gravimetría y magnetometría a 2 minutos arco de resolución; la segunda base de datos es de la Universidad de California en San Diego (UCSD) con gravimetría a 1 minuto arco y la tercera de la Universidad de Curtin (UC) en Australia, con gravimetría a 7,2 segundos arco de resolución. Los datos de estas 3 bases de datos cubren toda la ventana de trabajo y las coordenadas geográficas están medidas con referencia al *datum* WGS84.

La base de datos de la Universidad de Curtin (modelo GGMplus) no posee hasta la fecha la topografía asociada a los puntos geográficos en los que ofrecen gravimetría, la cual es necesaria para aplicar las correcciones mencionadas arriba en el texto, por lo que se buscó y obtuvo la topografía del modelo SRTM a 3 segundos arco con tal objetivo. Dado que la resolución de los datos gravimétricos del modelo GGMplus es diferente a la resolución de la topografía SRTM utilizada, ambos conjuntos de datos se re-muestrearon a 18 segundos arco de resolución mediante el programa *Generic Mapping Tool* (GMT) de libre acceso. De esta manera se generó una sola base de datos con gravimetría y topografía a una misma resolución y en los mismos puntos geográficos.

Posteriormente se realizaron todas las correcciones gravimétricas necesarias para generar las anomalías relevantes a este estudio. Dado que la zona tiene en su mayoría rocas típicas de una corteza continental y su densidad promedio es de 2.67 g/cm^3 , ésta fue la densidad usada para dichas correcciones en este trabajo.

A partir de las bases de datos se tiene: Gravedad Observada, Gravedad Teórica, Cota y se calculan las correcciones de la siguiente manera:

Corrección por Aire Libre: $C_{AL} = 0,30859 \times h$

Corrección de Bouguer: $C_B = 0,04191 \times h \times \rho (2.67 \text{ gr/cm}^3)$

Corrección Topográfica: $C_T =$ se calcula con el módulo *Gravity* en su opción *Terrain Corrections*, del programa Oasis Montaj (Geosoft, versión 4.6, 2007) que trabaja en base a las ecuaciones de Kane (1961) y Nagy (1966). Para realizar esta corrección, las coordenadas geográficas deben ser coordenadas UTM. Para ello se tuvo que convertir las coordenadas en grados a UTM, mediante el módulo *Coordinates* del programa Oasis Montaj (op. cit.).

Las correcciones de aire libre y de Bouguer se calcularon en Excel, mientras que la corrección topográfica se generó mediante el módulo *Gravity* de Oasis Montaj (Geosoft, op. cit.).

Se debe acotar que tanto a los datos de ABAE como a los de la Universidad de Curtin se les realizaron todas las correcciones gravimétricas, debido a que los estos son los mencionados arriba en el texto, pero los datos obtenidos de la UCSD son de anomalía de aire libre directamente, por lo que solo se les tuvo que aplicar las correcciones de Bouguer y topográfica para generar la anomalía de Bouguer.

Seguidamente se procedió al cálculo de las diferentes anomalías usando el procesador de tablas Excel (Microsoft, 2013) y mediante el programa Oasis Montaj (Geosoft, op. cit.) se generaron los mallados y mapas de dichas anomalías así como de las derivadas direccionales, regionales y residuales, el análisis espectral y el análisis de profundidad en base a la deconvolución de Euler.

Las anomalías que se calcularon y se graficaron en mapas son: anomalía de aire libre, anomalía de Bouguer y anomalía magnética.

La anomalía de Aire libre viene definida por:

$$AAL = G_{obs} - G_{teo} + C_{AL}$$

La anomalía de Bouguer viene definida por:

$$AB = G_{obs} - G_{teo} + C_{AL} - C_B + C_T$$

La anomalía magnética viene definida por:

$$AM = IMT \text{ (valor medido)} - IGRF \text{ (campo magnético teórico)}.$$

Posteriormente a las anomalías de Bouguer y magnética se les aplicó un análisis estadístico para conocer su comportamiento y verificar si éste es de curva normal Gaussiana. Para esto se tomaron los datos de la ventana previamente delimitada, verificando que no falten datos ni existan por duplicado. Mediante el software SPSS (Rainbow Technology, versión 13.0, 2004) se obtuvieron los parámetros estadísticos más importantes tales como la media, la mediana, la varianza, la desviación estándar, la curtosis, la asimetría y los máximos y mínimos para cada conjunto de datos. También se le realizó la prueba de normalidad de Kolmogorov-Smirnov a los datos de estas anomalías, para verificar si cumplen con las características mínimas para ser consideradas de comportamiento normal Gaussiano. Se graficaron diferentes histogramas de frecuencia para observar dicho comportamiento gaussiano. Por último se realizó el diagrama de caja y bigote para cada conjunto de datos.

Una vez realizado el análisis estadístico, se procedió a generar los mapas de las anomalías. Para esto se utilizó el módulo *Grid*, del programa Oasis Montaj (Geosoft, versión 4.6, 2007), interpolando en su mayor cantidad de veces por el método de kriging, menos en los casos en los que por razones de tiempo de procesamiento se utilizó el método de la mínima curvatura, esto sólo siendo el caso con los datos de la base de datos de la Universidad de Curtin, ya que por su alta resolución conllevan a un gran número de datos que incrementan considerablemente el tiempo de cálculo para la generación de dichos mapas. Uno de estos mapas de la base de datos de la Universidad de Curtin, se interpoló por ambos métodos para así verificar si existiesen variaciones con respecto a estos métodos en sus resultados finales, dando de forma idéntica y comprobándose así la validez de ambos.

Los datos magnéticos obtenidos de la base de datos de ABAE, son de anomalía magnética directamente. Además de generar este mapa, también se generaron otros como los de declinación, inclinación y el de IGRF. Estos últimos tres mapas, se obtuvieron a partir del

módulo *IGRF* perteneciente al programa Oasis Montaj (Geosoft, versión 4.6, 2007) usando el modelo IGRF del año 2005. Posterior a ello y mediante el módulo *Magmap* del programa Oasis Montaj (Geosoft, op. cit.) se generó el mapa de la reducción al Ecuador magnético de dicha anomalía.

Se produjeron mapas regionales a partir de la continuación analítica del campo hacia arriba, de polinomios de diferentes órdenes y del filtrado pasa bajo, todo esto mediante el módulo *Magmap* del programa Oasis Montaj (Geosoft, op. cit.), llegándose a la conclusión que la continuación analítica hacia arriba es el mejor método para tal objetivo en este trabajo y por ende es el que se utilizó de forma definitiva. Una vez fueron obtenidos los mapas regionales se realizaron los mapas residuales a partir de la resta de las anomalías y los mapas regionales. Esto último se realizó por medio del programa Oasis Montaj (Geosoft, op. cit.) usando su módulo *Grid* en su opción de *Expressions*, para obtener el mallado de puntos de la resta antes mencionada y posteriormente se creó el mapa de contornos asociado a estos mallados.

Con el objeto de resaltar la continuidad de las estructuras se obtuvieron mapas de diferentes cosenos direccionales que se realizaron usando las opciones de filtrado dadas por el módulo *Magmap* del programa Oasis Montaj (Geosoft, op. cit.).

Dentro de los datos obtenidos de la Universidad de Curtin, está también las alturas de cuasi-geoide, a las cuales simplemente se les generó su mallado y se graficó su mapa correspondiente.

Posteriormente se analizó el espectro de frecuencia de los valores de las anomalías de Bouguer y magnética, para determinar las diferentes fuentes en profundidad. Esto se realizó gracias al módulo *Magmap* obteniéndose el espectro de las anomalías, los cuales fueron posteriormente analizados en el programa Excel (Microsoft, 2013) graficando el dicho espectro contra el número de onda y dividiendo entonces el gráfico en diferentes trozos asociados a las diferentes pendientes observadas. Una vez obtenidas estas pendientes, se obtuvieron las profundidades asociadas a ella, gracias a la división de dicha pendiente entre 4π , fórmula explicada en el capítulo anterior.

Ligado a este análisis en profundidad se generaron por el método de deconvolución de Euler, mapas que asocien las fuentes en profundidad, a su posición geográfica, para así

observar si existen zonas que se agrupan a partir de fuentes que estén a mayor profundidad que otras. Esto se generó también tanto para la anomalía de Bouguer como para la anomalía magnética y se realizó gracias al módulo *Euler 3D* perteneciente de Oasis Montaj (Geosoft, versión 4.6, 2007). Para realizar estos mapas, se generaron previamente los mallados de las derivadas en las tres direcciones principales x,y,z.

Por último se realizaron dos modelos estructurales en las zonas que demostraron mayor interés. La decisión sobre la dirección de estos modelos se tomó en base a la observación de un claro direccionamiento en los contornos de todos los mapas anteriores, indicativo de la forma de la estructura analizada. Estos dos modelos muestran tanto las variaciones en profundidad a lo largo de dichas líneas, como las variaciones que se puedan observar longitudinalmente en ellas. Esto se logró mediante una integración de toda la información acumulada hasta este paso, tanto la gravimétrica como la magnética y la geológica; lo anteriormente mencionado se realizó mediante el módulo *GM-SYS* del programa Oasis Montaj (Geosoft, *op. cit.*).

La estructura esquemática del proceso total seguido, se puede resumir de la siguiente manera:

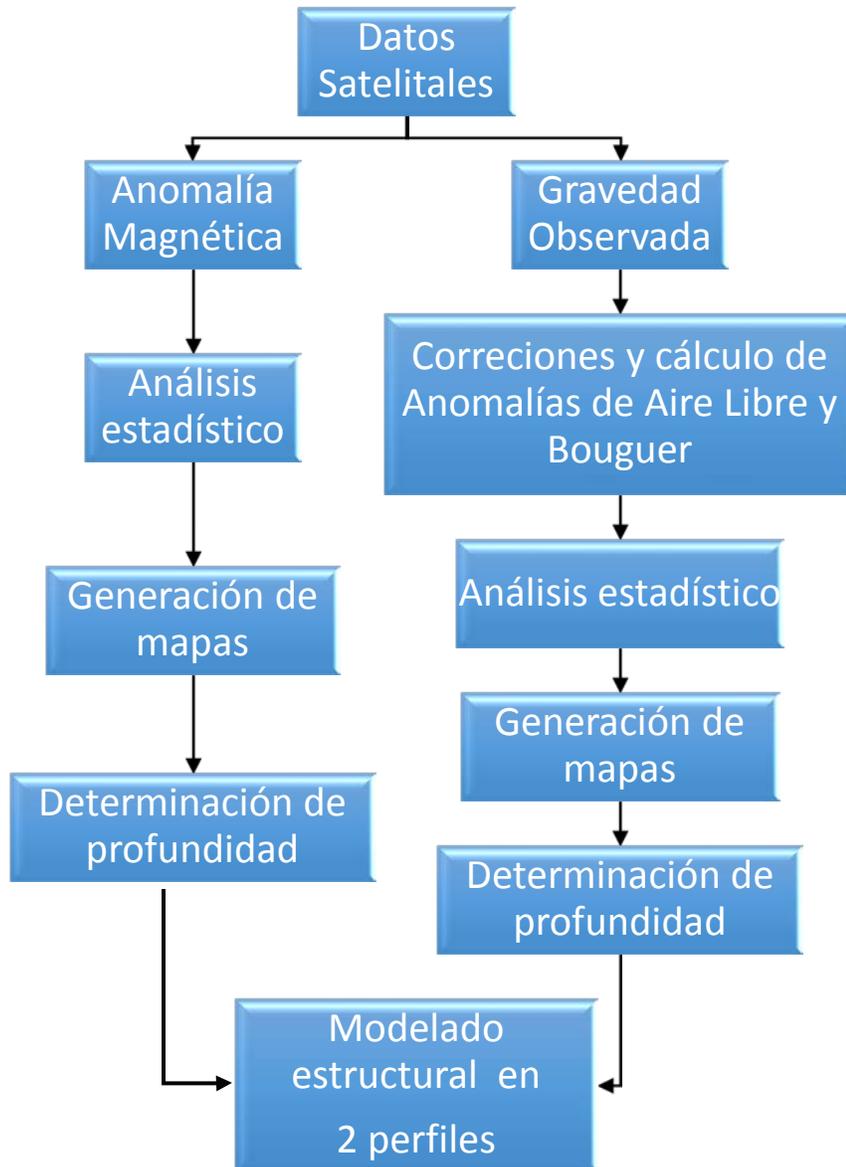


Figura 4.1. Diagrama de flujo de la metodología usada en el presente trabajo

CAPÍTULO V. Análisis de Resultados

V.1. Control Estadístico

A continuación se muestran los resultados del análisis estadístico realizado a las anomalías magnéticas y de Bouguer de las tres bases de datos usadas en el presente trabajo.

V.1.1. Base de datos de ABAE

V.1.1.1 Anomalía de Bouguer

Como se puede observar en el histograma de la Figura 5.1, el comportamiento estadístico de los datos calculados de anomalía de Bouguer a partir de la base de datos de ABAE es de curva normal gaussiana unimodal, de media $-49,169$ mgal, mediana $-44,935$ mgal, máximo $72,911$ mgal y mínimo $-253,247$ mgal. La desviación estándar es de $40,287$ mgal. Todos los datos estadísticos relevantes se muestran en la Tabla 5.2.

El diagrama de caja y bigote, figura 5.2, está centrado hacia los valores negativos y muestra un número importante de valores anómalos en mayor medida hacia las anomalías negativas que hacia las positivas, los cuales están representados por los círculos negros a los extremos de la caja enumerados por sus posiciones (Z) en la tabla de la base de datos. La prueba de normalidad de Kolmogorov-Smirnov (Tabla 5.1) da como resultado una significancia menor a $0,005$ lo cual quiere decir que cumple con los requerimientos básicos establecidos para ser considerada como de comportamiento normal gaussiano. Esto implica que el método de interpolación de Kriging es válido a ser usado para esta base de datos.

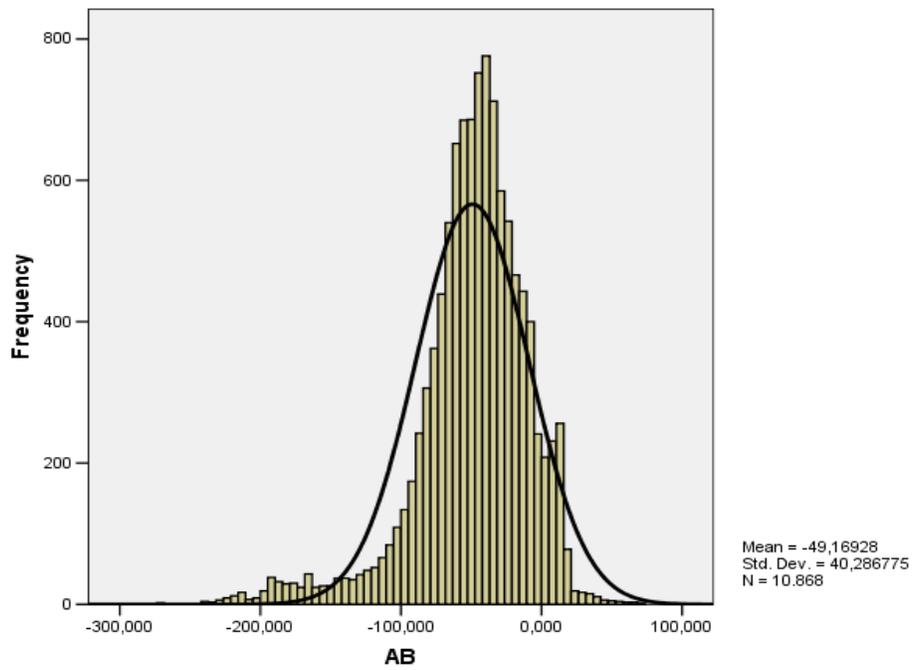


Figura 5.1 Histograma de la anomalía de Bouguer – base de datos ABAE

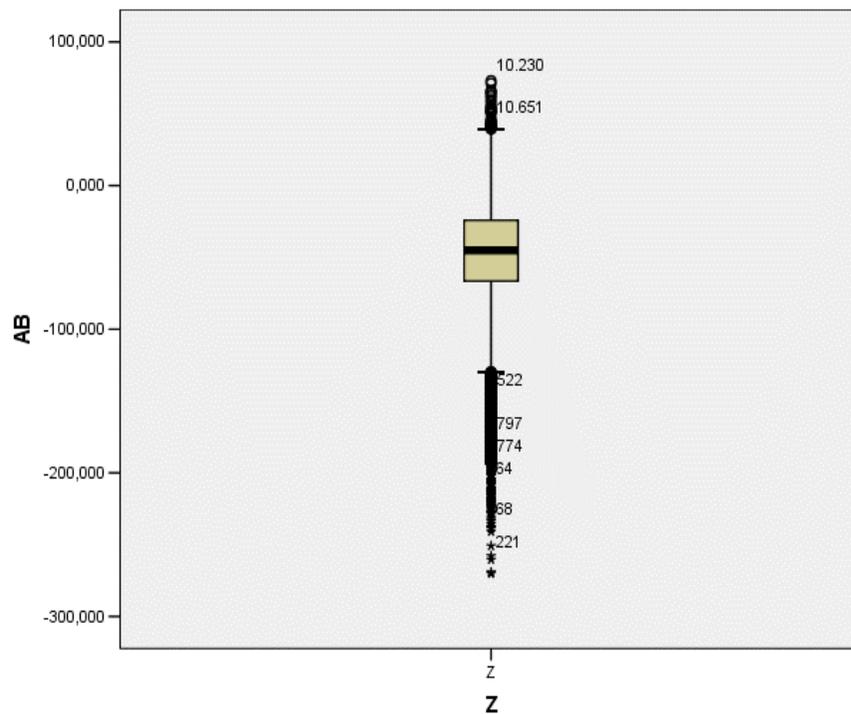


Figura 5.2. Diagrama de caja y bigote de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de ABAE

Tabla 5.1. Prueba de normalidad de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de ABAE

	Kolmogorov-Smirnov		
	Estadística	Número de datos	Significancia
AB	0,084	10868	0,000

Tabla 5.2. Datos estadísticos relevantes de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de ABAE

Anomalía Bouguer - ABAE		Estadística	Error Estándar
Media		-49,16927	0,386445
95% Intervalo de Confianza	Límite Superior	-49,92678	
	Límite Inferior	-48,41177	
5% Media truncada		-46,28432	
Mediana		-44,93552	
Varianza		1623,024	
Desviación Estándar		40,28677	
Mínimo		-270,2	
Máximo		72,911	
Rango		343,159	
Rango Intercuartil		42,286	
Asimetría		-1,260	0,023
Curtosis		3,183	0,047

V.1.1.2 Anomalía Magnética

Como se puede observar en el histograma de la Figura 5.3, el comportamiento estadístico de los datos calculados de anomalía magnética sigue una curva normal gaussiana unimodal, de media -2,634 nT, mediana -1,022 nT, máximo de 154,457 nT y mínimo de -194,677 nT. La desviación estándar es de 49,962 mgal. Todos los datos estadísticos relevantes se muestran en la Tabla 5.4.

El diagrama de caja y bigote (Figura 5.4) está centrado alrededor del cero y muestra pocos valores anómalos los cuales están representados por los círculos negros a los extremos de la caja enumerados por sus posiciones (Z) en la tabla de la base de datos. La prueba de normalidad Kolmogorov-Smirnov (Tabla 5.3) da como resultado una significancia menor a 0,005 lo cual quiere decir que cumple con los requerimientos básicos establecidos para ser considerada como de comportamiento normal gaussiano. Esto implica que el método de interpolación de Kriging es válido a ser usado para esta base de datos.

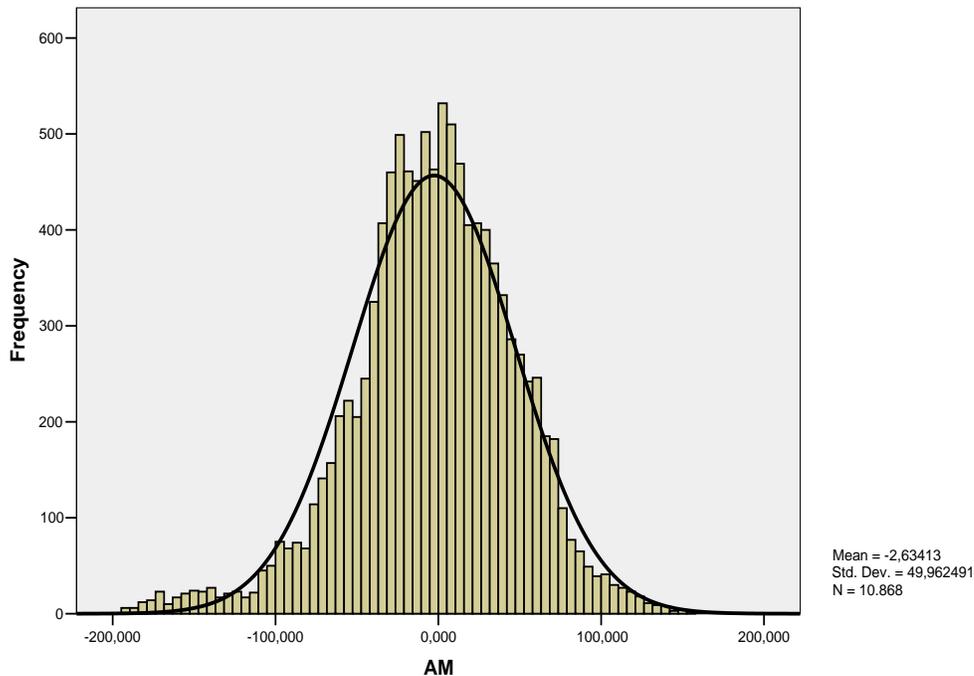


Figura 5.3. Histograma de la anomalía magnética. Base de datos de ABAE

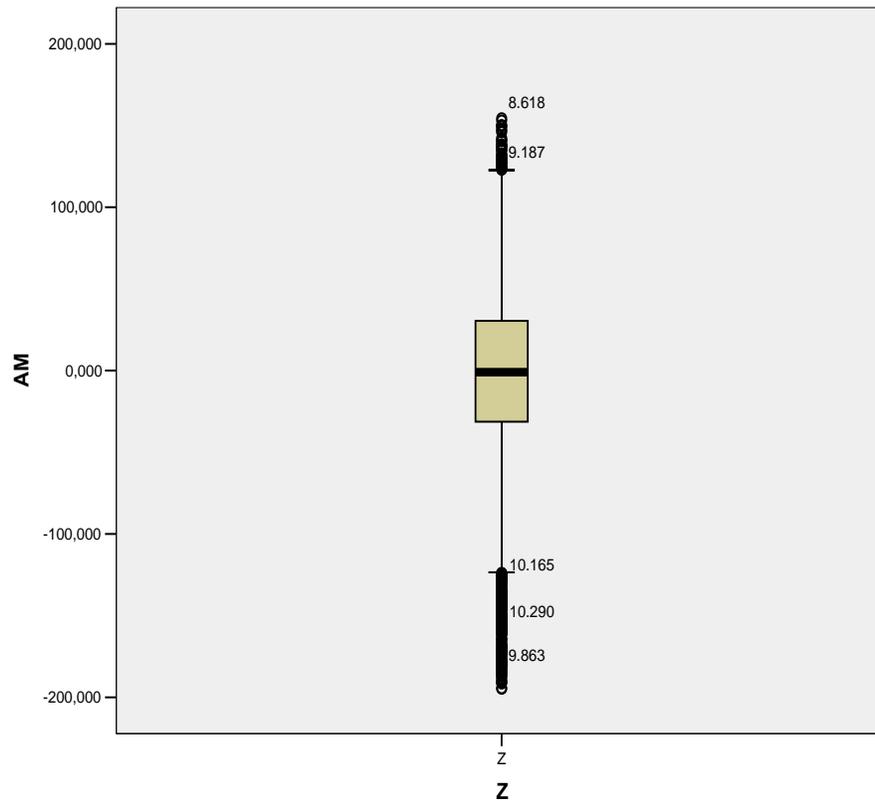


Figura 5.4. Diagrama de caja y bigote de la anomalía de Magnética (ABAE)

Tabla 5.3. Prueba de normalidad de la anomalía magnética. Base de datos de ABAE

	Kolmogorov-Smirnov		
	Estadística	Número de datos	Significancia
AM	0,038	10868	0,000

Tabla 5.4. Datos estadísticos relevantes de la anomalía magnética a partir de datos de la base de datos de ABAE

Anomalía Magnética - ABAE		Estadística	Error Estándar
Media		-2,63413	0,479258
95% Intervalo de Confianza	Limite Superior	-3,57356	
	Límite Inferior	-1,69469	
5% Media truncada		-1,29499	
Mediana		-1,02234	
Varianza		2496,250	
Desviación Estándar		49,96249	
Mínimo		-194,677	
Máximo		154,458	
Rango		349,135	
Rango Intercuartil		61,747	
Asimetría		-0,420	0,023
Curtosis		0,890	0,047

V.1.2. Base de datos de UCSD

Tal y como se muestra en el histograma de la Figura 5.5, el comportamiento estadístico de los datos calculados de la anomalía de Bouguer es de curva normal gaussiana unimodal, de media -38,921 mgal, mediana -41,879 mgal, máximo de 82,512 mgal y mínimo de -148,467 mgal. La desviación estándar es de 27,729 mgal. Todos los datos estadísticos relevantes se muestran en la Tabla 5.6.

El diagrama de caja y bigote (Figura 5.6) está centrado alrededor de valores negativos y muestra numerosos valores anómalos, en igual proporción entre las anomalías negativas y las positivas, los cuales están representados por los círculos negros a los extremos de la caja enumerados por sus posiciones (Z) en la tabla de la base de datos. La prueba de normalidad

Kolmogorov-Smirnov (Tabla 5.5) da como resultado una significancia menor a 0,005 lo cual quiere decir que cumple con los requerimientos básicos establecidos para ser considerada como de comportamiento normal gaussiano. Esto implica que el método de interpolación de Kriging es válido a ser usado para esta base de datos.

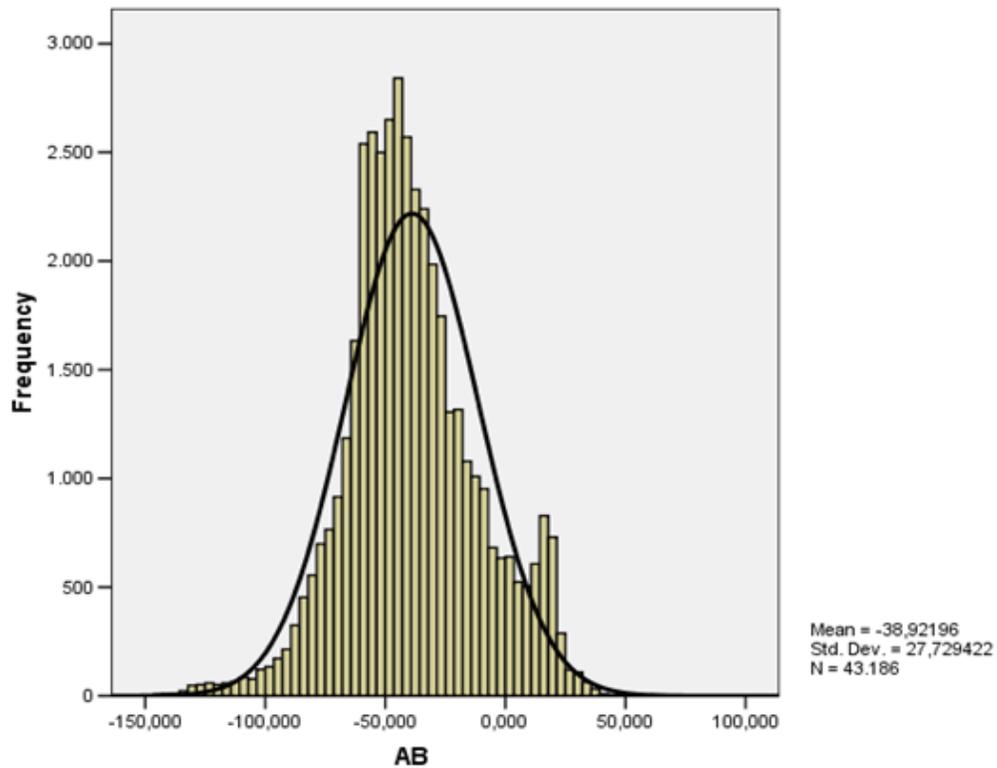


Figura 5.5. Histograma de la anomalía de Bouguer – base de datos UCSD

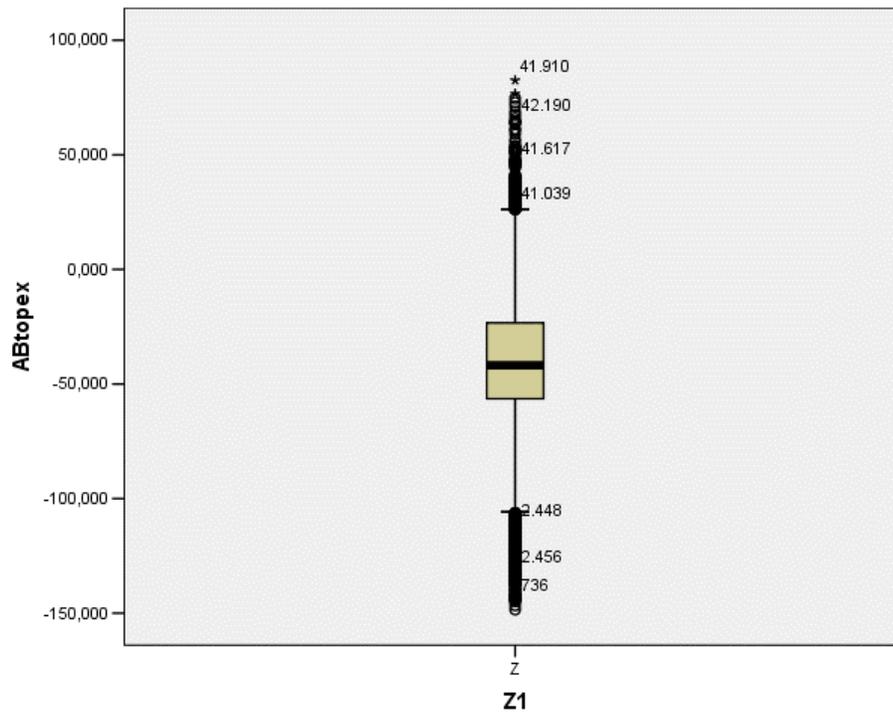


Figura 5.6. Diagrama de caja y bigote de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de UCSD

Tabla 5.5. Prueba de normalidad de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de UCSD.

	Kolmogorov-Smirnov		
	Estadística	Nro de datos	Significancia
AB	0,052	43186	0,000

Tabla 5.6. Datos estadísticos relevantes de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos de UCSD

Anomalía Bouguer - UCSD		Estadística	Error Estandar
Media		-38,92196	0,133435
95% Intervalo de Confianza	Límite superior	-39,18349	
	Límite inferior	-38,66042	
5% Media truncada		-39,06459	
Mediana		-41,87900	
Varianza		768,921	
Desviación Estándar		27,72942	
Mínimo		-148,468	
Máximo		82,512	
Rango		230,980	
Rango Intercuartil		33,094	
Asimetría		0,169	0,012
Curtosis		0,447	0,024

V.1.3. Base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco

Como se puede observar en el histograma de la Figura 5.7, el comportamiento estadístico de los datos calculados de anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco, es de curva normal gaussiana unimodal, con una media de -38,715 mgal, mediana de -43,354 mgal, un máximo de 33,706 mgal y un mínimo de -142,282 mgal. La desviación estándar es de 26,124 mgal. Todos los datos estadísticos relevantes se muestran en la Tabla 5.8.

El diagrama de caja y bigote (Figura 5.8) está centrado alrededor de valores negativos y muestra un número importante de valores anómalos, en mayor medida hacia las anomalías negativas que hacia las positivas los cuales están representados por los círculos negros a los extremos de la caja enumerados por sus posiciones en la tabla de la base de datos. La

prueba de normalidad Kolmogorov-Smirnov (Tabla 5.7) da como resultado una significancia menor a 0,005 lo cual quiere decir que cumple con los requerimientos básicos establecidos para ser considerada como de comportamiento normal gaussiano. Esto implica que el método de interpolación de Kriging es válido a ser usado para esta base de datos.

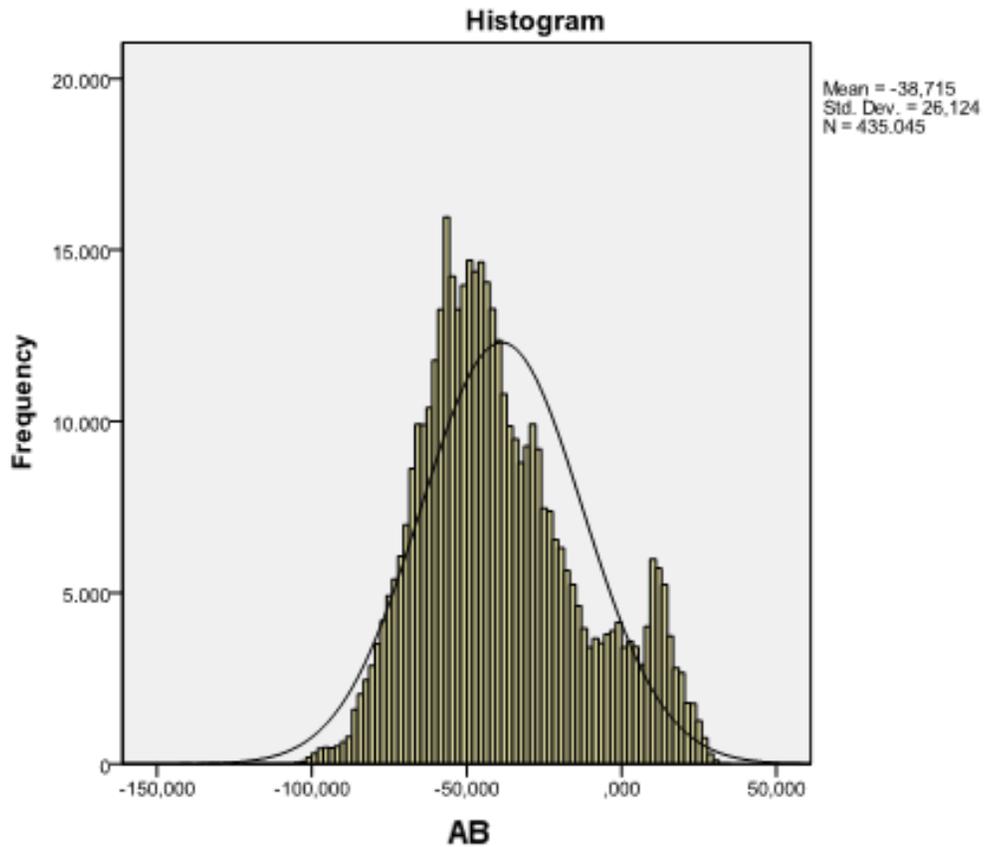


Figura 5.7. Histograma de la anomalía de Bouguer – base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco.

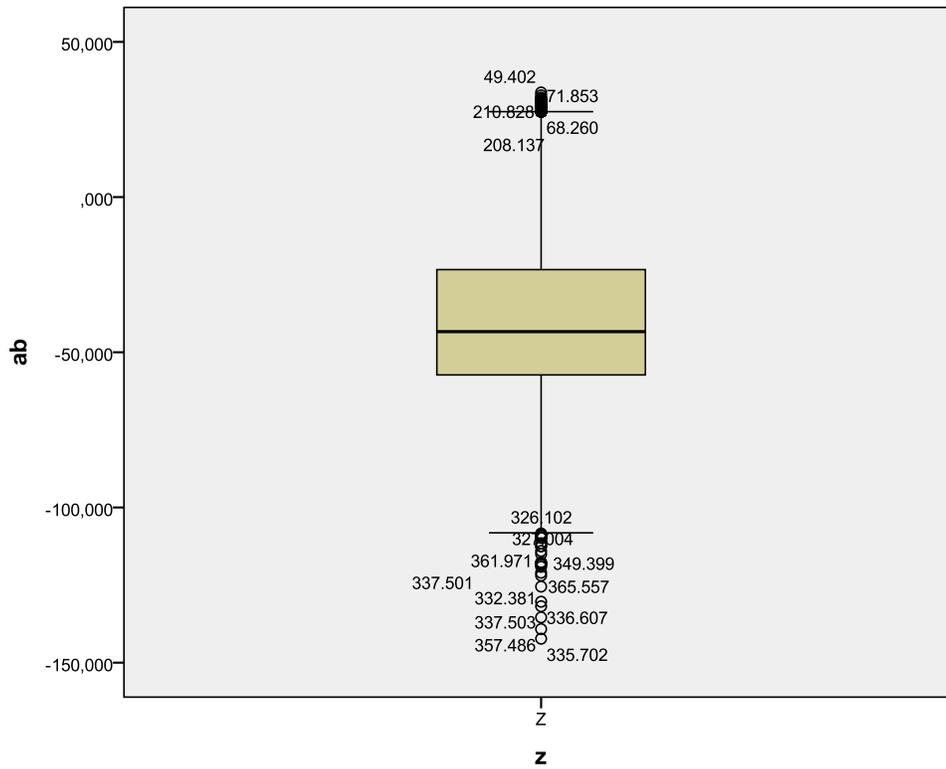


Figura 5.8. Diagrama de caja y bigote de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco

Tabla 5.7. Prueba de normalidad de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco

	Kolmogorov-Smirnov		
	Estadística	Número de datos	Significancia
AB	0,075	435045	0,000

Tabla 5.8. Datos estadísticos relevantes de la anomalía de Bouguer a partir de datos de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco

Anomalía Bouguer – GGMplus muestreado a 18 segundos arco		Estadística	Error Estándar
Media		-38,71469	0,039608
95% Intervalo de Confianza	Límite Superior	-38,79232	
	Límite Inferior	-38,63706	
5% Media truncada		-39,42484	
Mediana		-43,35400	
Varianza		682,489	
Desviación Estándar		26,124489	
Mínimo		-142,282	
Máximo		33,706	
Rango		175,988	
Rango Intercuartil		33,929	
Asimetría		0,526	0,004
Curtosis		-0,322	0,007

V.2. Espectros

V.2.1 Espectros Gravimétricos

A continuación se analizarán los espectros calculados de las anomalías de Bouguer y magnética de las tres bases de datos utilizadas en el presente trabajo.

En el espectro realizado a la anomalía de Bouguer de los datos calculados a partir de la base de datos de ABAE, Tabla 5.9 y Figura 5.9, la fuente más profunda a 41,76 km es indicativa de la discontinuidad de Mohorovic, o límite entre la corteza y el manto. En cambio, en el espectro realizado a la anomalía de Bouguer de los datos calculados a partir de la base de datos de UCSD, Tabla 5.10 y Figura 5.10, la fuente más profunda está a 43,5 km. Comparando con los resultados obtenidos por la empresa Ecoguay al norte del Estado Bolívar, previamente mencionados en este trabajo, los cuales dan en el rango de 46 km al oeste y 43 km al este (siendo éste el número a comparar dada su posición geográfica) vemos una profundidad equivalente a los presentados en este estudio. Los trabajos de Wendel (2013) y Rangel (2014) no estiman dichas profundidades debido a que el tamaño de sus ventanas analizadas no es lo suficientemente grande para observar tal discontinuidad. En cambio Rangel (2014) muestra una profundidad de fuente a 7,4 km, y Wendel (2013) a aproximadamente 5 km de profundidad, la cual también se registra en este trabajo, tanto en el espectro a partir de la base de datos de ABAE (7,44 km) como la de UCSD (6,67 km).

Esta fuente puede estar asociada a la profundidad de los diferentes basamentos existentes en la zona de estudio, por ejemplo Cuchivero, o los dominios de Ventuari y Casiquiare. Los espesores promedios de las formaciones compuestas por granitos como el de San Fernando de Atabapo, se estiman en 5 km. Las demás fuentes a menores profundidades, de ambos espectros se catalogan de ruido.

El espectro de la anomalía de Bouguer a partir de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco que se muestra en el apéndice de este trabajo, Figura A.1, no es válido como estimador de fuentes profundas debido a su alta resolución espacial de aproximadamente 550 metros, traducido esto en una alta frecuencia espacial, que implica a su vez números de onda elevados. Es decir, a mayor resolución espacial, mayores frecuencias son representadas en el espectro y menores profundidades de fuentes pueden

ser observadas por este método, ya que números de onda elevados se traducen en pendientes muy leves en el espectro. La frecuencia espacial de dichos datos permite sólo ver fuentes a unos pocos metros de profundidad, lo cual no es de interés para este trabajo.

Ahora bien, realizar el análisis espectral sobre el mapa regional de la anomalía de Bouguer a partir de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco, sí revela las fuentes que se están buscando dado que dicho mapa sólo posee información de baja frecuencia. La Figura 5.11 muestra el espectro arriba mencionado y la Tabla 5.11 sus profundidades asociadas. Se observa una concordancia con los resultados de los espectros a partir de las otras dos bases de datos, además es opinión del autor del presente trabajo que ésta es una estimación más exacta y confiable de dichas profundidades ya que concuerda en gran medida con el estudio de sísmica de refracción de Ecoguary antes mencionado.

La discontinuidad de Mohorovicic para este análisis da unos 43,27 km de profundidad y el límite inferior de las diferentes provincias y dominios está a unos 6 km de profundidad. La tercera fuente, a unos 2,77 km concuerda con su respectiva fuente en el análisis espectral a partir de la base de datos de UCSD, dejando posiblemente como una no tan precisa estimación a su equivalente en el análisis espectral a partir de la base de datos de ABAE, espectro que en términos generales difiere de los otros dos en todas las fuentes observadas en razón de un km aproximadamente.

Tabla 5.9. Profundidad de fuentes gravimétricas – base de datos ABAE

Fuentes	Profundidades (km)
F1	41.7622571
F2	7.44685979
F3	1.60985225
F4	Ruido

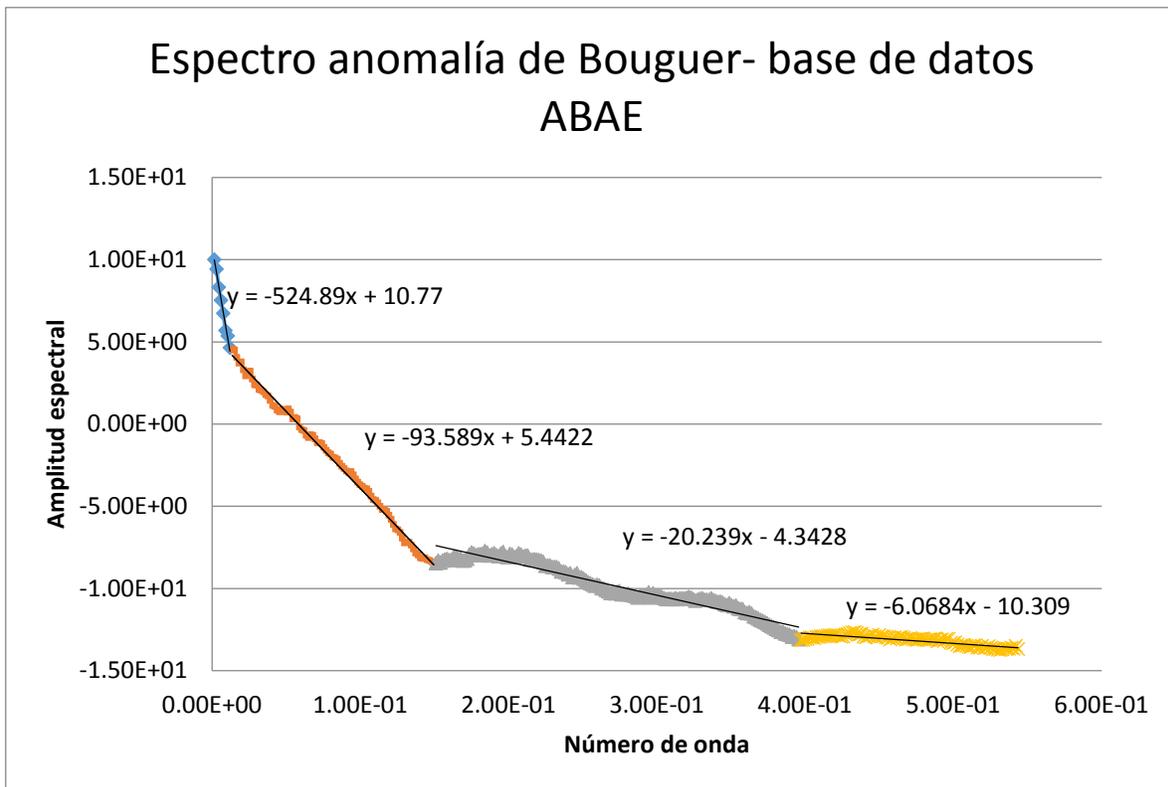


Figura 5.9 Espectro gravimétrico – Base de datos ABAE

Tabla 5.10. Profundidad de fuentes gravimétricas – base de datos UCSD

Fuentes	Profundidad (km)
F1	43.5050037
F2	6.67121817
F3	2.52531148
F4	Ruido
F5	Ruido

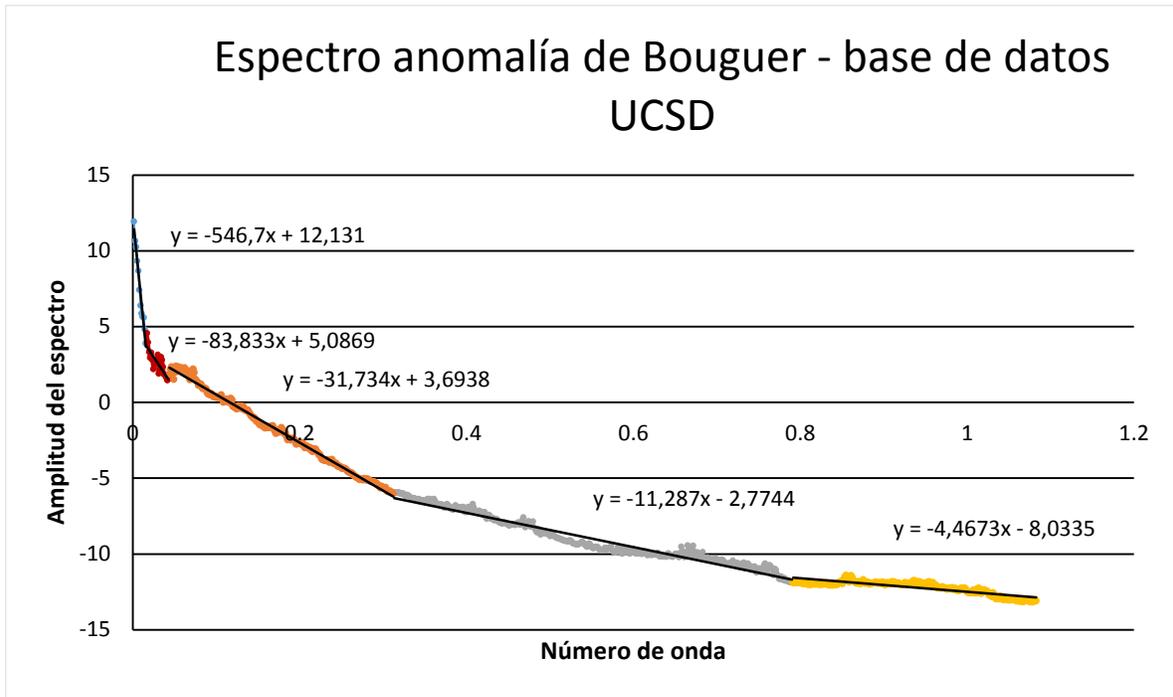


Figura 5.10. Espectro gravimétrico – base de datos UCSD

Tabla 5.11. Profundidad de fuentes gravimétricas – base de datos GGMplus

	Profundidad (km)
F1	43.27025015
F2	6.002130791
F3	2.768500235
F4	Ruido

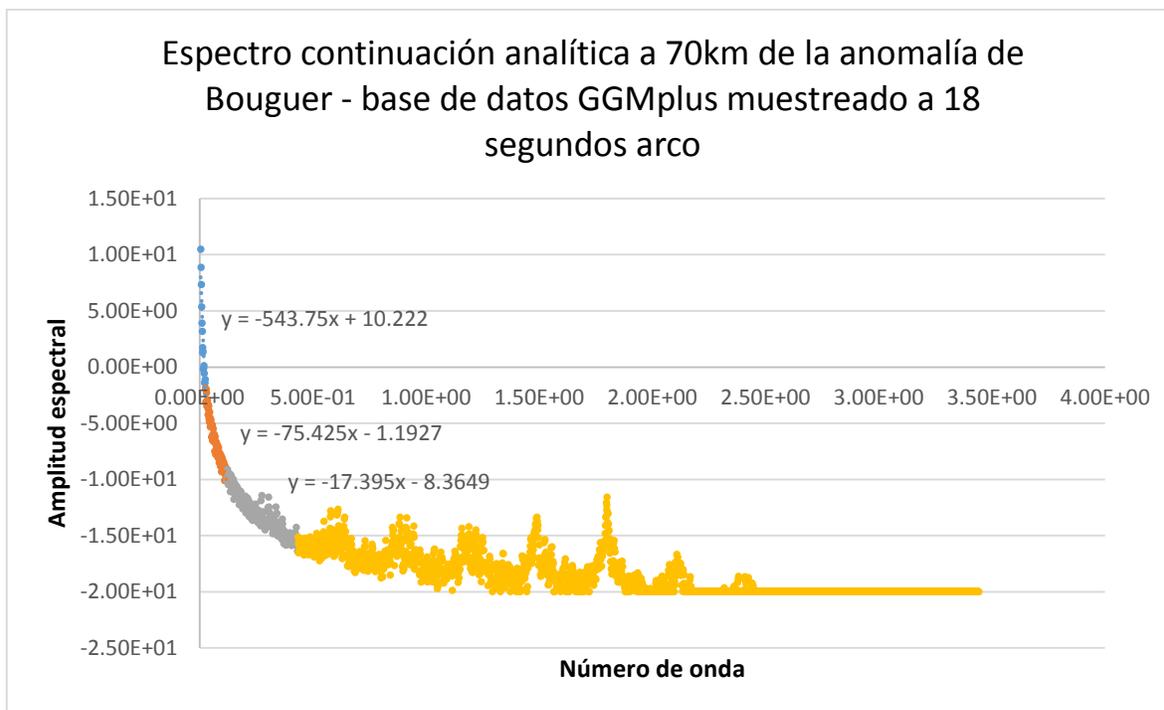


Figura 5.11. Espectro gravimétrico – base de datos GGMplus muestreado a 18 segundos arco

V.2.2 Espectro Magnético

El espectro magnético que se observa en la Figura 5.12, muestra una profundidad máxima de 20 km. Esto concuerda con los espectros magnéticos de Rangel (2014) a unos 17,07 km y Wendel (2013) a unos 24 km aproximadamente. Esta profundidad está relacionada a la diferenciación corteza superior – corteza inferior o discontinuidad de Conrad, la cual es de carácter composicional, pasando a tener elementos más metálicos y pesados en la corteza inferior en comparación con la corteza superior.

La siguiente fuente en profundidad evaluada en este trabajo está a los 4,67 km de profundidad la cual corresponde muy posiblemente al mismo límite inferior de los basamentos ígneos - félsicos mencionados en el análisis de los espectros gravimétricos (provincias y/o dominios), pero en sus zonas de menor espesor. Estas profundidades en espectros gravimétricos también se evidenciaron en el trabajo de Rangel (2014) a unos 4,48 km. Wendel (2013) no registra dicha fuente de profundidad.

Tabla 5.12 Profundidad de fuentes magnéticas

Fuentes	Profundidades
F1	20.1490158
F2	4.66960603
F3	1.262098699
F4	Ruido

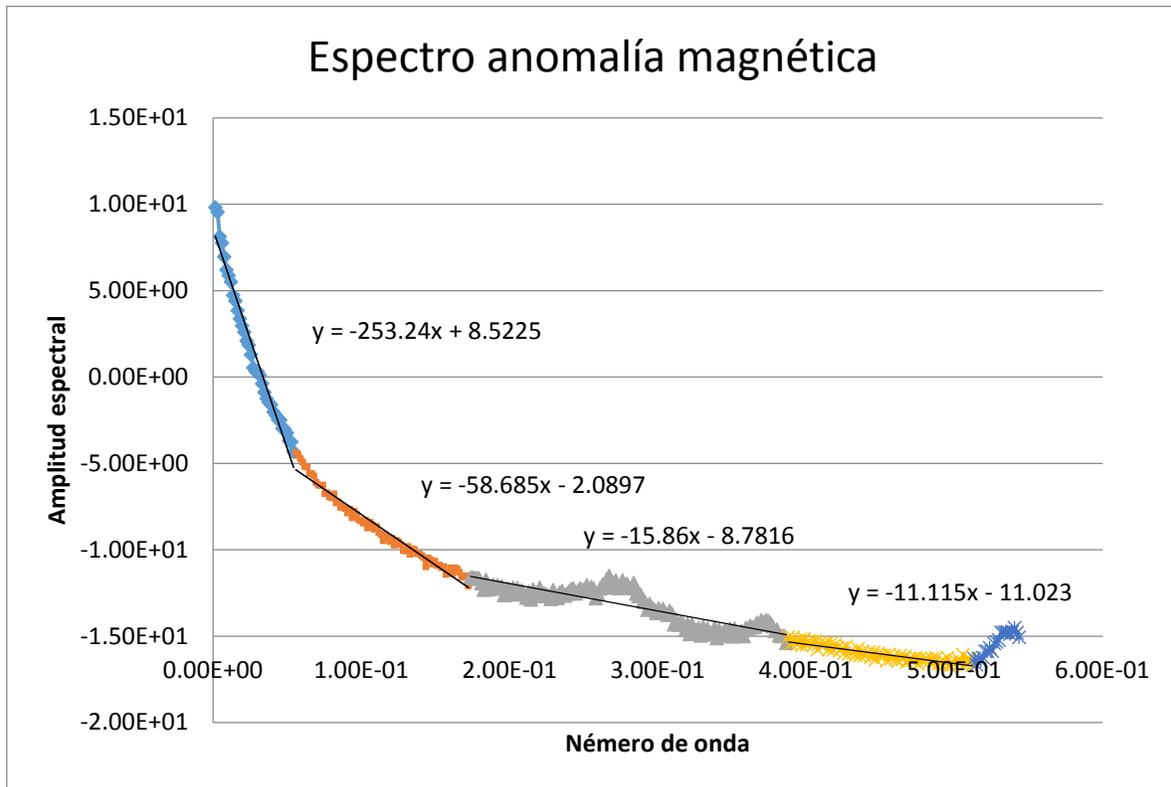


Figura 5.12. Espectro magnético

V.3. Análisis Gravimétrico

V.3.1. Anomalías

V.3.1.1. Anomalías de Aire Libre

En las Figuras 5.13, 5.14 y 5.15 se observan las topografías usadas en los cálculos para obtener las anomalías gravimétricas, a partir de cada una de las bases de datos (ABAE, UCSD y el modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco). A continuación de la topografía, en las Figuras 5.16, 5.17 y 5.18 se muestran las anomalías de aire libre asociadas a cada una de las topografías anteriormente mencionadas.

La correlación existente entre los máximos y mínimos de las anomalías de aire libre y la topografía es alta, lo cual corrobora la dependencia de la anomalía de aire libre a los cambios topográficos.

Se observa como la topografía de ABAE, Figura 5.13, tiene un máximo de dirección E-W alineado entre los grados -67,5 y 64,5 de longitud, en la parte más al norte del mapa, entre los 4 y 4,25 grados de latitud. Este máximo no aparece en la topografía de la base de datos de UCSD (Figura 5.14) ni en la de GGMplus (Figura 5.15), manteniéndose en cambio en ellas la tendencia aproximada de N45W de un máximo entre los grados 2 y 4,25 de latitud. Este aspecto será de relevancia al evaluar próximamente las anomalías de Bouguer.

Las anomalías de aire libre de ABAE (Figura 5.16) y de UCSD (Figura 5.17) son prácticamente iguales, pero sus topografías correspondientes si tienen variaciones y esto no pareciera tener una razón geofísica o geológica de fondo. Como se evidencia en el análisis de este trabajo, la base de datos de ABAE presenta ciertas incongruencias, las cuales son ya de conocimiento de dicha agencia y están en proceso de revisión de los datos. Aunque los comportamientos generales no se ven afectados, por lo menos en el área de este estudio, sí se observan irregularidades como la anteriormente mencionada.

En ambos conjuntos de datos, topográficos y de anomalías de aire libre se aprecian aspectos como:

- a) Lineamiento de estructura en dirección N45W, tanto en la zona de máximos gravimétricos y topográficos justo al norte del cauce del río Orinoco, como en el mínimo gravimétrico y topográfico al sur del cauce del río Orinoco.

- b) El efecto de la presencia del tepuy o cerro Duida – Marahuaca, como una zona de máximos topográficos (2900 m.s.n.m) y gravimétricos (superior a 70 mGal).
- c) El bajo relieve topográfico del dominio de Casiquiare y su baja respuesta gravimétrica, del orden de -10 mGal.
- d) El alto relieve del dominio Ventuari y su alta respuesta gravimétrica, en un orden superior a los 60 mGal.
- e) En el borde oeste del área de estudio (-67 a -68 grados de longitud) la anomalía de aire libre (de las tres bases de datos utilizadas) se caracteriza por un máximo gravimétrico, mientras la topografía es plana y baja, típica de todo el relieve del dominio Casiquiare. Esto es indicativo de una posible raíz asociada a un alto topográfico que ha sido erosionado. Se debe recordar lo mencionado en la recopilación bibliográfica del presente trabajo, en el que se describe que el bajo relieve del dominio Casiquiare es producto de una alta erosión que ha logrado aplanar su topografía.
- f) Un máximo gravimétrico de 60 mGal y topográfico de 3000 m.s.n.m, entre los grados 1,75 y 2,25 de latitud y entre los -66 y -65 grados de longitud, que tiene continuidad hacia el sur, como se evidencia en el trabajo de Wendel (2013). Esta estructura pertenece a la Serranía La Neblina, formada por zonas de tepuys.

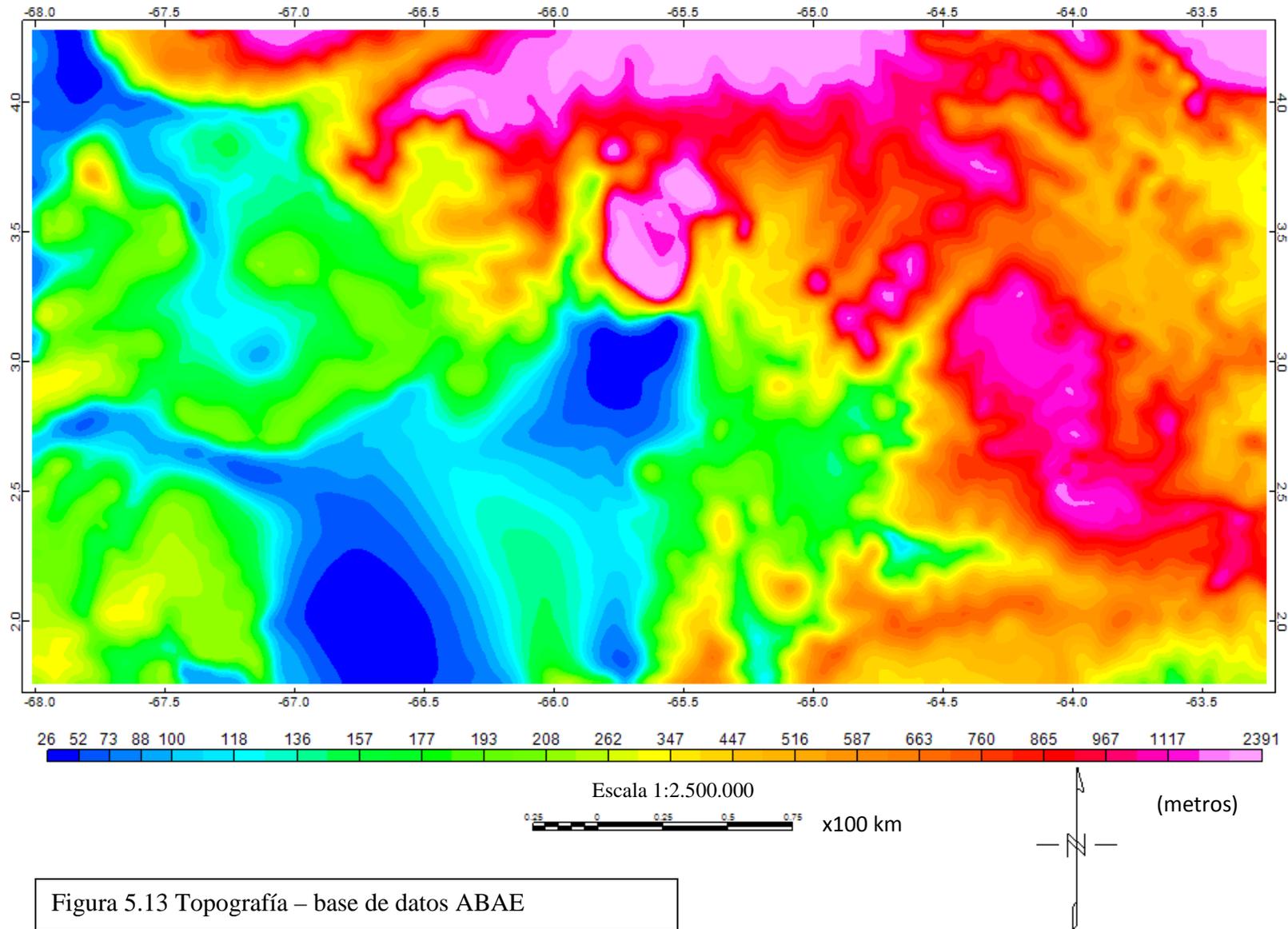
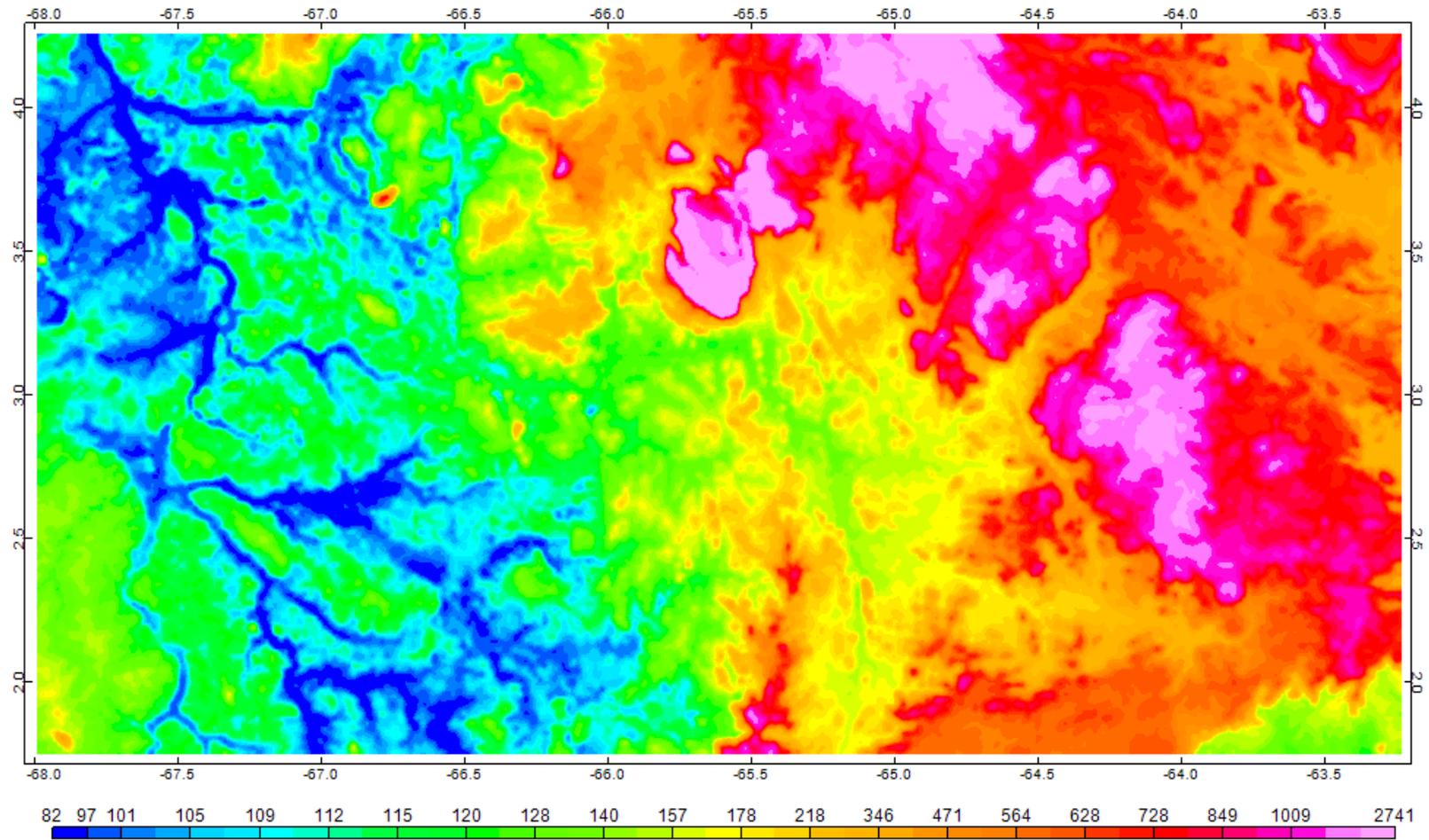


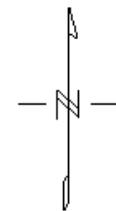
Figura 5.13 Topografía – base de datos ABAE



Escala 1:2.500.000

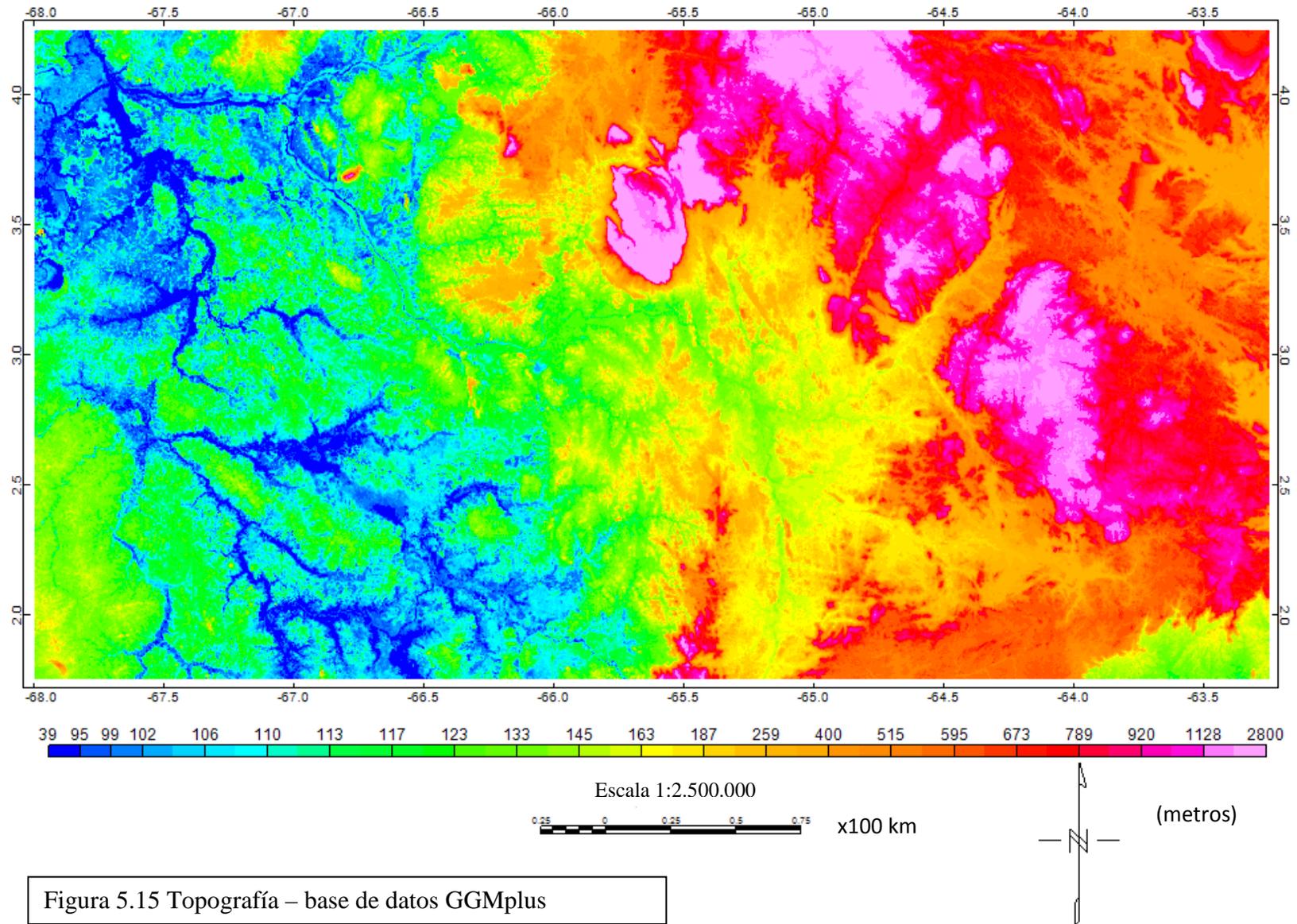


x100 km



(metros)

Figura 5.14 Topografía – base de datos UCSD



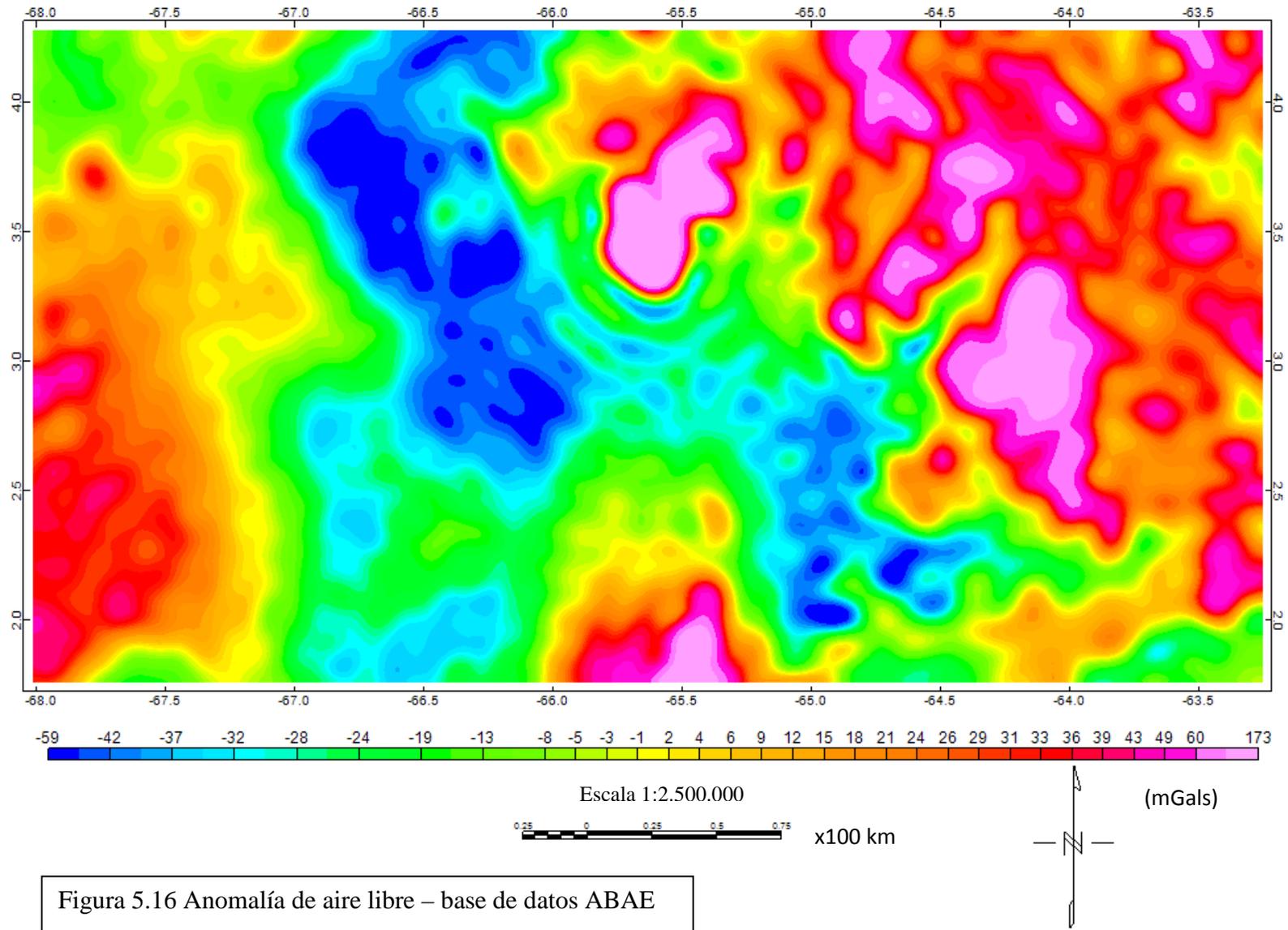


Figura 5.16 Anomalía de aire libre – base de datos ABAE

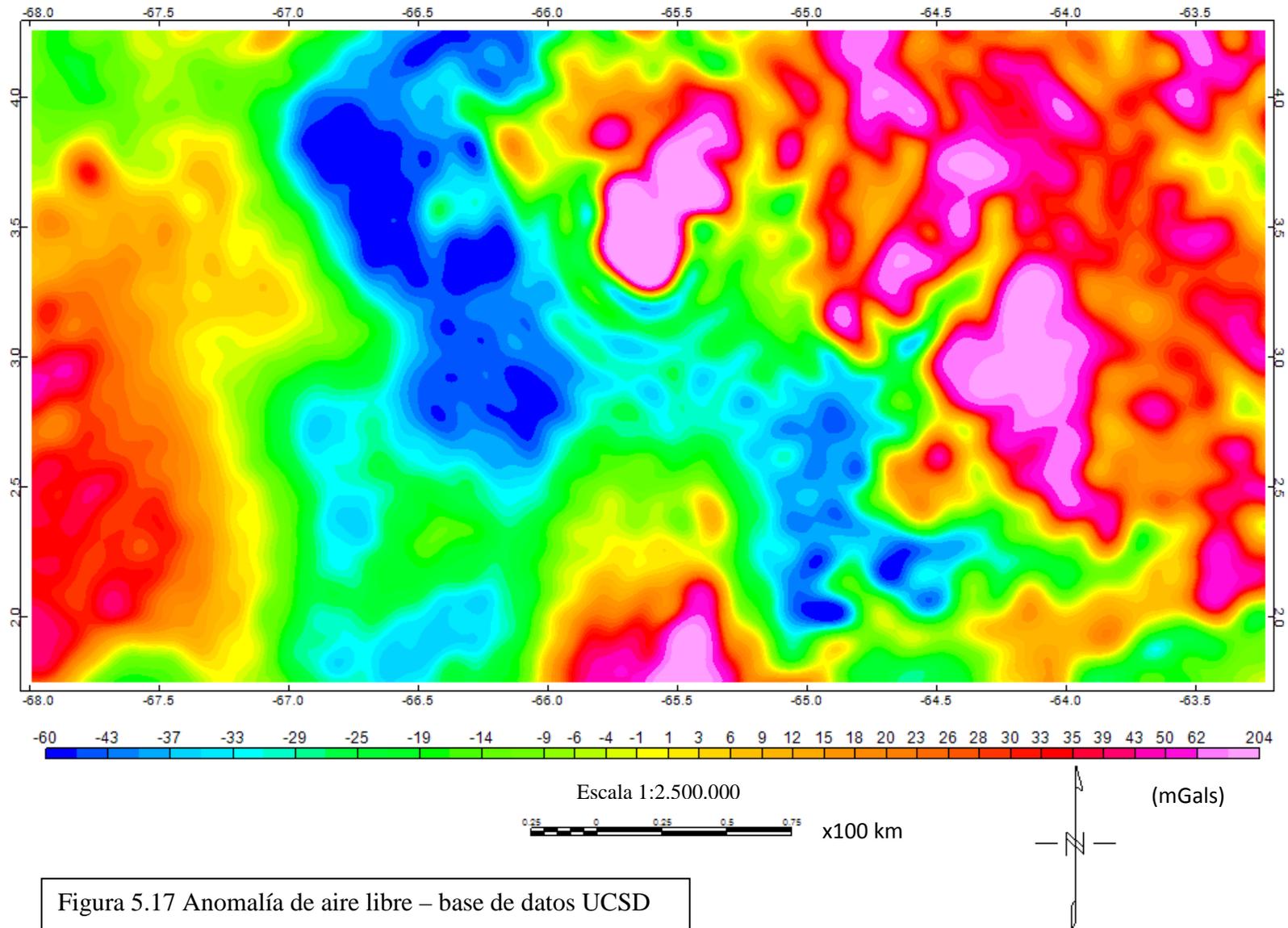


Figura 5.17 Anomalía de aire libre – base de datos UCSD

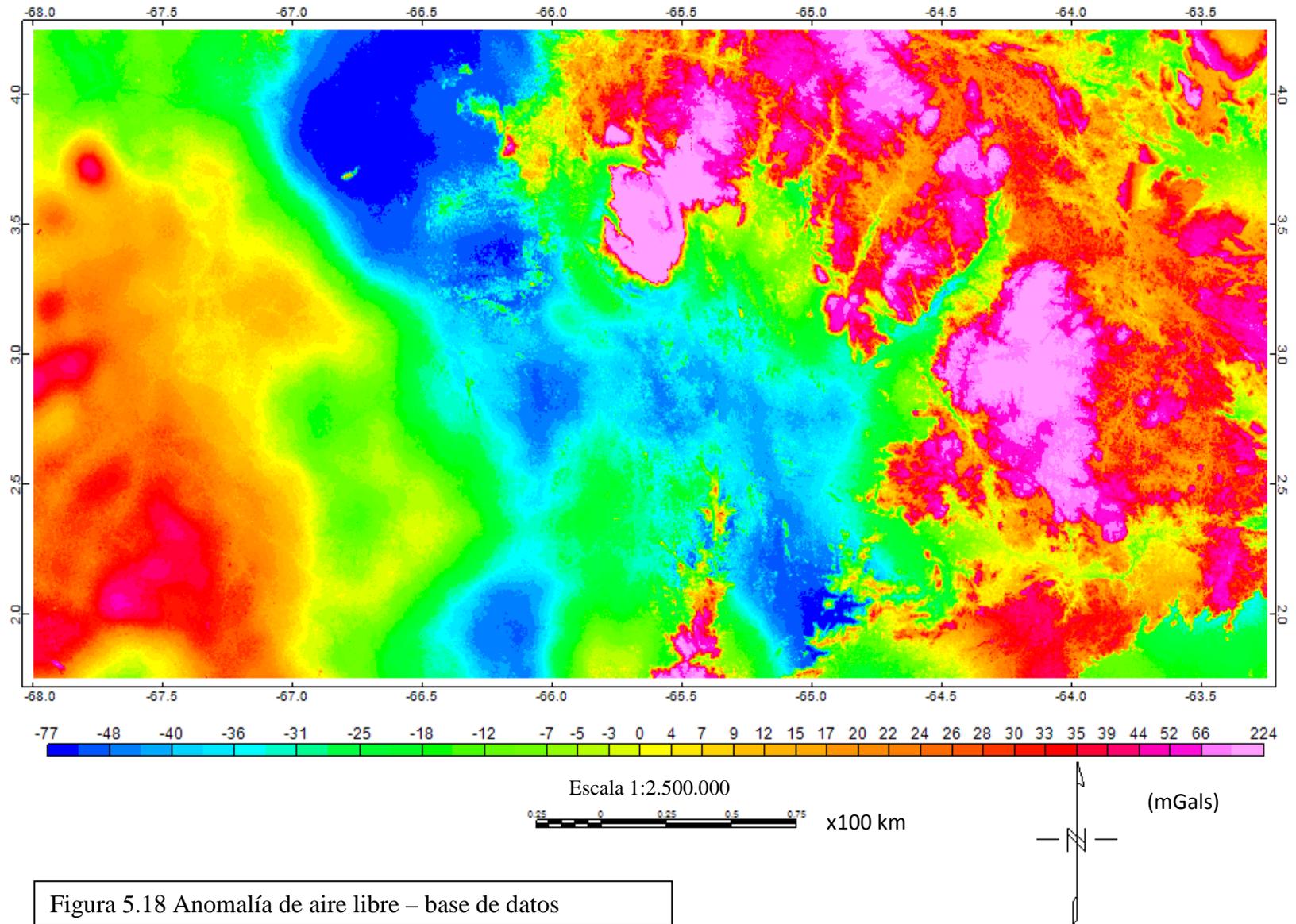


Figura 5.18 Anomalía de aire libre – base de datos

V.3.1.2. Anomalías de Bouguer

En las Figuras 5.19, 5.20 y 5.21 se muestran las tres anomalías de Bouguer obtenidas a partir de las bases de datos de ABAE, UCSD y GGMplus muestreada a 18 segundos arco, respectivamente.

Los aspectos relevantes a mencionar sobre estas anomalías se indican a continuación:

- a) Lineamiento de estructura en dirección N45W con mínimo gravimétrico (aproximadamente -68 mGal) justo al norte del cauce del río Orinoco. Este lineamiento se observa en los mapas de anomalía de Bouguer calculados a partir de las bases de datos de UCSD y GGMplus muestreada a 18 segundos arco, respectivamente; sin embargo, en el mapa a partir de la base de datos de ABAE, este mínimo gravimétrico muestra más bien una dirección E-W al norte del área de estudio entre los grados -67,5 y -64,5 de longitud y 3,75 a 4,25 grados de latitud. Esto concuerda con lo mencionado anteriormente acerca de la topografía de la base de datos de ABAE (ETOPO2), la cual presenta incongruencias y por ende conlleva a resultados que puntualmente puedan no ser válidos.
- b) La orientación del mínimo gravimétrico en este análisis es interrumpido entre los grados 3 y 3,5 de latitud por un canal perpendicular al lineamiento mencionado, con un leve alto gravimétrico. Este canal puede ser visto como una falla perpendicular que corta a la zona fallas que diferencia los bloques del dominio Ventuari y el Casiquiare. Ambas fallas se muestran en el mapa geológico del Territorio Federal Amazonas (Mendoza *et al.*, 1977 en González de Juana *et al.*, 1980), Figura 2.7 del presente trabajo.
- c) Inmediatamente al suroeste del referido lineamiento de mínimos gravimétricos, se observan otros dos lineamientos con la misma dirección (N45W). Primero uno de máximos gravimétricos que pasa por el cerro Duida – Marahuaca y al oeste de éste otro de mínimos gravimétricos. Esta secuencia, de mínimo-máximo-mínimo de la anomalía de Bouguer es evidencia, según el autor del presente trabajo, de lo planteado por Barrios *et al.* (1985) acerca del crecimiento en dirección suroeste del Escudo de Guayana en cinturones móviles con bordes tipo el andino actual.

- d) Un máximo (del orden de 30 mGal) gravimétrico bastante amplio entre los grados -68 y -67 de longitud a lo largo de todas las latitudes de los mapas. El máximo de gravimétrico sobrepasa los 100 mgal. Tal y como ya se explicó con la anomalía de aire libre, esta zona ha debido ser una zona montañosa, posteriormente erosionada, pero que ha dejado su raíz presente en el subsuelo. Esto explicaría el alto gravimétrico pero baja topografía presente. Algunos kilómetros de granitos del dominio Casiquiare han debido ser eliminados por erosión para que tal raíz exista sin evidencia de su montaña asociada.
- e) Se observa un máximo del orden de los -25 mGal entre los -66 y -65 grados de longitud, entre los 1,75 y los 2,25 grados de latitud, pertenecientes a La Serranía La Neblina, descrito y observado también en la anomalía de aire libre.
- f) Al este de la serranía arriba mencionada se observa un mínimo gravimétrico de considerable magnitud (del orden de -70 mGal) pero éste sólo se observa en los mapas a partir de los datos de UCSD y GGMplus muestreado a 18 segundos arco y no en el mapa de ABAE. Esto comprueba una vez más discrepancias entre ABAE y las otras dos bases de datos, debido fundamentalmente a la topografía ETOPO2, usada en ABAE.
- g) La presencia del cerro Duida – Marahuaca, se observa asociado a un máximo gravimétrico (del orden de -20 mGal). Dentro de él, se observan unos mínimos gravimétricos en forma de anillos en los mapas de las bases de datos de ABAE y UCSD, pero en el mapa a partir del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco se ve con mayor claridad que estos anillos en realidad no existen, sino que son producto de la baja resolución de las bases de datos anteriormente mencionadas. En cambio, si se observan zonas de mayor y menor magnitud de la anomalía de Bouguer (entre los -20 y -45 mGal) en dicha zona en el mapa a partir del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco, observándose más que todo un máximo gravimétrico en el centro del Tepuy y hacia su zona norte, la cual topográficamente es de menor elevación. El autor de este trabajo interpreta esto, partiendo de lo mencionado por Soares (1985), en el que se explica que las intrusiones en este cerro crearon un efecto de subsidencia del terreno. La zona norte del tepuy se caracteriza por un máximo gravimétrico debido a la presencia de intrusiones de material ígneo, más denso, pero topográficamente esta área es deprimida debido a la subsidencia del terreno ocurrida en el momento de la intrusión.

En este mapa también se observa el borde de dicho Tepuy asociado a un máximo gravimétrico (unos -40 mGal) a lo largo de su pared vertical.

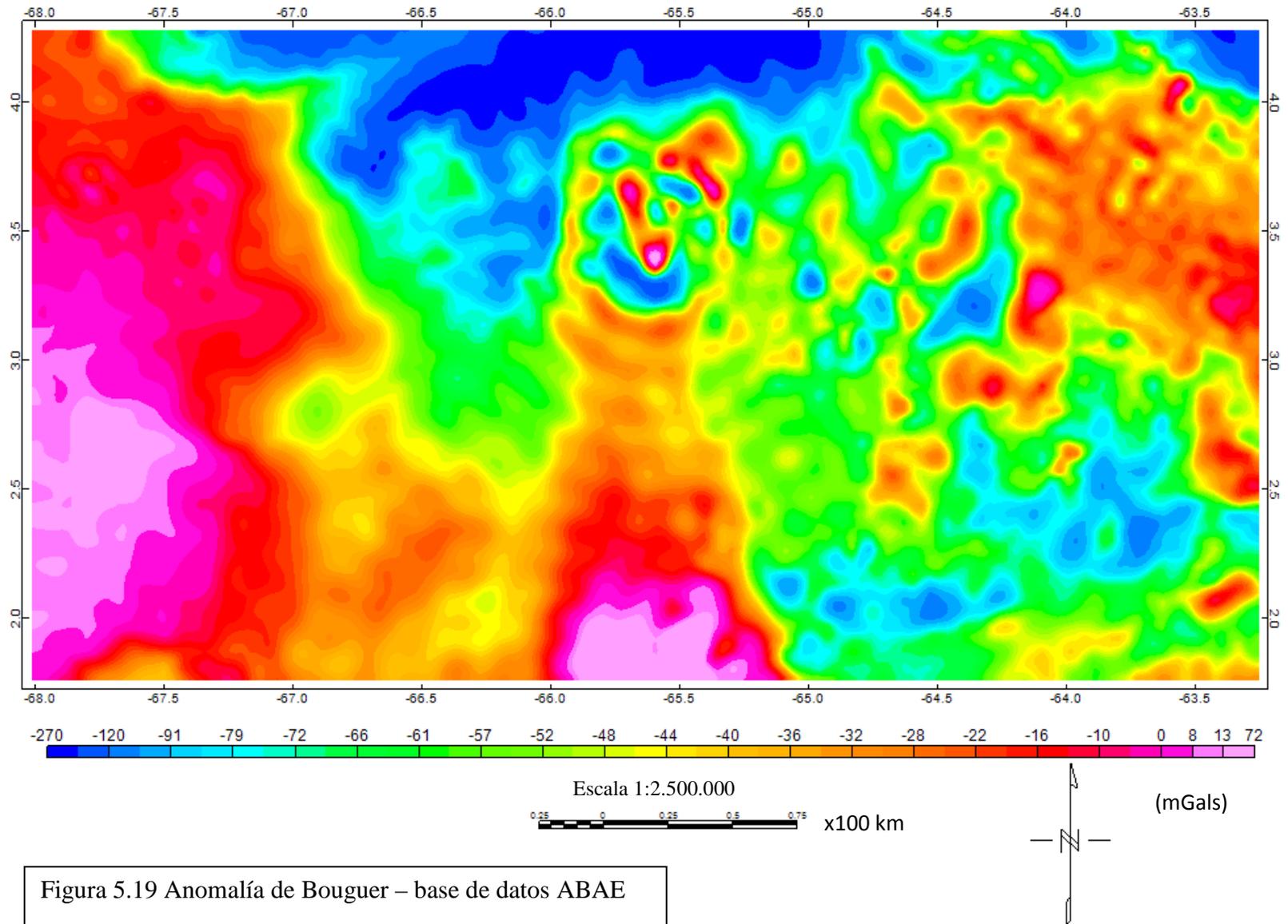


Figura 5.19 Anomalía de Bouguer – base de datos ABAE

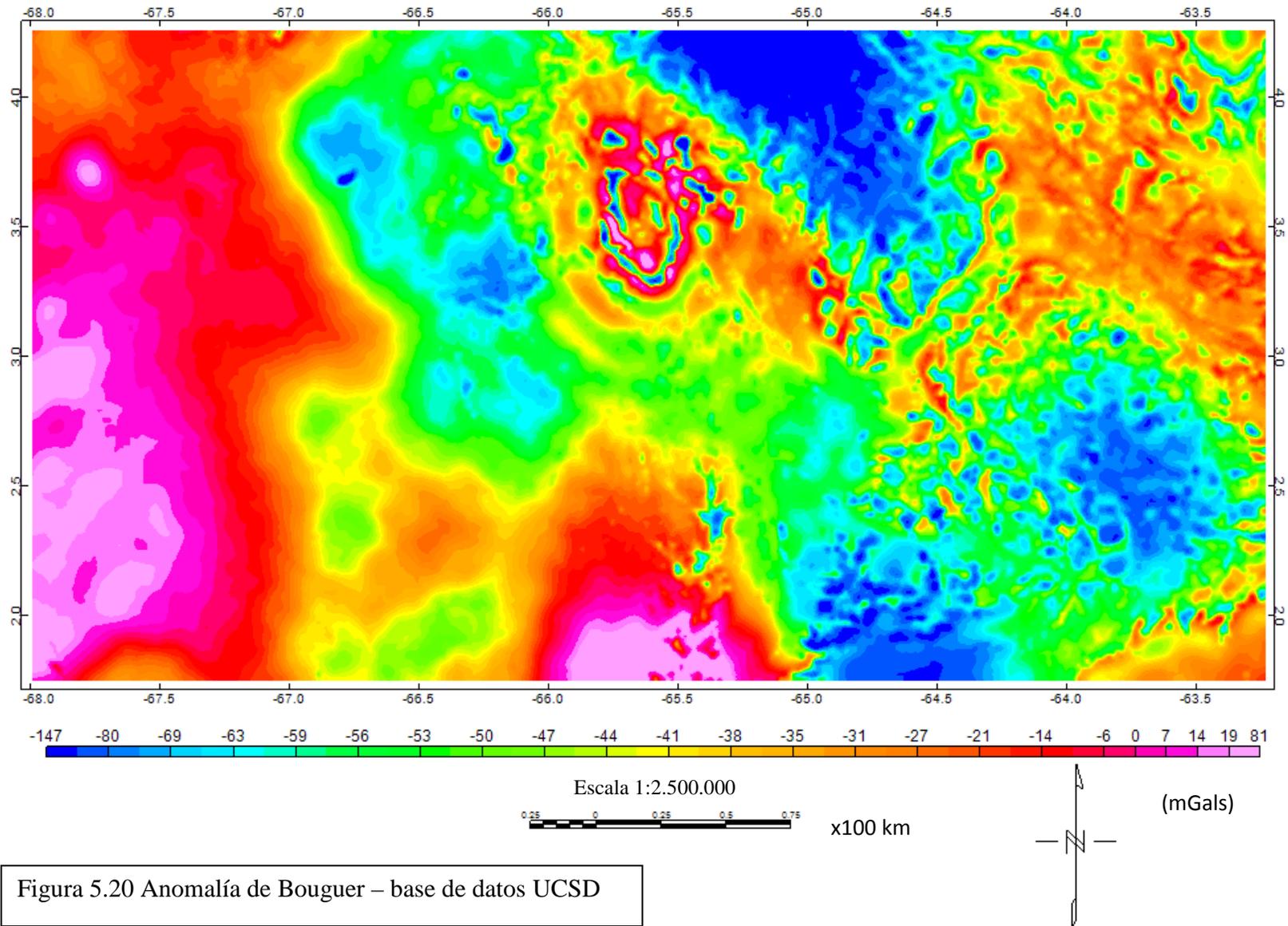


Figura 5.20 Anomalía de Bouguer – base de datos UCSD

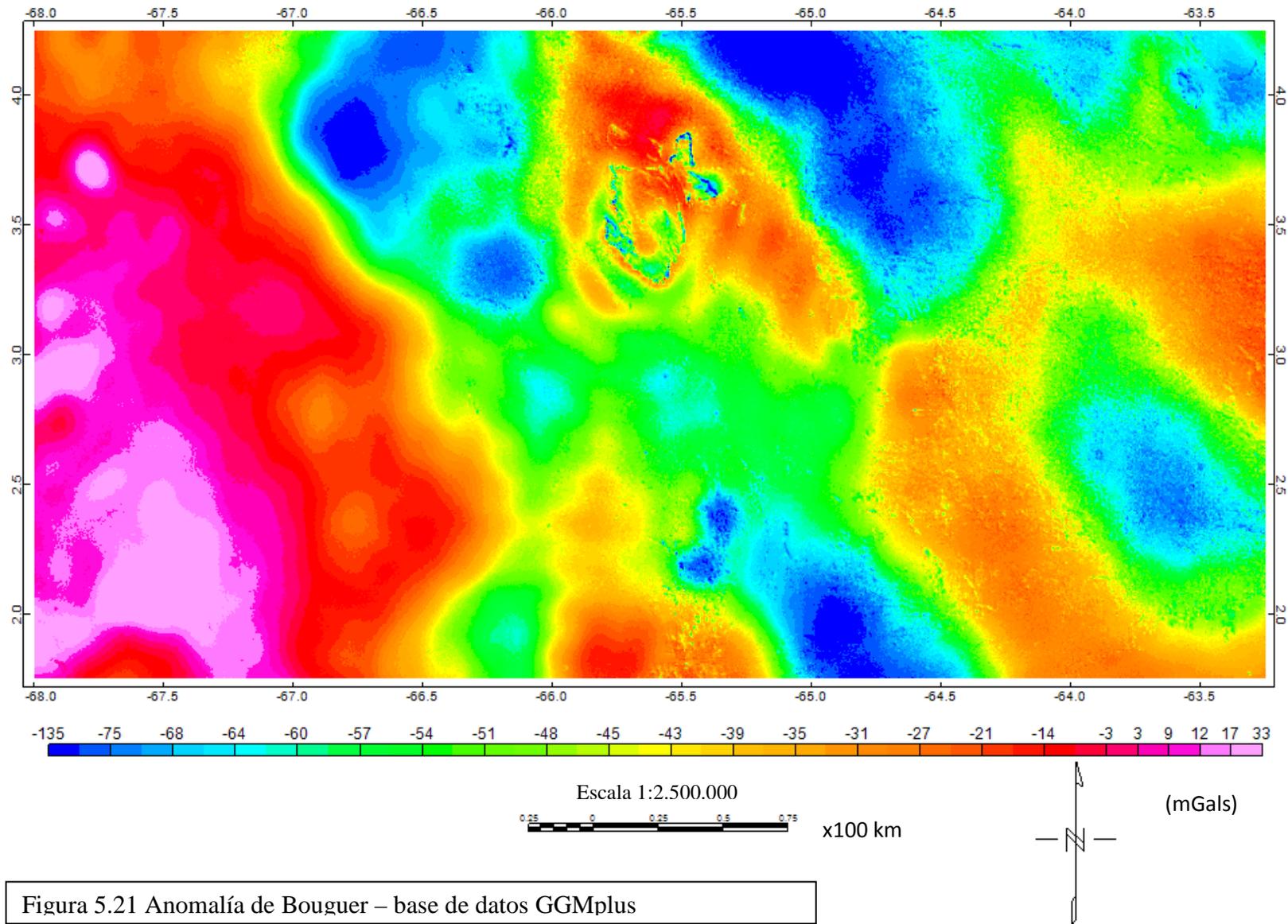


Figura 5.21 Anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus

V.3.2. Análisis direccional

Dado lo anteriormente evidenciado en cuanto a la calidad de los datos de ABAE y por ende sus resultados, el leve ruido que presentan los datos de UCSD y la buena resolución y veracidad geológica representada por el modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco, fue este último el seleccionado para obtener, a partir de él, los mapas de cosenos direccionales, de anomalías regionales y residuales y profundidades obtenidas a partir de la deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer.

En las Figuras 5.22 y 5.23 se muestran en los cosenos direccionales seleccionados de la anomalía de Bouguer. La Figura 5.22 muestra el mapa del coseno en dirección N45W, viéndose en él los alineamientos en forma de bandas en dicha dirección, mencionados previamente en el análisis de los mapas de la anomalía de Bouguer. Sin embargo, la estructura del cerro Duida-Marahuaca, no se alinea con dicha tendencia y es notoria en el mapa mencionado, es decir su expresión gravimétrica permanece aunque se varíe la orientación del coseno direccional.

La Figura 5.23 muestra el mapa del coseno en dirección N45E; también se distingue en él la estructura del cerro Duida-Marahuaca sin estar alineada con tendencia alguna, subrayando así su carácter local, pero notorio. Además se observa la alineación que se obtiene en dicha dirección entre las latitudes 3 y 3,5 grados y longitudes -64 a -65 grados, del máximo gravimétrico (en el orden de 10 mGal) que corta perpendicularmente al mínimo gravimétrico previamente mencionado de dirección N45W de la anomalía de Bouguer y que es atribuido a una zona fallas perpendicular a la falla de contacto principal entre los dominios Casiquiare y Ventuari. Por último, en este mapa se observan alineaciones en los altos gravimétricos al oeste de la zona de estudio (entre -67 y -68 grados de longitud) la cual ha sido referida con anterioridad en el presente trabajo como aquella que debe presentar en su subsuelo la raíz de un sistema montañoso erosionado. Se ha de resaltar que en dicha zona, existen alineaciones tanto N45E como N45W.

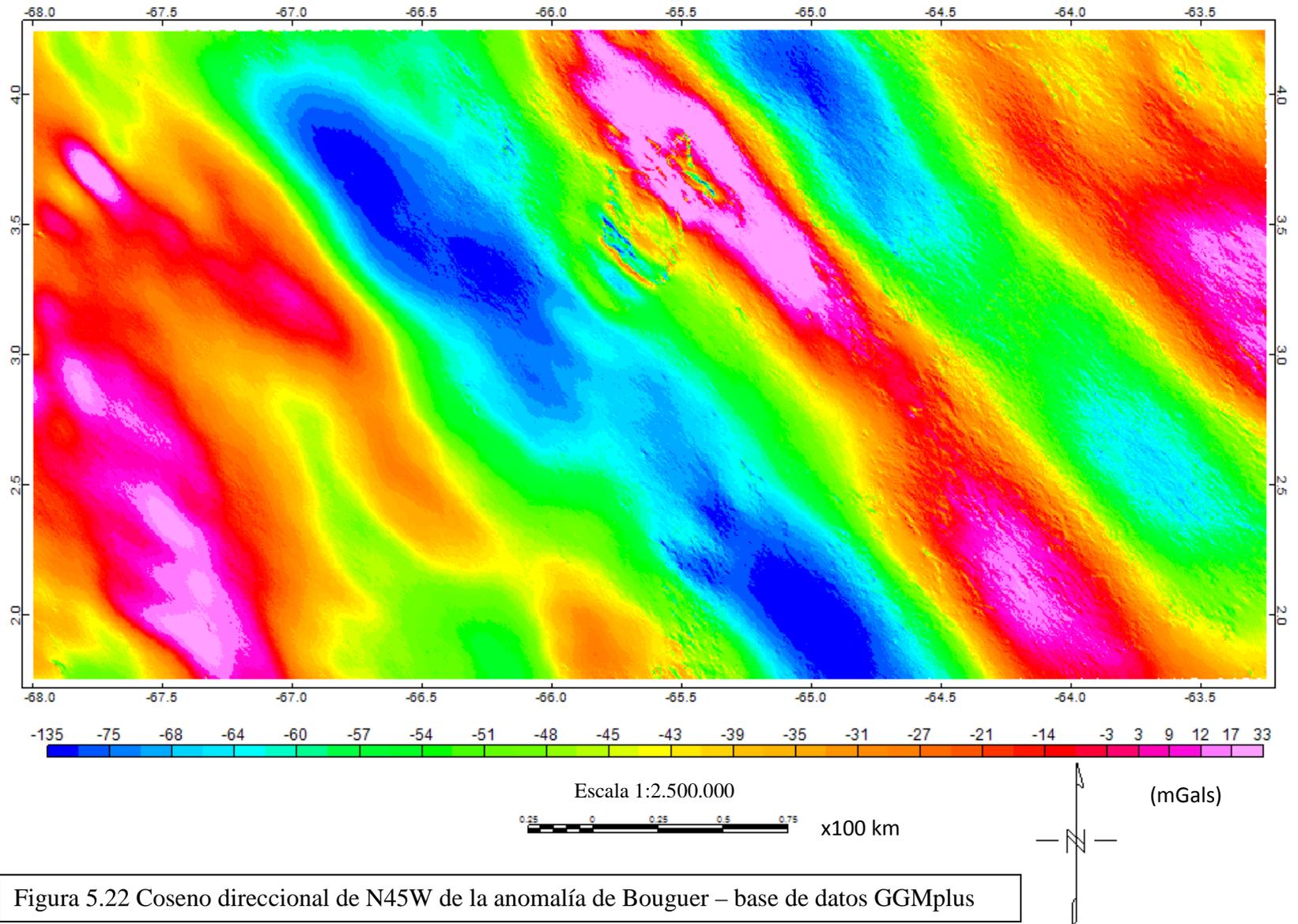
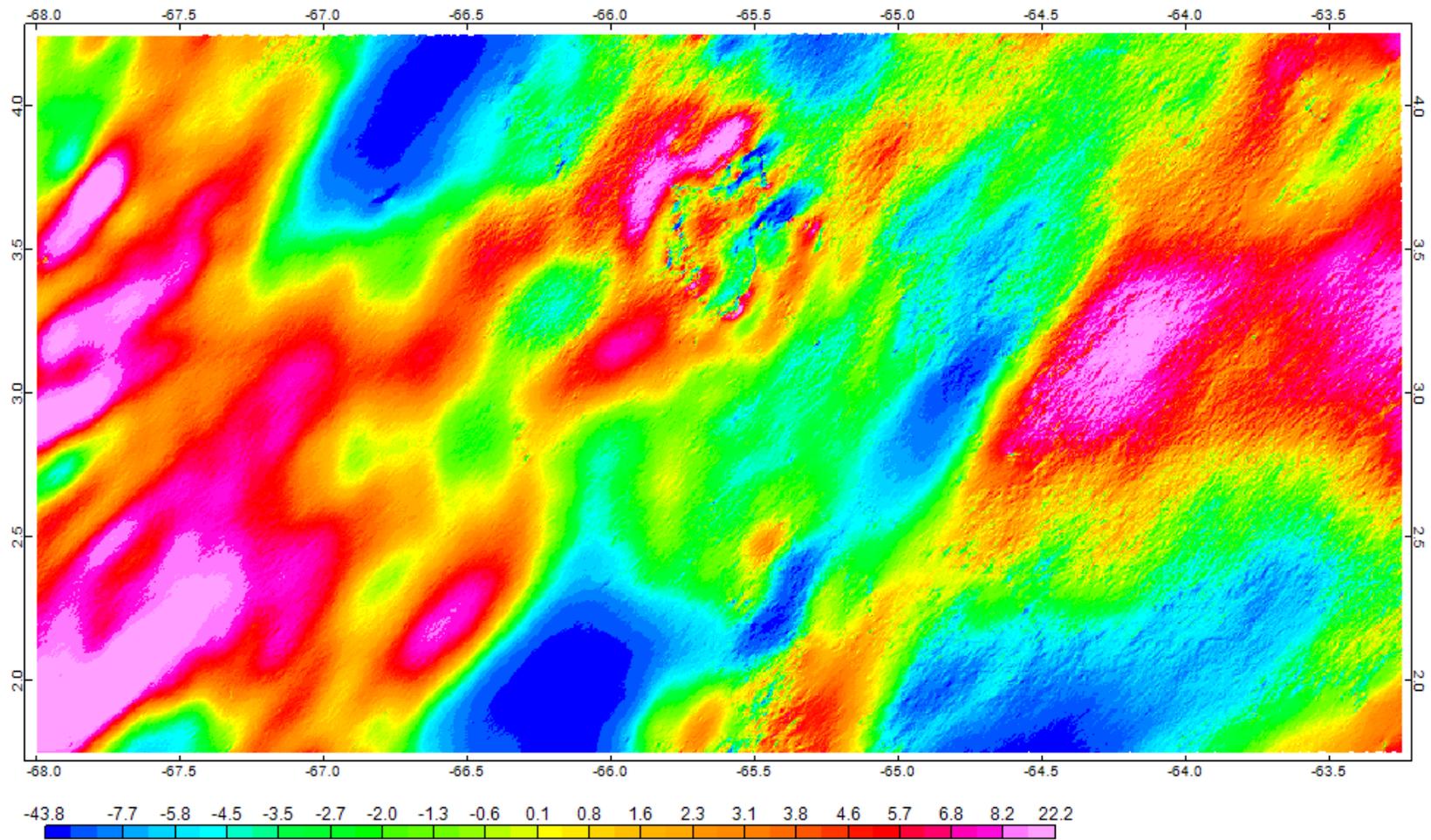


Figura 5.22 Coseno direccional de N45W de la anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus



Escala 1:2.500.000 (mGals)
 0.25 0 0.25 0.5 0.75 x100 km



Figura 5.23 Coseno direccional de N45E de la anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus

V.3.3. Análisis regional-residual

La Figura 5.24 muestra la continuación analítica a 70 km de altura de la anomalía de Bouguer. Se eligió la continuación analítica hacia arriba como método para la generación de un mapa de carácter regional, debido a que éste muestra con mayor veracidad los aspectos geológicos regionales tomando la menor cantidad de consideraciones no geológicas para obtener dicho mapa. Es decir, métodos de tendencia como las superficies polinómicas, son enteramente matemáticos y no se ajustan a las condiciones geológicas presentes. Por el otro lado, métodos como el filtraje pasa bajo dependen de la frecuencia de corte que se elija, la cual ciertamente puede ser tomada del análisis espectral, pero queda a juicio del observador elegir la longitud de onda puntual a partir de la cual se quiere filtrar. Si el resultado que mejor se ajusta a la realidad geológica incluye bandas espectrales consideradas de alta frecuencia, y por ende son causadas por aspectos geológicos locales, o por el contrario requiere eliminar bandas espectrales consideradas de bajas frecuencias, existe entonces un problema de elección y justificación de dicha frecuencia de corte. De esta manera se puede afirmar que el discriminador en las superficies polinómicas es matemático y en el filtraje pasa bajo es humano, pero visto desde un punto de vista matemático también y no geológico.

En cambio, en la continuación analítica del campo se regionaliza a través de una medición inferida a una altura tal que no se puedan observar las características locales, siendo esto realizado a través de un artificio matemático usado por el programa Oasis Montaj (Geosoft, versión 4.6, 2007). Este método también presenta una discriminación netamente humana ya que se debe elegir qué altura usar; no hay razones ni en contra ni a favor de usar cualquier altura para realizar la continuación analítica del campo hacia arriba y la elección viene dada por aquella que se ajuste más a la realidad geológica presente.

Es de importancia resaltar que se realizaron los mapas por filtraje pasa bajo a varias longitudes de onda y se eligió el filtro Gaussiano pasa bajo a una longitud de onda de 400.000 metros para la anomalía de Bouguer a partir de la base de datos del modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco y a una longitud de onda de 600.000 metros para la anomalía magnética. Esto se realizó a objeto de compararlo con la continuación analítica del campo a 70 km de altura en ambos casos; los respectivos mapas se encuentran en el

Apéndice A del presente trabajo (Figuras A.2 y A.3). Las similitudes entre las continuaciones analíticas y el filtraje Gaussiano son bastante significativas y por ende se corroboran mutuamente. Finalmente, se eligió la continuación analítica del campo a 70 km de altura como mapa de comportamiento regional, tanto para los datos gravimétricos como para los magnéticos, dado que, son una mejor representación de dicho comportamiento regional.

Justificada la elección del método de selección del mapa regional (Figura 5.24), se procede a analizar sus características. Se aprecia la tendencia N45W mencionada previamente en este trabajo, que es la dirección del límite entre los dominios del Casiquiare al sur del cauce del río Orinoco y del Ventuari al norte de éste. Esta tendencia se hace E-W a medida que se acerca al extremo noreste de la zona en estudio. Esto último es congruente con la geología del área de estudio, ya que en dicha zona está presente la provincia de Cuchivero, la cual es más afín a las tendencias que ocurren en las tres provincias que sirven de basamento del norte del Escudo de Guayana, con contornos en direcciones este-oeste y fallamientos norte-sur.

En el mapa regional de la anomalía de Bouguer, en el extremo sur del área en estudio, entre los grados -64 y -65,5 de longitud y 1,75 a 2,5 grados de latitud, se observa la presencia de dominio de Siapa (figura 2.2) como un leve cambio de tendencia en el mapa regional - el cual varía desde los N30W en el este del mapa, hacia el N60W en el SE y que adquiere una dirección E-W en el NE – lo que es evidencia de su carácter regional.

El mapa residual de la anomalía de Bouguer (figura 5.25) ilustra como la mayor parte de las anomalías representadas en el mapa de la anomalía de Bouguer son de carácter local, entre ellas: el cerro Duida-Marahuaca con todas sus particularidades ya mencionadas, la Serranía La Neblina al sur de la zona en estudio, el canal que interrumpe perpendicularmente el lineamiento de mínimos gravimétricos N45W al este del cerro Duida-Marahuaca (posiblemente debido a la falla que le limita por el este) y parte de los máximos gravimétricos en el oeste de la zona de estudio a lo largo de todas las latitudes entre los grados -67 y -68 de longitud, que como fue mencionado anteriormente son causados posiblemente por la raíz de un sistema de montañas ya erosionado. Este máximo

gravimétrico es en parte una respuesta debido a aspectos locales y en parte debido a aspectos regionales, tal como se evidencia en ambos mapas.

A título complementario, se ilustra en la figura 5.26 el mapa generado a partir de las alturas de cuasigeoide de Molodenski, con los datos a 7,2 segundos arco de la base de datos del modelo GGMplus. Este mapa muestra los aspectos macro-regionales que influyen en la zona en estudio con alturas hacia el suroeste del orden de 5 m y hacia el noreste del orden de los -10 m. Es decir, en él se evidencia un comportamiento similar al del mapa regional, y esto implica que las alturas del cuasigeoide influyen en dicho mapa regional en el orden de algunos miligales. Sin embargo, la causa más importante que influencia la tendencia de máximos al suroeste y mínimos al sureste del mapa regional gravimétrico es la tendencia de profundización de la discontinuidad de Mohovicic hacia el noreste del Escudo de Guayana.

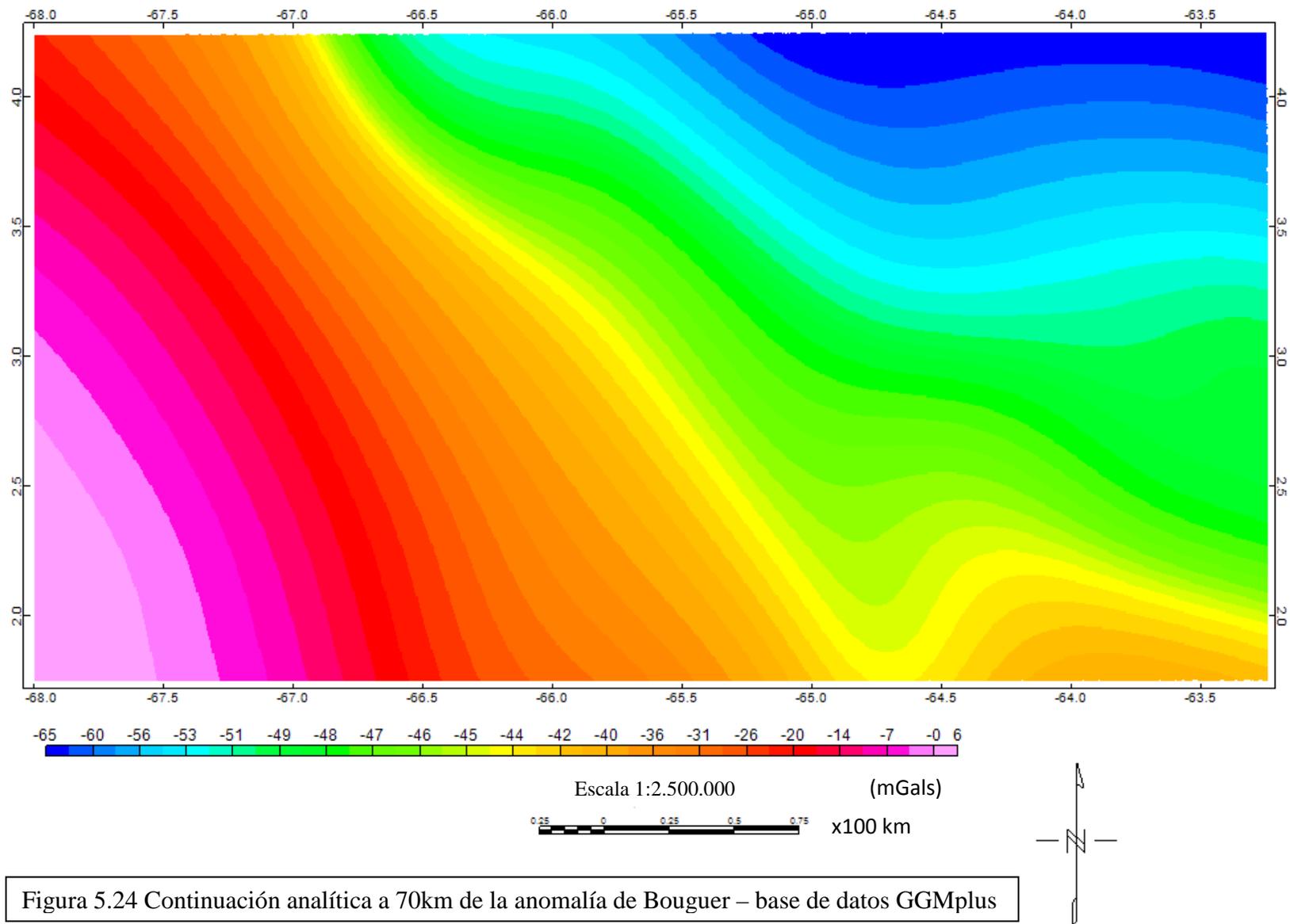


Figura 5.24 Continuación analítica a 70km de la anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus

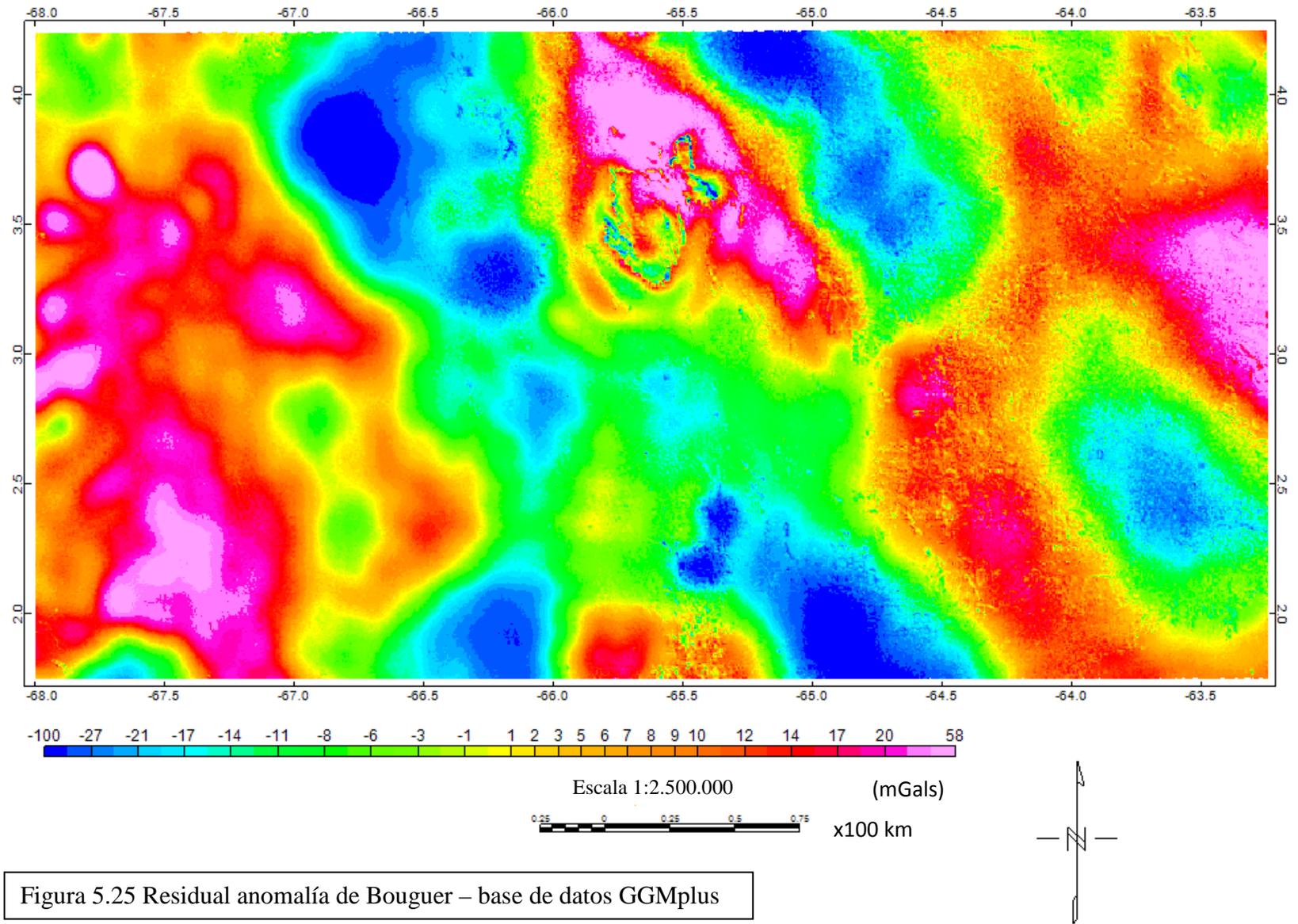


Figura 5.25 Residual anomalía de Bouguer – base de datos GGMplus

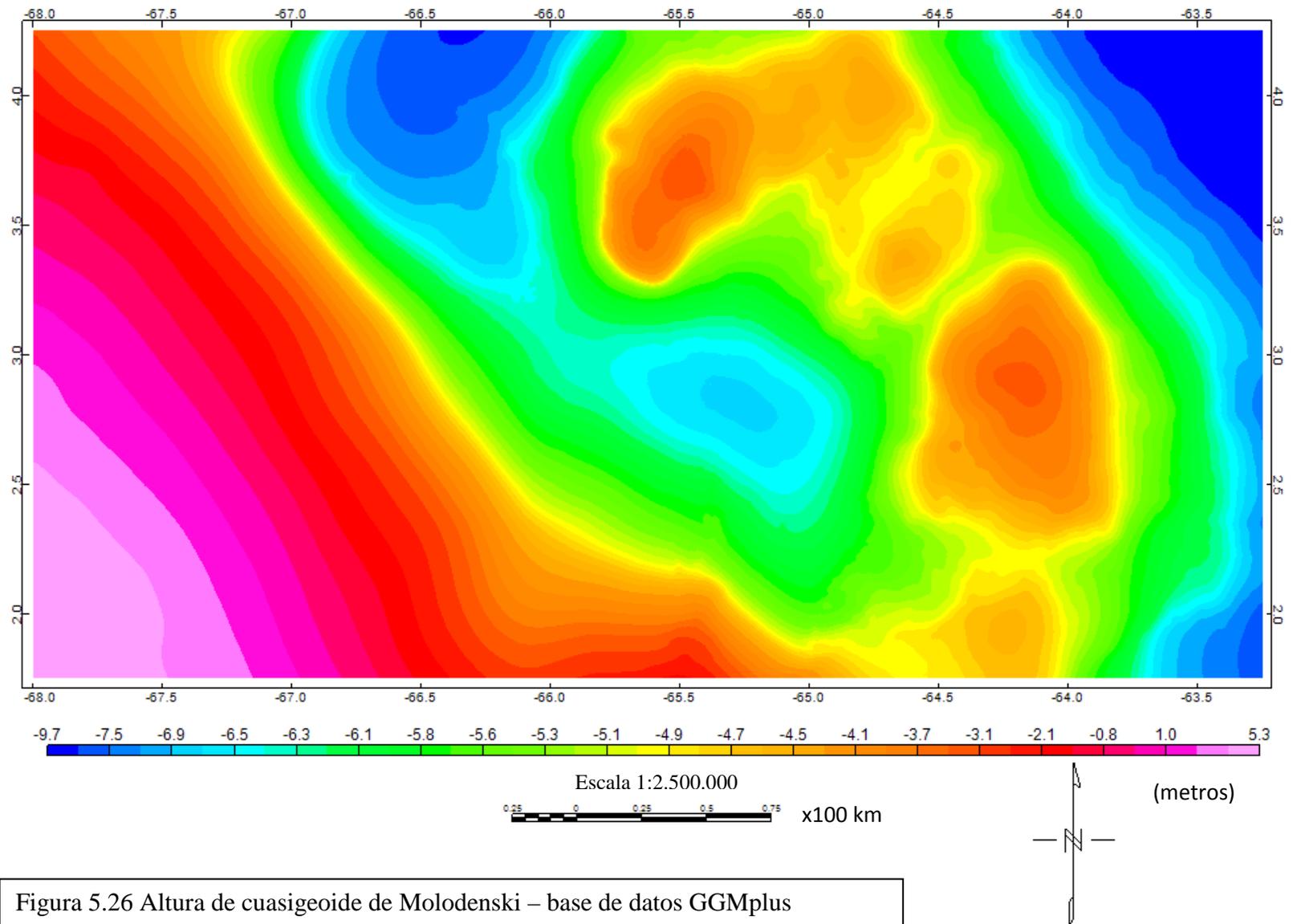


Figura 5.26 Altura de cuasigeoide de Molodenski – base de datos GGMplus

V.3.4. Deconvolución de Euler

El método de la deconvolución de Euler se utiliza como estimador de profundidades de estructuras sobre un área determinada. Dado que en el área en estudio las estructuras más importantes a observar son contactos y fallas, el índice estructural usado como modelo de entrada, debe estar entre cero y uno. Iterando en este rango y comparando sus resultados se llegó a la conclusión que los datos que mejor representan la profundidad de los contactos a partir de la anomalía de Bouguer, corresponden a un índice estructural de 0,25 para la base de datos de UCSD y de 1,0 para las bases de datos de ABAE y GGMplus muestreado a 18 segundos arco.

Debido al proceso de cálculo a partir de la ecuación de homogeneidad de Euler, descrito en la sección III.1.3, las profundidades que pueden ser observadas bajo este procedimiento, dependen del espaciamiento entre los puntos de medición; en este caso en particular, la resolución espacial del mallado. A medida que el espaciamiento del mallado es menor (mayor resolución espacial), la profundidad observada también lo será. Esto implica que mallados de alta resolución como los del modelo GGMplus no permiten estimar profundidades corticales en el rango de los kilómetros, sino más bien estructuras en los primeros 1000 metros de profundidad. En cambio, mallados como los de ABAE o los de UCSD, de baja resolución espacial, son ideales para estimar profundidades desde unos pocos kilómetros hasta, dependiendo del caso, decenas de kilómetros.

En las Figuras 5.27, 5.28 y 5.29 se muestran los mapas generados al realizar las deconvoluciones de Euler de las anomalías de Bouguer, obtenidas a partir de las bases de datos de ABAE, UCSD y GGMplus muestreado a 18 segundos arco, respectivamente.

En el mapa de la deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer a partir de la base de datos de ABAE (Figura 5.27) se observan profundidades en un rango que va desde las menores a 5 km hasta aquellas que están entre los 20 y 30 km. Se observa una tendencia de altas profundidades (10-20 km y 20-30 km) desde los -65 grados hasta los -67,75 de longitud a lo largo de todas las latitudes del área, con una orientación aproximada N45W. Una vez más, resalta este lineamiento asociado a los rift Suapure-Mavaca y Ventuari-Labarejun, ahora en la forma de un contacto que persiste en profundidad. Este contacto marca la zona de sutura de los dominios Casiquiare y Ventuari, en dirección N45W debido

al mecanismo y forma de crecimiento orogénico magmático tipo andino característico del Escudo de Guayana. También se observan profundidades del orden de 10-20 km y 20-30 km con orientación norte-sur (entre los -66,5 y los -65 grados de longitud) y de poca extensión, en el borde norte del área de estudio (3,75 – 4,25 grados de latitud). Estos lineamientos norte-sur tienen tendencias características típicas de las fallas principales que se encuentran en las provincias que sirven de basamento ígneo e ígneo-metamórfico del norte del Escudo de Guayana, y en el caso particular de la provincia de Cuchivero, presente en la zona norte del área en estudio.

Los contactos internos de los dominios, Casiquiare y Ventuari, son pocos profundos. Es decir, que en las demás áreas mostradas en el mapa de la Figura 5.27 se observan fuentes de profundidades entre 0-5 km y 5-10 km, manteniendo direcciones de alineación N45W en su gran mayoría, menos al sureste del mismo, en el cual las alineaciones de estas bajas profundidades tienen una dirección preferencial E-W, característica del dominio de Siapa. El contacto del dominio Siapa con el dominio Casiquiare alcanza una profundidad de 5-10 km, menor que la del contacto entre los dominios Casiquiare y Ventuari, y sólo se evidencia por el cambio de dirección de los contactos observados.

En la figura 5.28 se muestra el mapa de la deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer calculada a partir de la base de datos de UCSD, en el cual se observa claramente 2 zonas cuyo límite posee una dirección N45W (entre los -64,5 y los -66,5 grados de longitud a lo largo de todas las latitudes del área en estudio); una de ellas (DC) con contactos a profundidades mayores a 2 km al oeste, y otra (DV) a profundidades menores de 2 km al este. Es en este mapa, en el que se observan contactos a profundidades en el rango 0-10 km y mayormente desde los 0 hasta los 7,5 km de profundidad, en el que se evidencia a todas luces la posición geográfica del contacto entre los dominios Casiquiare y Ventuari, marcado por el borde anteriormente descrito. La zona en la que se mezclan ambos rangos de profundidades tiene un ancho aproximado de 1 grado, lo que permite estimar un área de sutura de aproximadamente 100 km de ancho, en dirección N45W, a través de todo el área en estudio.

El cerro Duida-Marahuaca se encuentra en el borde de ambos dominios, pero perteneciendo claramente al dominio Ventuari. En cambio el cerro Yapacana, también cercano al borde

entre ambos, pertenece al dominio Casiquiare. La Serranía La Neblina (centrado al sur del área de estudio a los -66 grados de longitud y entre los 1,75 y 2,25 grados de latitud) se muestra con las mayores profundidades registradas en este mapa (7,5 - 10 km y mayores a 10 km) lo cual da a entender un pasado geológicamente activo y fuerte, que generó fracturas de gran tamaño al acrecionarse dicho bloque al resto del Escudo de Guayana (Rangel, 2014 p69).

Se observa también en este mapa la alineación casi E-W al sureste del mismo, con profundidades de entre 2 y 5 km, del contacto entre los dominios Siapa y Casiquiare.

Las alineaciones norte-sur observadas al norte del área de estudio, características de las fallas pertenecientes provincia de Cuchivero, no se observan en el mapa de la deconvolución de Euler a partir de la anomalía de Bouguer de la base de datos UCSD (Figura 5.28) ya que éstas son de considerable profundidad (20-30 km) y el espaciamiento entre los puntos del mallado de dicha base de datos no permite ver tales profundidades. Estas fallas, solo son observadas por la deconvolución de Euler realizada a partir de la base de datos de ABAE.

En la Figura 5.29 se muestra el mapa de la deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer calculada a partir de la base de datos de GGMplus muestreada a 18 segundos arco. Debido a la cercanía de los puntos del mallado entre sí, las profundidades observadas son menores a un kilómetro en su mayoría. Sin embargo, lo más notorio de este mapa es la alineación N45W que delimita los dominios de Casiquiare y de Ventuari, así como todas las características apreciadas anteriormente en los mapas de deconvolución de Euler a partir de las bases de datos a menores resoluciones (ABAE y UCSD).

Los contactos observados en la Figura 5.29 con alineación N45W alcanzan profundidades en el rango de 400 a más de 1000 metros. Estos contactos se encuentran exactamente en la misma posición geográfica que los observados a mayores profundidades obtenidos a partir de la base de datos ABAE, entre los -67,75 y -65 grados de longitud a lo largo de todas las latitudes del área en estudio. Se infiere de esta manera que el rifting y la sutura de los dominios Casiquiare y Ventuari ocurrió en un solo evento tectónico durante un único lapso de tiempo geológico dado, ya que de no ser así se mostrarían diferentes zonas de sutura a diferentes profundidades, debido a diferentes esfuerzos para sus distintas circunstancias

geotectónicas. Se vuelve a mostrar en evidencia que el dominio del Casiquiare posee contactos más profundos que los del dominio del Ventuari, inclusive en este pequeño y somero espesor cortical. En general el dominio Casiquiare presenta en este mapa, profundidades de contactos mayores a los 400 metros y también varias menores a este rango, mientras que el dominio Ventuari presenta profundidades de contactos sólo menores a los 400 metros. Se evidencia que el cerro Duida-Marahuaca pertenece al dominio Ventuari, mientras el cerro Yapacana pertenece al dominio Casiquiare, ambos en sus zonas limítrofes y de confluencia.

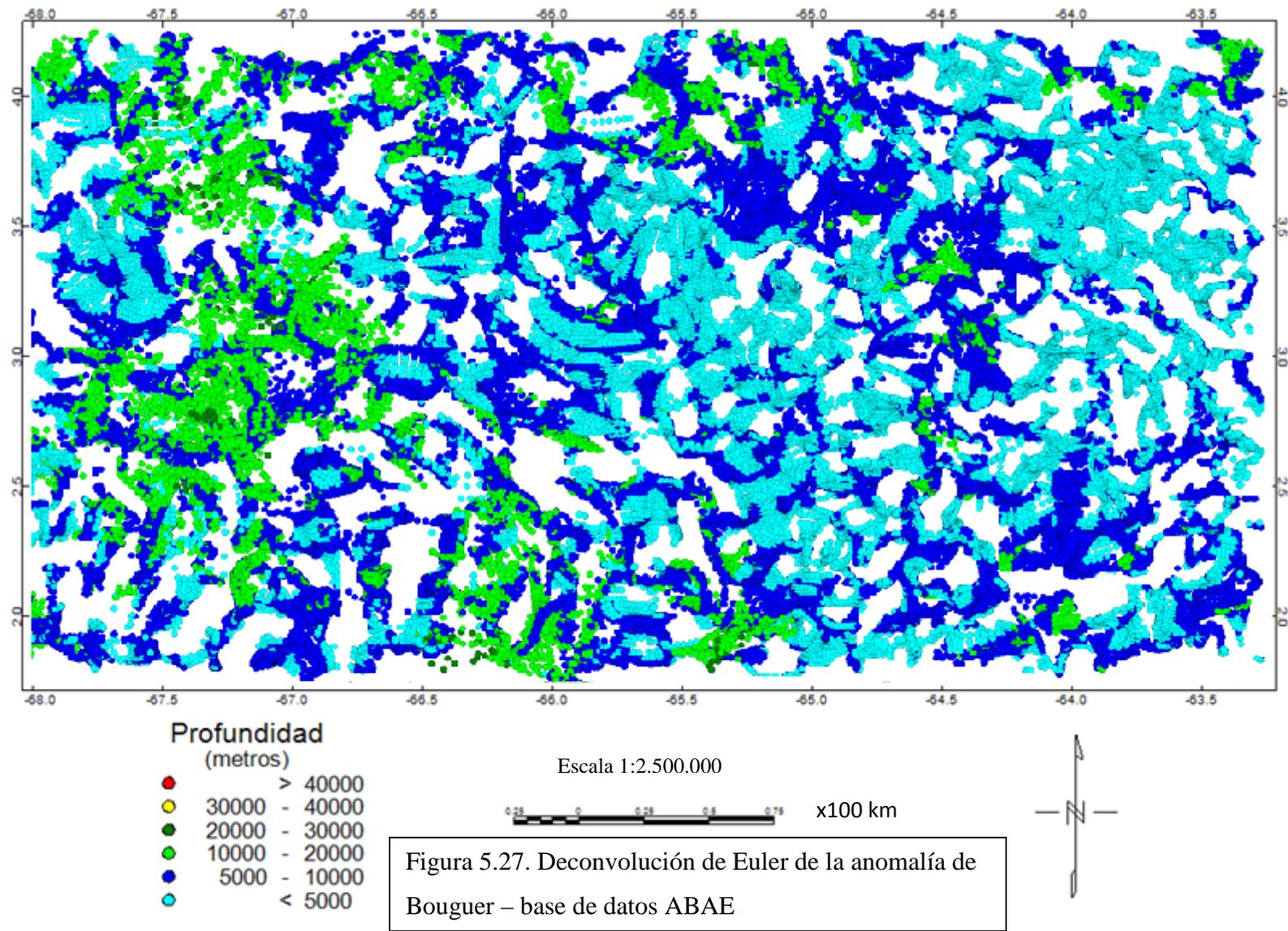
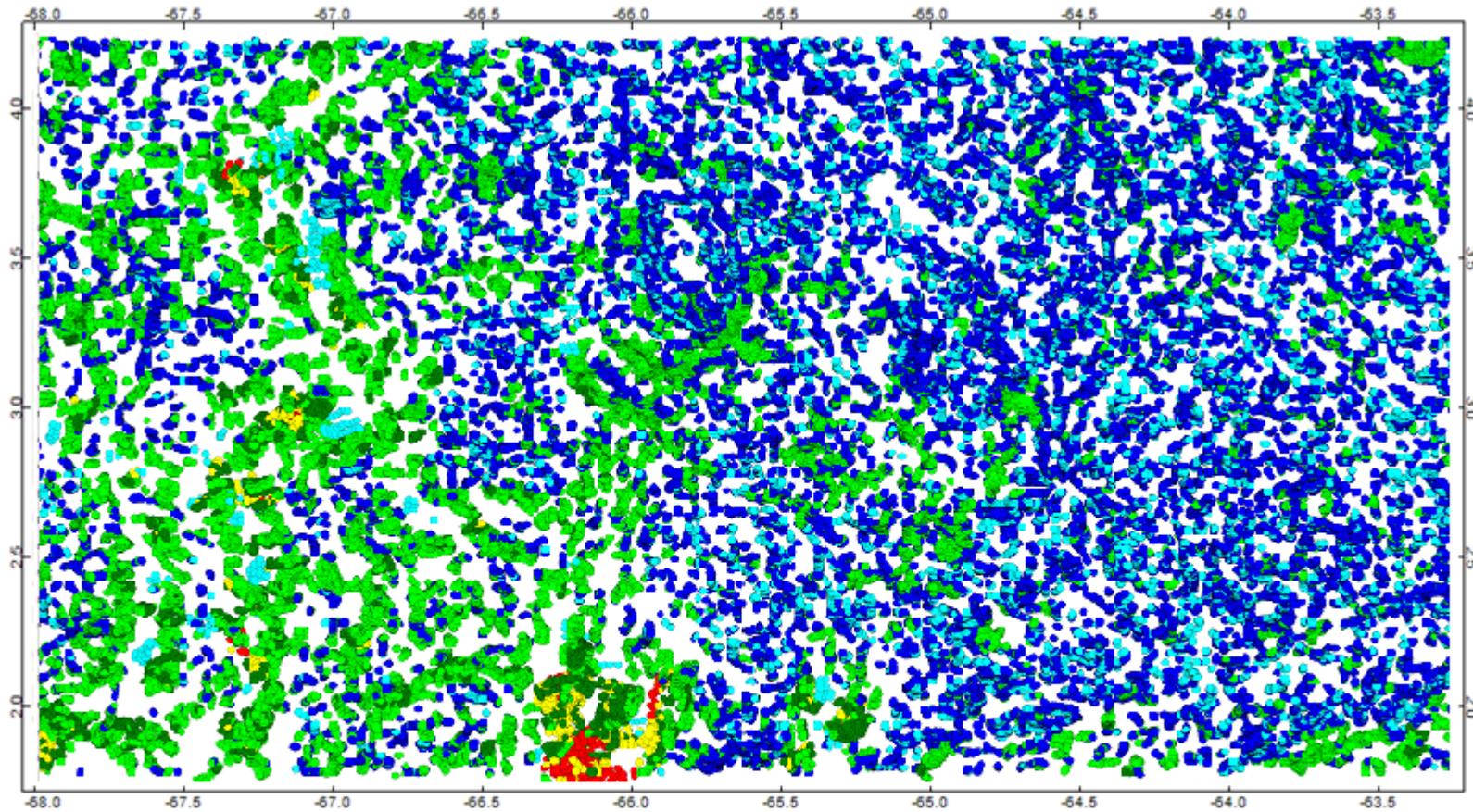


Figura 5.27. Deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer – base de datos ABAE



Profundidad
(metros)

- > 10000
- 7500 - 10000
- 5000 - 7500
- 2000 - 5000
- 1000 - 2000
- < 1000

Escala 1:2.500.000

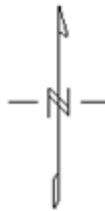
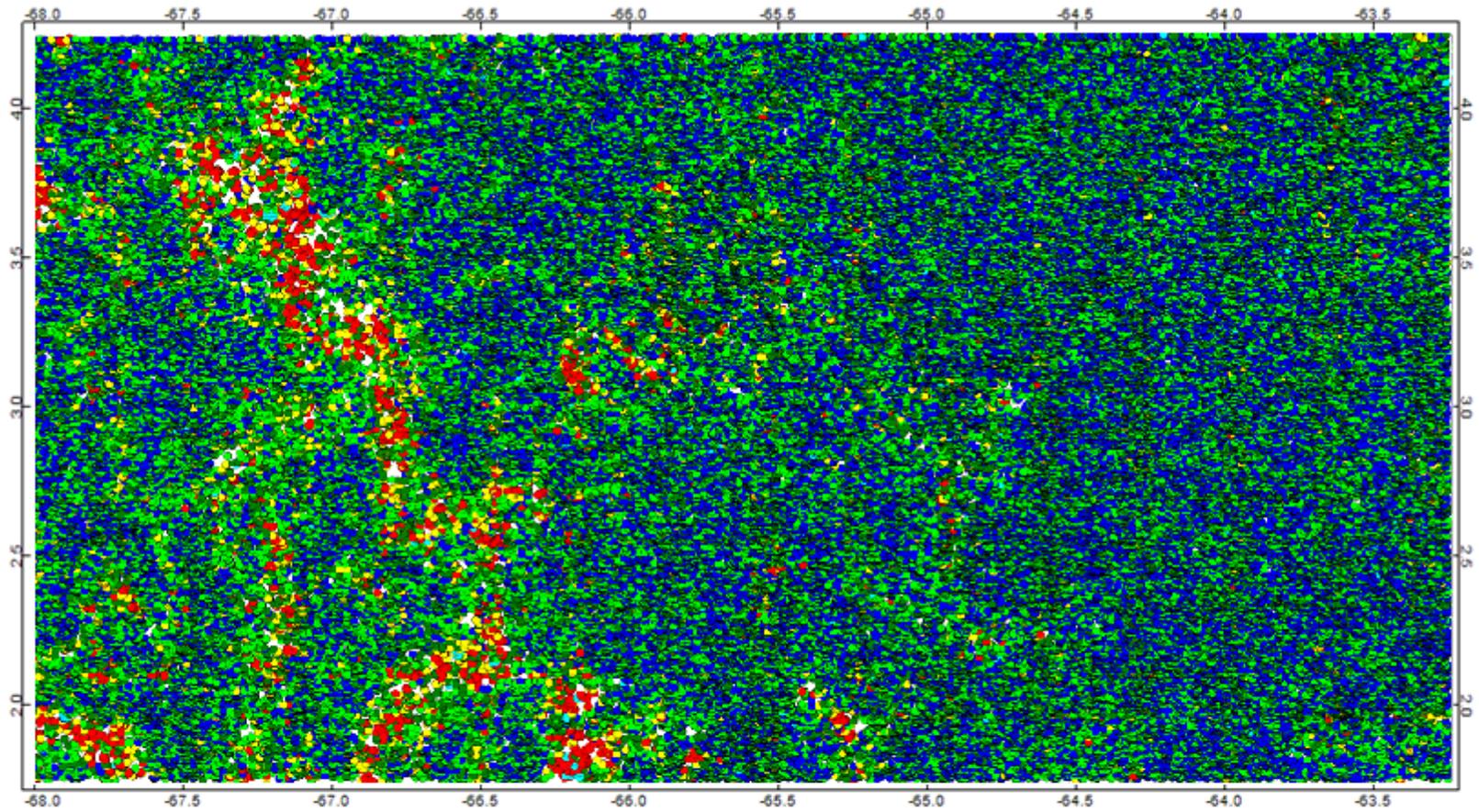


Figura 5.28. Deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer – base de datos UCSD



- Profundidad
(metros)
- > 1000
 - 800 - 1000
 - 600 - 800
 - 400 - 600
 - 200 - 400
 - < 200

Escala 1:2.500.000

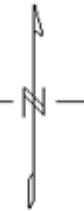


Figura 5.29. Deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer – Base de datos modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco

V.4. Análisis magnético

V.4.1. Anomalía magnética

El mapa de la anomalía magnética generada a partir de la base de datos de ABAE, modelo EMAG2, se muestra en la Figura 5.30. Los aspectos más importantes a resaltar observados en el mapa de dicha anomalía se listan a continuación:

- a) Tres máximos de anomalía magnética alineados en dirección N45W a lo largo del cauce del río Orinoco que a su vez sirve de límite de los dominios Casiquiare al SW y Ventuari al NE. Estos tres altos magnéticos son claramente identificables geológicamente, tal es el caso del cerro Yapacana (3,75 de latitud y -66,75 de longitud) y sus alrededores, el sureste de la falda del cerro Duida-Marahuaca (Formación La Churuata) y la Serranía La Neblina al sur del área en estudio. Tal como ya se mencionó, tanto el cerro Yapacana como la Serranía La Neblina poseen considerables depósitos auríferos, mayormente explotados por la minería ilegal en el cerro Yapacana. Por otro lado, la Formación La Churuata, contiene altas concentraciones de uranio y torio en zircones. Tanto el oro como el uranio son propensos a ser magnetizados por campos externos, en este caso el terrestre, y de allí posiblemente que puedan aparecer asociados a altos magnéticos en sus respectivas zonas.
- b) Tanto al norte como al sur de dicho lineamiento se muestran respuestas magnéticas mayormente bajas, salvo puntuales excepciones. El referido lineamiento se asocia al contacto entre los dominios Casiquiare al sur y Ventuari al norte. Este contacto de falla ha podido generar depósitos epitermales cizallados de oro y uranio, tal como lo menciona Mendoza (1985).
- c) Se observa otro máximo magnético alrededor del parque Parima-Tapirapecó, cercano al lugar en donde nace el río Orinoco (cerro Delgado Chalbaud). Dicha zona es rica en estaño, tal como se muestra en el mapa metalogénico de Venezuela (Bellizzia, A, N. Bellizzia y S. Rodríguez, 1980) que se encuentra en el Apéndice (figura B.1) coincidiendo con un alto magnético, sin que se pueda concluir que esta anomalía es originada por dicho mineral.

- d) Se observa una cupla magnética con un máximo de 72 nT (ubicado en 3 de latitud y 64 de longitud) y un mínimo de -87 nT (ubicado en 2,5 latitud y 64 longitud) a la que se le puede asociar la presencia de rocas básicas intrusivas.
- e) Un puntual y leve máximo magnético del orden 35 nT (ubicado en 3,5 de latitud y -64,5 de longitud) coincide con el reconocimiento de un depósito de uranio que se muestra también en el mapa metalogénico de Venezuela (Bellizzia. A, N. Bellizzia y S. Rodríguez, 1980) que se encuentra en el Apéndice (figura B.1).

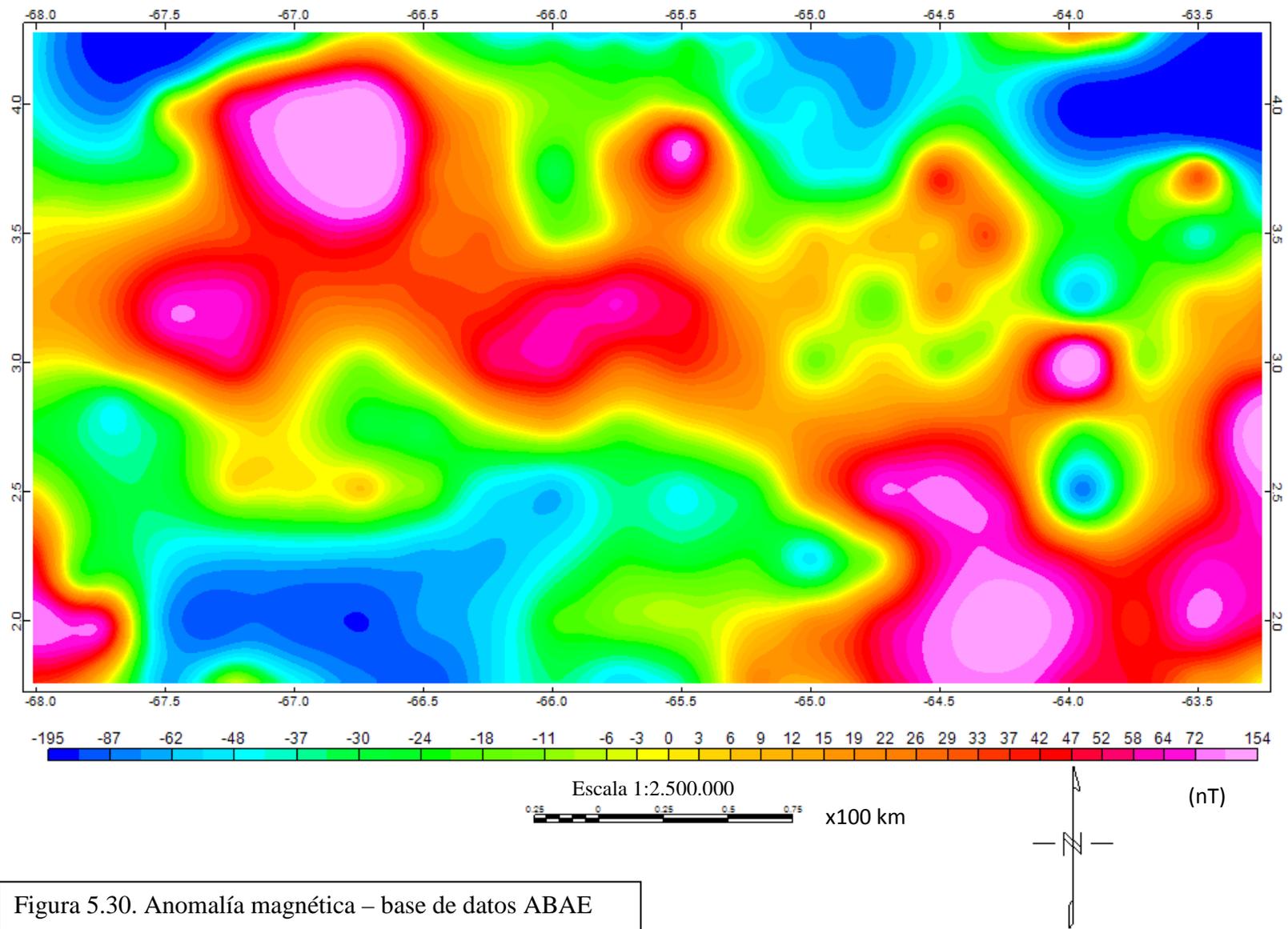


Figura 5.30. Anomalía magnética – base de datos ABAE

V.4.2. Cosenos direccionales y reducción al Ecuador magnético

En la Figura 5.31 se muestra el mapa de coseno direccional N45W de la anomalía magnética. Dicho mapa muestra con mayor claridad la alineación de los tres máximos magnéticos en la dirección del contacto entre los dominios Casiquiare-Ventuari. También en dicho mapa se muestra la alineación N45W de mínimos magnéticos de la zona perteneciente al dominio de Casiquiare.

Por otro lado, en la Figura 5.32 se muestra el mapa de coseno direccional N45E en el cual se observa que el máximo magnético ubicado en el área circundante al cerro Yapacana es de mayor extensión a la vista en la anomalía magnética, ya que dicho contorno aumenta considerablemente en tamaño al ser observado bajo este ángulo. Los demás máximos magnéticos (cerro Duida-Marahuaca, Serranía La Neblina y parque Parima-Tapirapécó) no son visibles en el mapa en referencia lo cual implica que sus formas no se alinean a N45E pero si lo hacen a N45W.

Siguiendo con este análisis de las alineaciones de las anomalías magnéticas observadas, en la Figura 5.33 se muestra el mapa de la reducción al Ecuador magnético de la anomalía en cuestión. Dicho mapa se utiliza con el objetivo de centrar las anomalías en el origen de las fuentes magnéticas que las crean y en él se observa también la dirección preferencial N45W alrededor del límite entre los dominios Casiquiare y Ventuari. La diferencia con los mapas anteriores (anomalía magnética y cosenos direccionales) es que éste centra la mayor magnitud y radio espacial de dicha anomalía cercano al sur del cerro Duida-Marahuaca, mientras que la anomalía de mayor tamaño e intensidad reflejada en los mapas anteriores es la asociada a las rocas del cerro Yapacana.

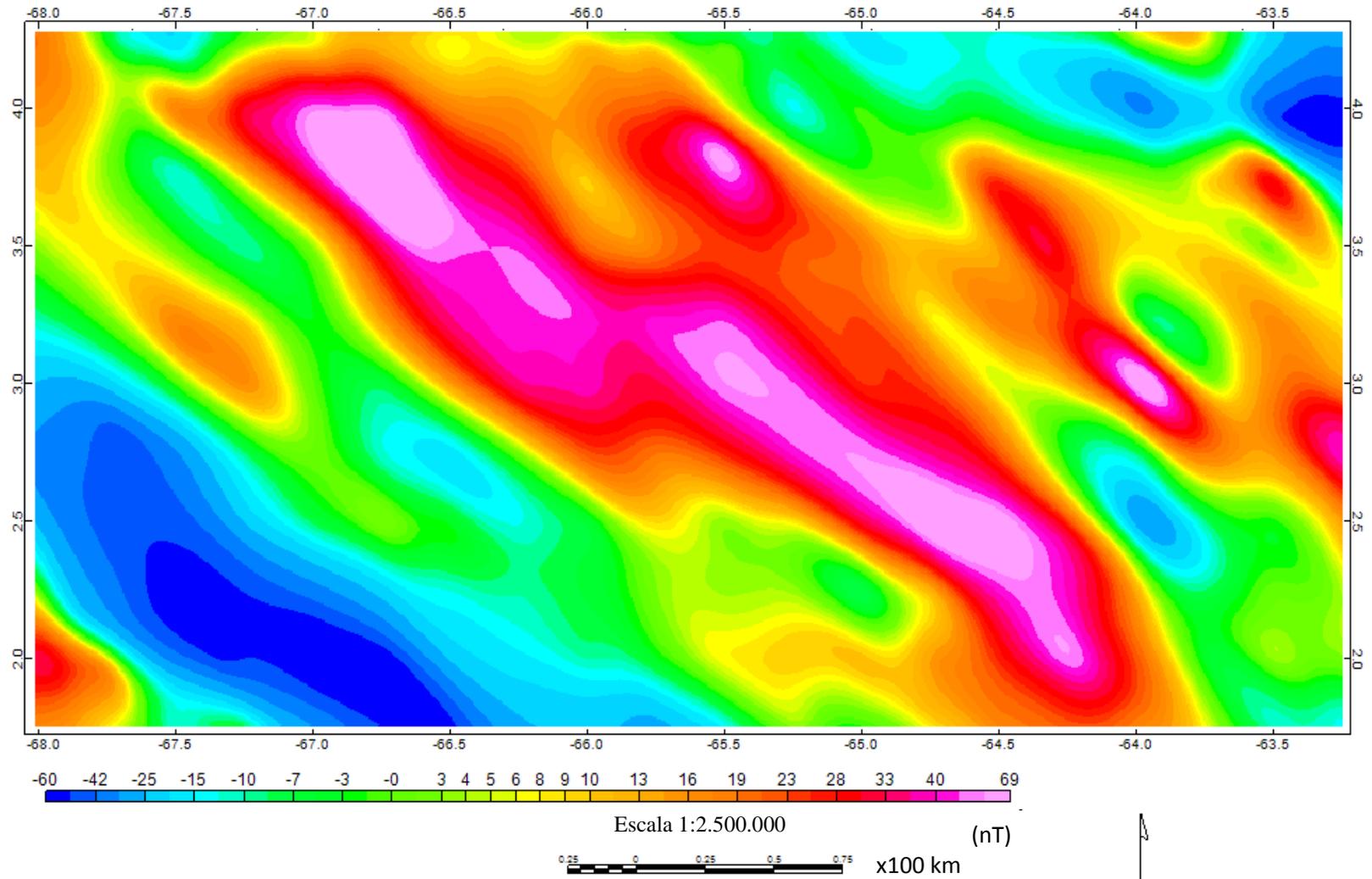


Figura 5.31. Coseno direccional de N45W de la anomalía magnética– base de datos ABAE

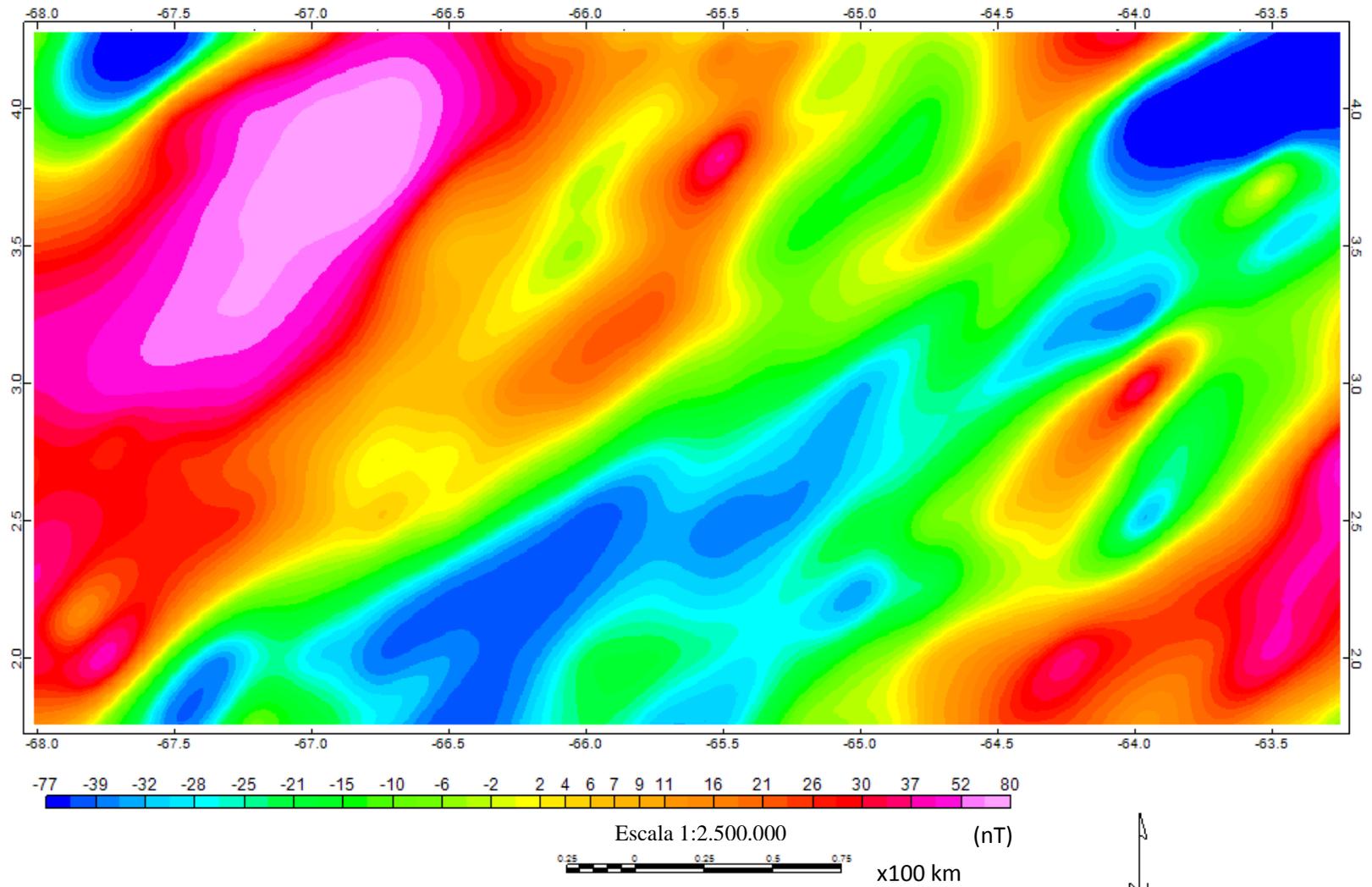


Figura 5.32. Coseno direccional de N45E de la anomalía magnética- base de datos ABAE

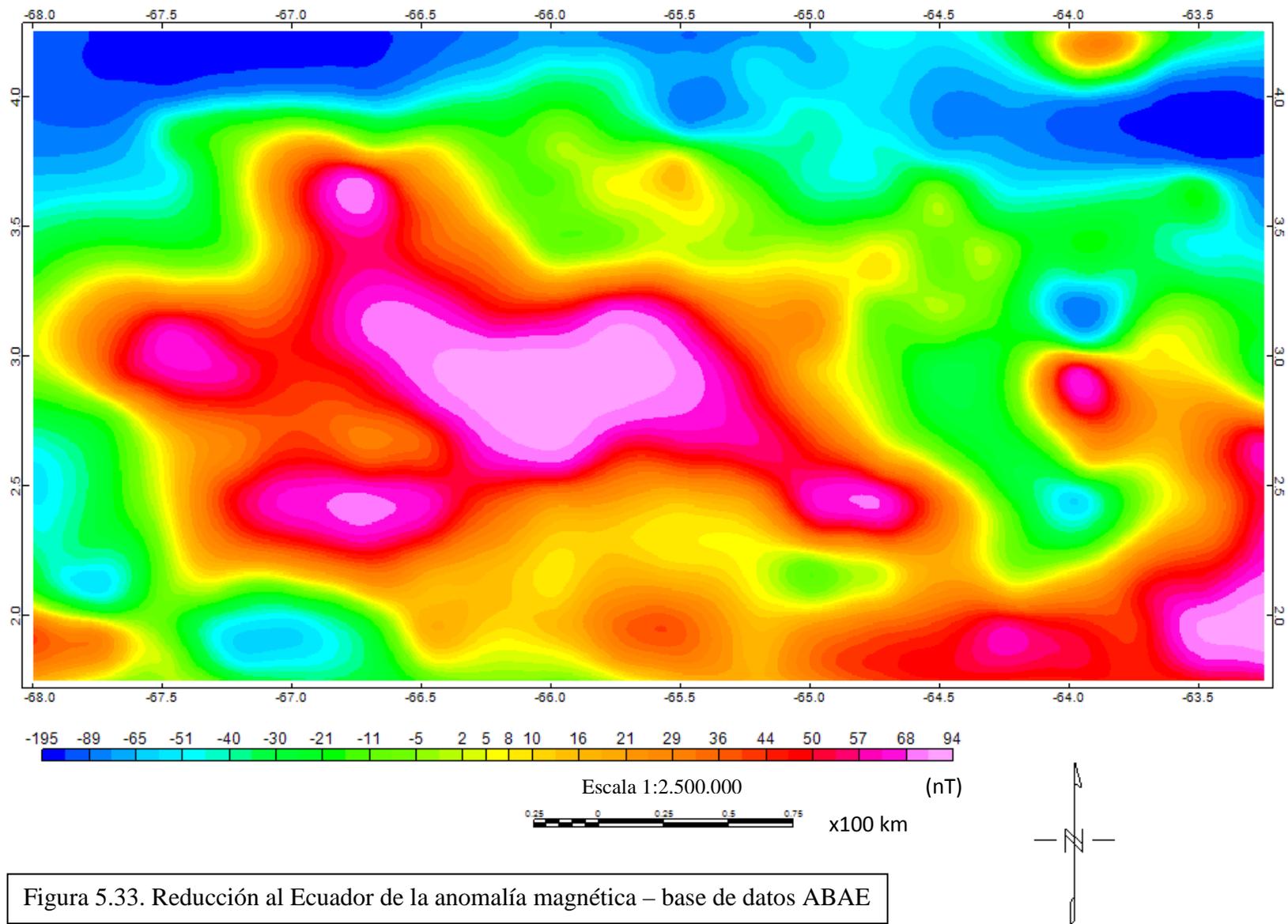


Figura 5.33. Reducción al Ecuador de la anomalía magnética – base de datos ABAE

V.4.3. Análisis regional-residual

En la Figura 5.34 se muestra el mapa generado a partir de la continuación analítica del campo de la anomalía magnética a 70 km de altura. En este mapa se observa una mayor intensidad magnética (42 nT) hacia el sureste de la zona en estudio, en particular el dominio de Siapa, en comparación con un norte geográfico compuesto de bajos magnéticos en todas sus longitudes geográficas. Se observa también en dicho mapa el alto magnético asociado al contacto entre los dominios de Casiquiare y Ventuari, el cual tiene una dirección aproximada N45W.

El mapa residual generado a partir del regional arriba descrito se muestra en la Figura 5.35, el cual exhibe una alta correlación con el mapa de anomalía magnética. Esto implica que, mayormente, las anomalías magnéticas observadas son de índole local. Entre las más importantes se mencionan los máximos magnéticos en las cercanías del cerro Yapacana (orden de 160 nT) y al suroeste del mismo, al sur del tepuy Duida-Marahuaca (orden de 50 nT), en La Serranía la Neblina (orden de 100 nT) y en la Serranía Parima-Tapirapecó (orden de 70 nT).

En las figuras 5.36, 5.37 y 5.38 se muestra el campo teórico magnético IGRF, la inclinación y la declinación del área en estudio, respectivamente. El campo IGRF tiene un comportamiento lineal con máximos hacia el noroeste en el orden de 30220 y mínimos en el orden de 28511 hacia el sureste, lo cual concuerda con las tendencias globales presentes en el área bajo estudio.

Al comparar el mapa regional y el campo IGRF se observa un comportamiento opuesto, indicativo del carácter geológico del mapa regional en vez de tener dependencia de su posición geográfica. Estos efectos geológicos se explican al revisar el mapa de anomalía magnética de Venezuela publicado por García (2009) que se encuentra en el Apéndice (figura A.4) y en el que se observa un franja de máximos magnéticos con considerable extensión entre los grados -63,5 y los -61 de longitud y entre los 2 y 3 grados de latitud. Es decir, el comportamiento regional de la anomalía es indicativo de que en esta zona se encuentra la parte más occidental de dicha franja y su efecto disminuye hacia el este. En el mapa metalogénico de Venezuela (Bellizzia. A, N. Bellizzia y S. Rodríguez, 1980),

Apéndice B, figura B.1, se ilustra la existencia de depósitos de estaño en el parque Nacional Parima-Tapirapecó.

En el área bajo estudio, la inclinación magnética posee un comportamiento similar al del campo IGRF, con variaciones entre los 26 y 19 grados (promedio de 22,88 grados), la declinación varía de este a oeste, con mínimos de -14 grados en el este y máximos de -11 grados en el oeste (promedio de -12,59 grados) y el IGRF varía entre 30220 nT al noroeste y 28511 nT al sureste (promedio de 29350,9 nT).

Los comportamientos de estos tres mapas son de bandas lineales, resultado esperado debido al carácter global de las variaciones de dichas características del campo magnético terrestre.

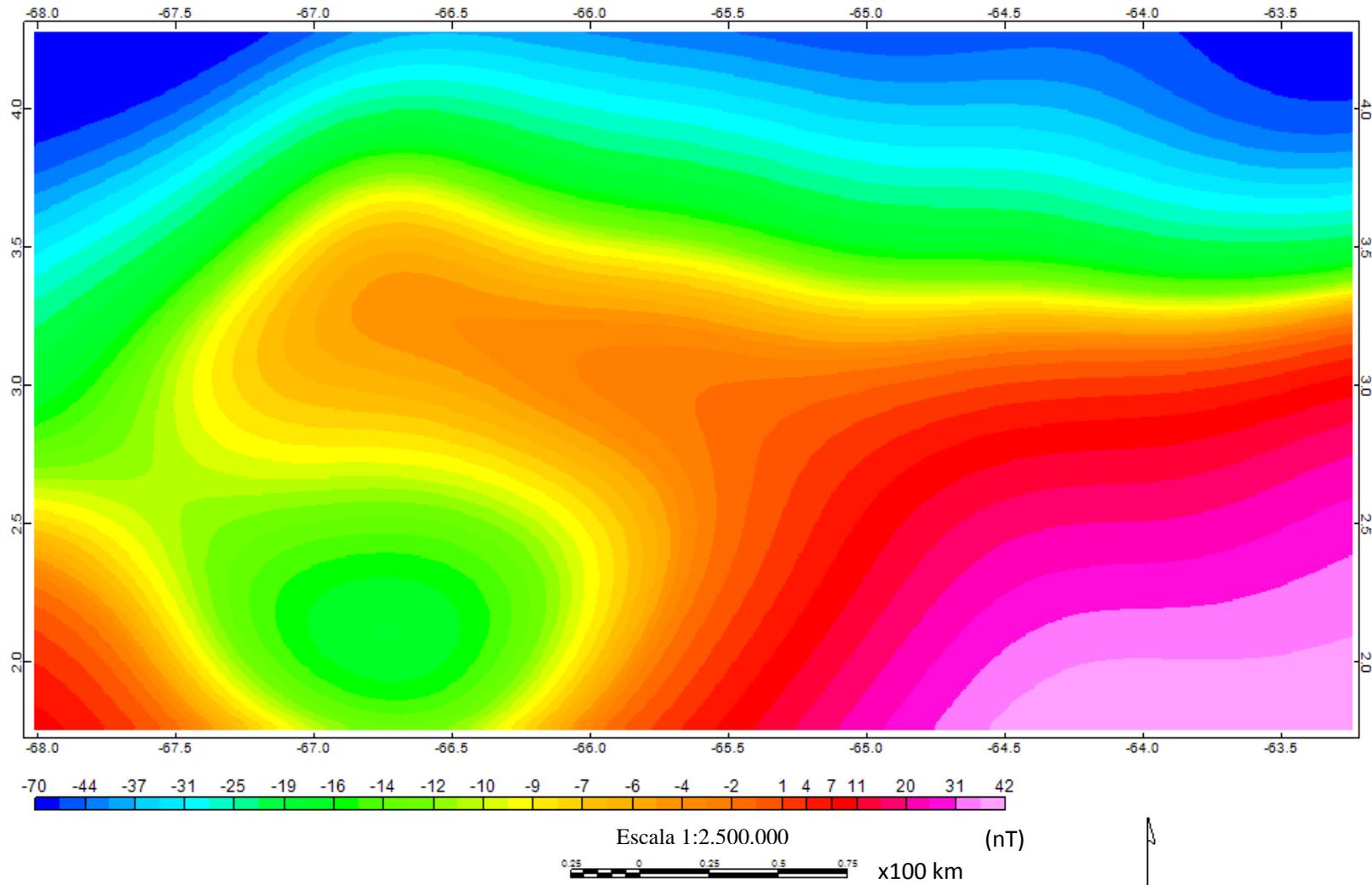


Figura 5.34. Continuación analítica a 70km de la anomalía magnética– base de datos ABAE

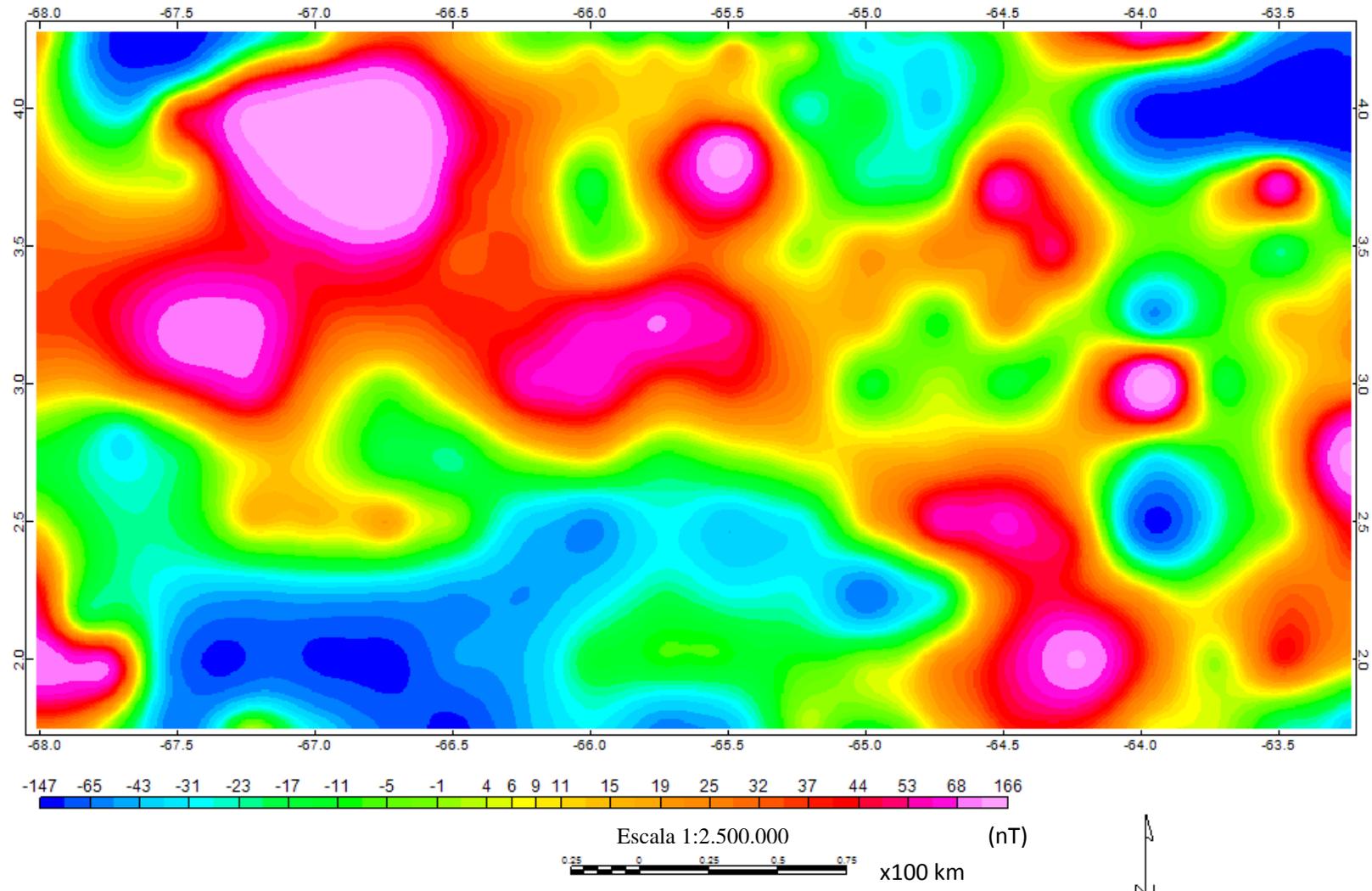


Figura 5.35. Residual de la anomalía magnética- base de datos ABAE

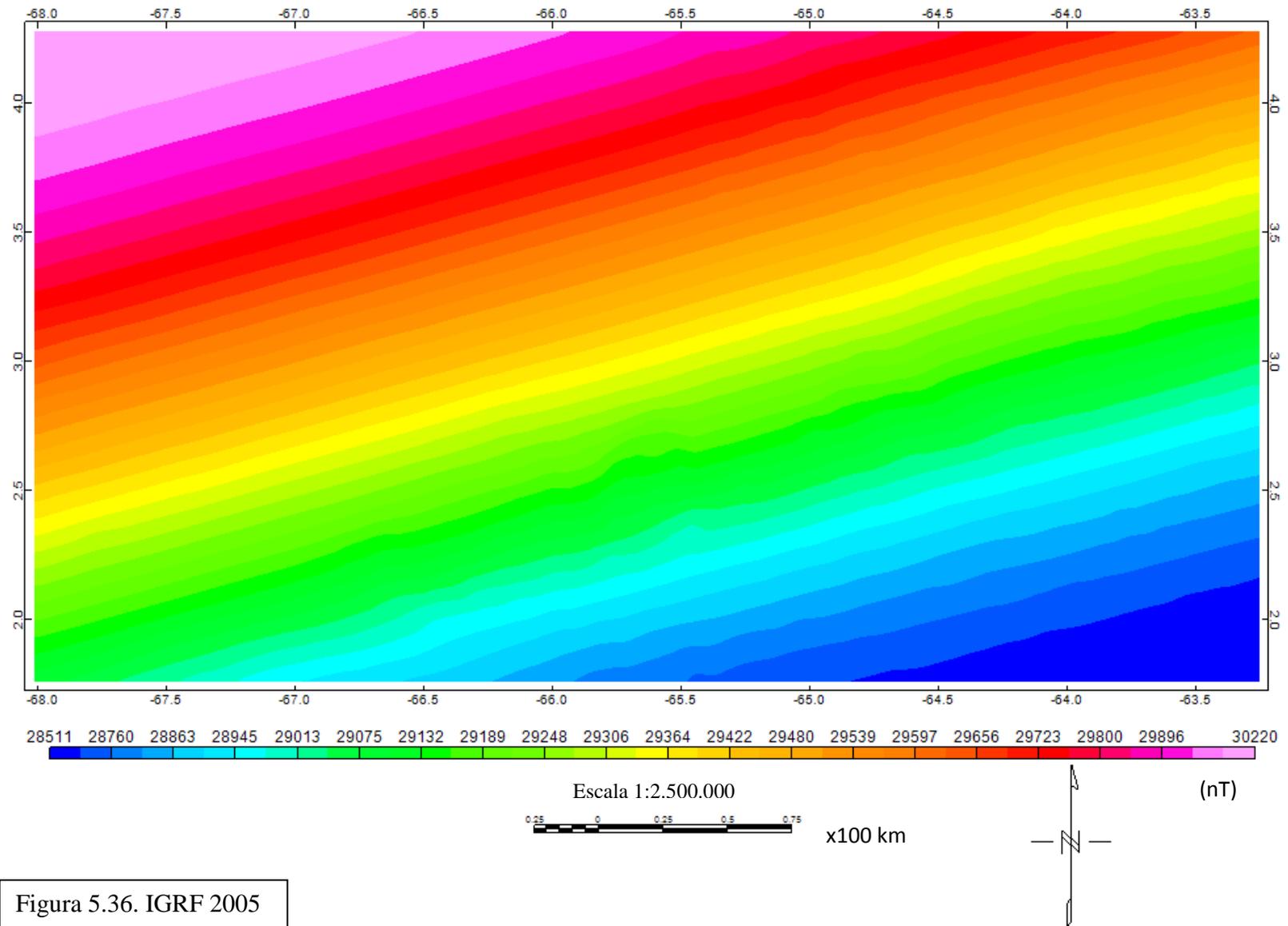


Figura 5.36. IGRF 2005

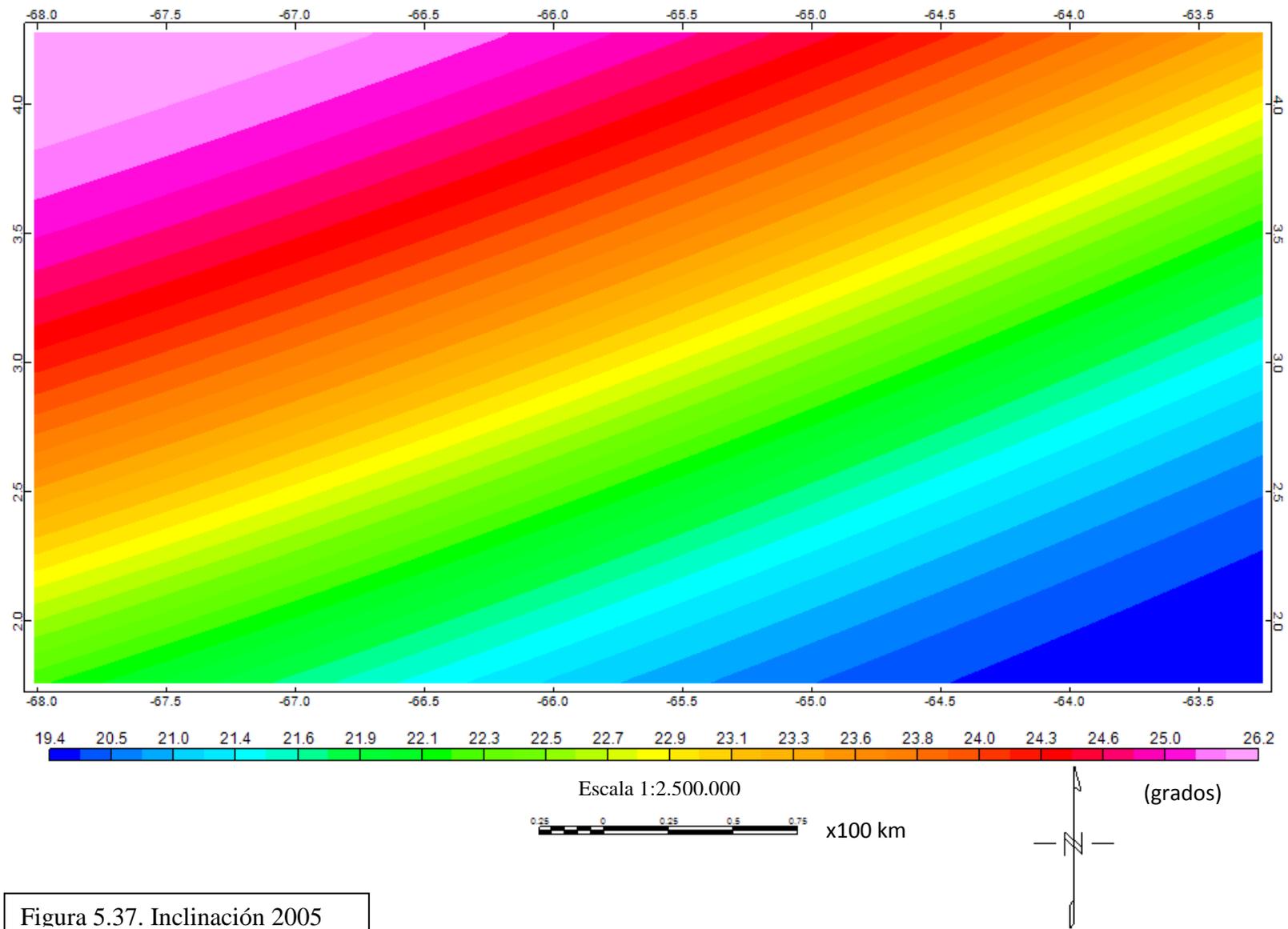


Figura 5.37. Inclinación 2005

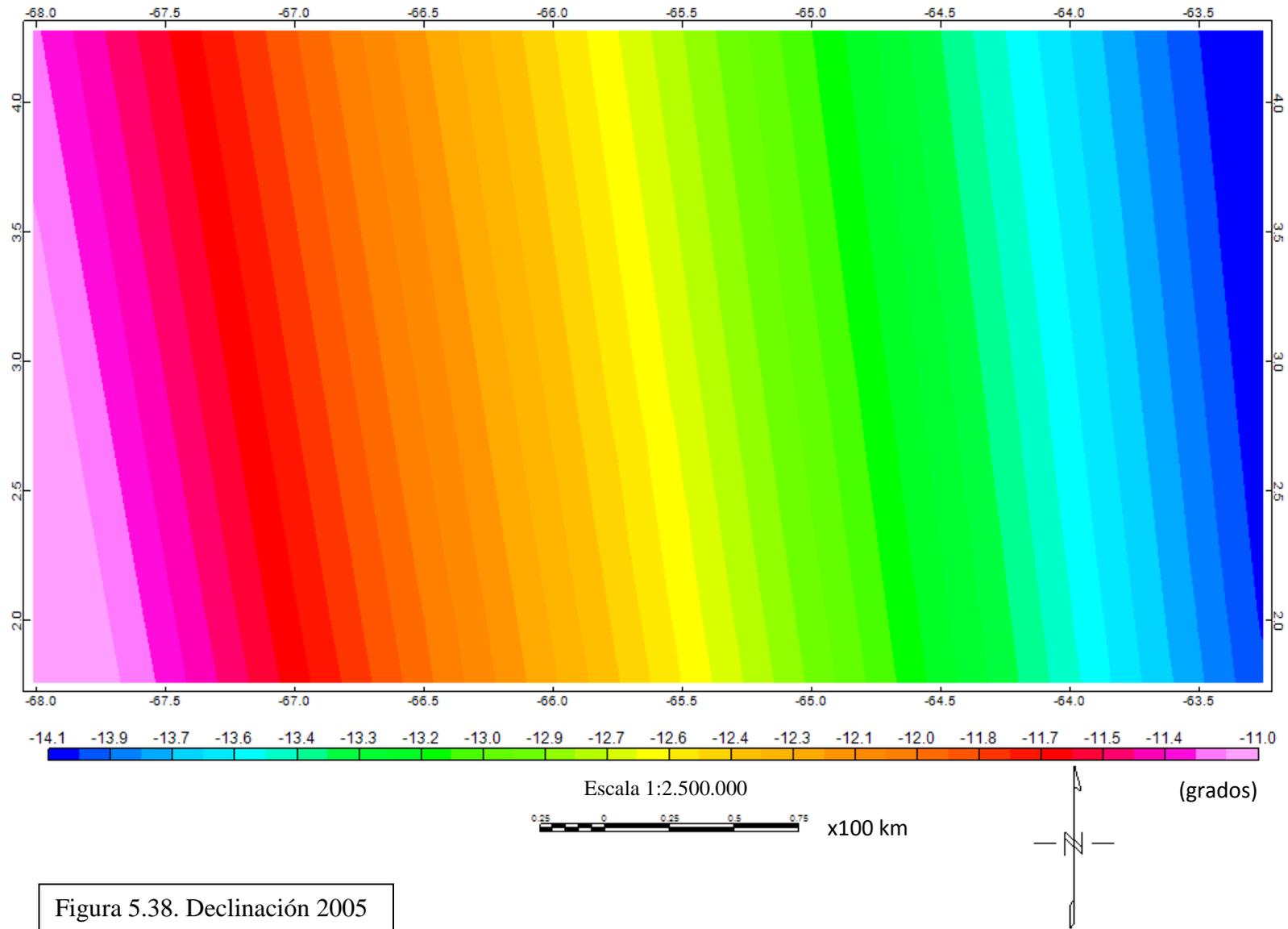


Figura 5.38. Declinación 2005

V.4.4. Deconvolución de Euler

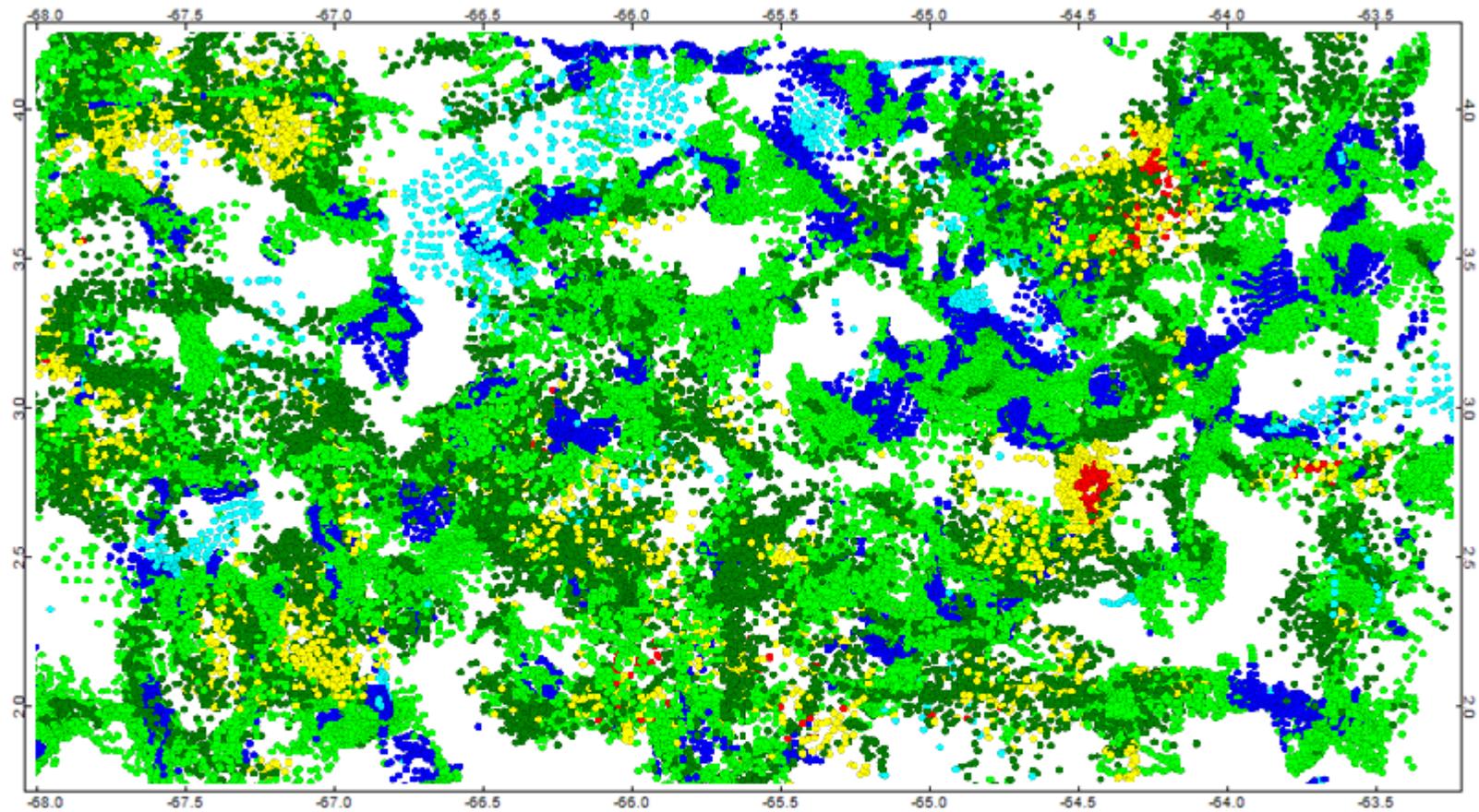
En la Figura 5.39 se muestra el mapa de las profundidades obtenidas mediante la aplicación del método de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética obtenida a partir de la base de datos de ABAE. En este mapa se observan profundidades de contactos que varían desde valores menores a los 5 km hasta algunos valores mayores a los 40 km de profundidad.

La alineación N45W reiteradamente mencionada en este trabajo, no se evidencia de forma tan clara y notoria en las direcciones de dichas profundidades de contactos como en sus equivalentes gravimétricos, mas sin embargo si se pueden establecer dos lineamientos perpendiculares entre sí, uno en dirección N45W y uno en dirección N45E y estos no pueden ser discriminados por magnitud de la profundidad de los contactos que reflejan, ya que todos los rangos de profundidad están presentes en ambas tendencias.

Esto es debido, a que el límite entre los diferentes dominios (Casiquiare, Ventuari y Siapa) es mayormente de índole estructural y no de índole composicional. Es decir, estos tres dominios están en su mayoría compuestos por granitos de composiciones litológicas parecidas; sin embargo, presentan diferentes espesores y profundidades en sus fallas. En el mapa de la anomalía magnética, se muestra un máximo magnético en la zona de sutura de los dominios Casiquiare y Ventuari, mas no muestra diferencias relacionadas al comportamiento magnético entre cada uno de estos dominios. También se debe recordar la similitud en forma y magnitud entre el mapa residual de la anomalía magnética y la anomalía como tal, lo que indica que mayormente el carácter de dicha anomalía es local.

Lo anteriormente señalado es relevante al observar las profundidades de contactos reflejadas en el mapa de la Figura 5.39. Se observan zonas específicas con contactos a profundidades mayores, tales como en las cercanías del cerro Yapacana (profundidades entre 20 y 40 km), Serranía La Neblina (con algunos puntos mayores a 40 km de profundidad adyacentes a otros que varían entre los 5 y los 30 km de profundidad), alrededor de las coordenadas de grados -64,25 de longitud y -3,75 de latitud con profundidades que están entre los 20 km hasta más de 40 km y en la banda que se encuentra entre los 2 y 2,5 grados de latitud y las longitudes -67 grados hasta -64 grados con profundidades entre los 10 km y los 40 km.

El rango de profundidades de contactos mayormente observados en este mapa está entre los 10 km y los 30 km. Se observan también contactos someros, menores a 10 km, al norte del área de estudio entre los grados de longitud -66,5 y -64,5 y de latitud 3,5 y 4,25 grados.



Profundidad
(metros)

- > 40000
- 30000 - 40000
- 20000 - 30000
- 10000 - 20000
- 5000 - 10000
- < 5000

Escala 1:2.500.000

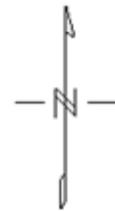


Figura 5.39. Deconvolución de Euler de la anomalía magnética – base de datos ABAE

V.5. Perfiles y modelos

A continuación, en las figuras 5.40 y 5.41, se muestran las direcciones de los dos perfiles elegidos en superficie que permitieron estimar la densidad y susceptibilidad magnética para el modelaje 2D y la interpretación del mismo. A lo largo de ellos es posible observar los cambios en litologías presentes. El objetivo de colocar ambos mapas, el geológico y el gravimétrico, es facilitar la interpretación al lector, ya que los cambios litológicos que se observan en dichos perfiles están ajustados a los cambios observados en dichos mapas tanto en la geología como en las propiedades físicas de los cuerpos que lo representan. La figura 5.40 muestra los perfiles AB y CD sobre el mapa geológico integrado y la figura 5.41 muestra los mismos perfiles sobre la anomalía de Bouguer.

El perfil AB fue seleccionado con dirección N45E debido a su perpendicularidad a la falla o contacto que separa los dominios Casiquiare y Ventuari. La posición exacta en la que se decidió trazar el perfil viene dada por la presencia en el mapa geológico de varias intrusiones de rocas graníticas alineadas en dicha dirección. Este perfil tiene una longitud de 400 km siendo sus coordenadas los extremos de longitud y latitud de -67 y 2 grados y de longitud y latitud de -64 y 4 grados.

El perfil CD fue seleccionado con dirección E-W, al norte del área en estudio, sobre la latitud 3,65 grados, desde -68 hasta -63,25 grados, debido a tres motivos: el primero es el interés de considerar las fallas que tienen dirección N-S observadas por medio de la deconvolución de Euler, las cuales se presentan principalmente en la provincia geológica de Cuchivero, al norte del área en estudio. El segundo responde a la presencia del tepuy Duida-Marahuaca, el cual es una gran estructura - tanto en tamaño como en influencia gravimétrica - y contiene dentro de él mínimos y máximos gravimétricos que han de ser analizados. El tercer motivo que determina la posición del perfil CD es la presencia del máximo magnético de considerable extensión en área (siendo atravesado por éste) en las cercanías del tepuy Yapacana, el cual se encuentra justo al norte del perfil. El mismo abarca 526 km de longitud.

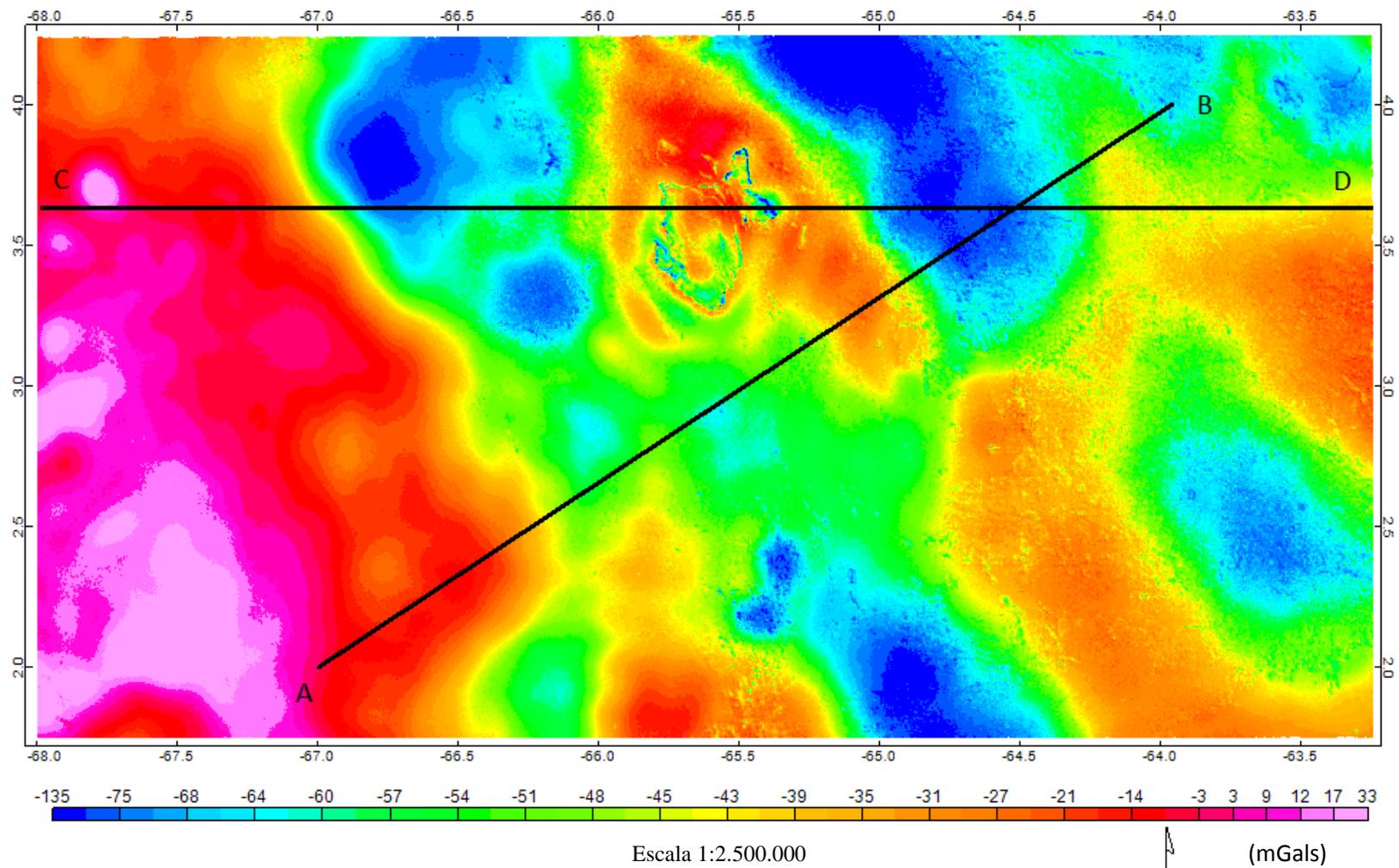
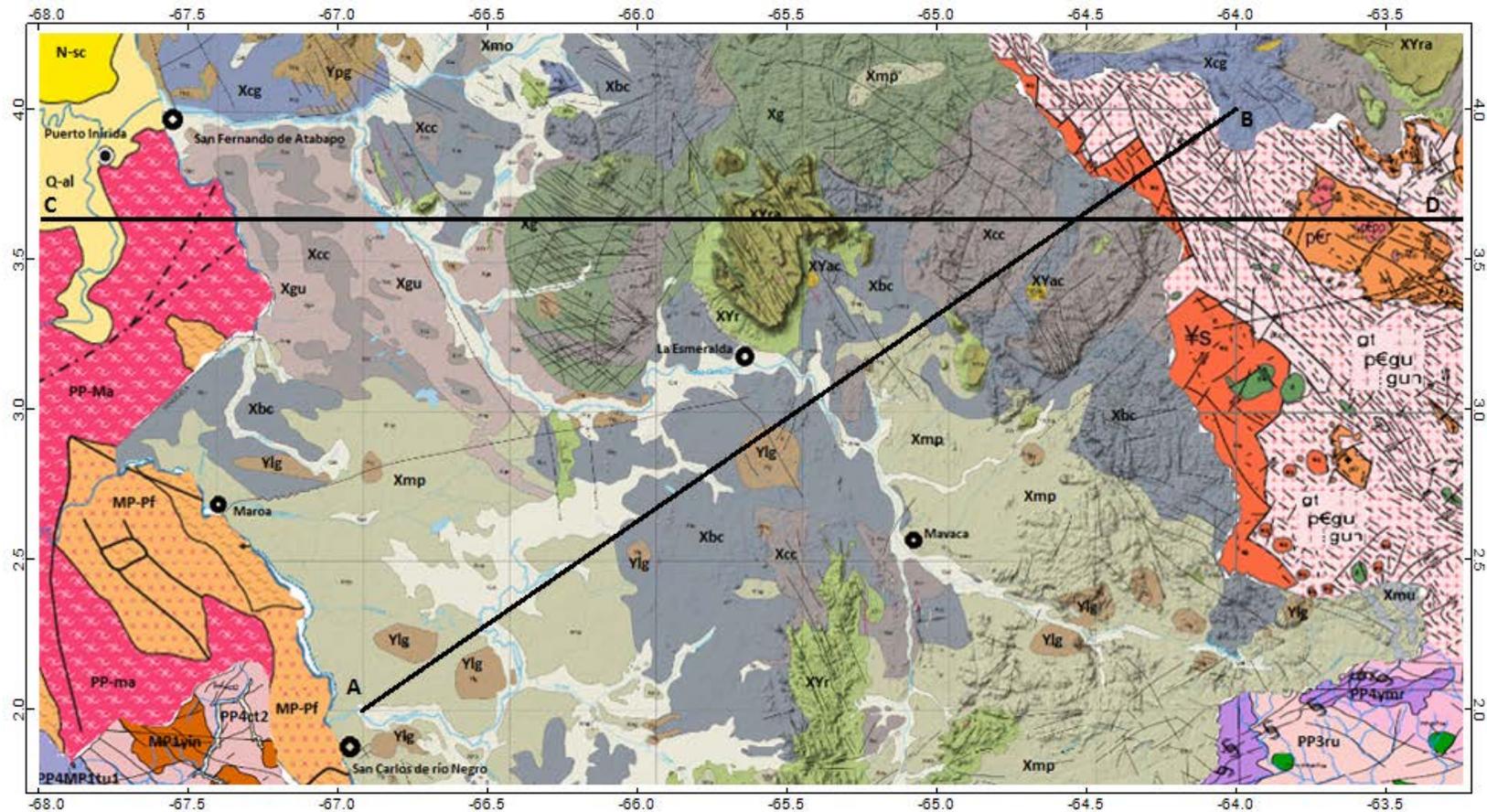


Figura 5.40. Perfiles AB y CD sobre el mapa de la anomalía de Bouguer - GGMplus muestreado a 18 segundos arco



Escala 1:275.000

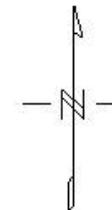


Figura 5.41. Perfiles AB y CD sobre el mapa geológico integrado

V.5.1. Modelos estructurales

En las figuras 5.42 y 5.43 se muestran los modelos del subsuelo, realizados sobre los perfiles AB y CD respectivamente, mediante el módulo GM-SYS del programa Oasis Montaj (Geosoft, versión 4.6, 2007) a partir de la anomalía de Bouguer calculada sobre los datos pertenecientes al modelo GGMplus muestreado a 18 segundos arco y la anomalía magnética obtenida de la base de datos de ABAE. En la tabla 5.13 se muestran los valores de densidad y susceptibilidad magnética usados para generar dichos modelos.

Tabla. 5.13. Valores de densidades y susceptibilidades magnéticas usados para generar los modelos

Estructura	Densidad (g/cm³)	Susceptibilidad (emu)
Manto	3,2	0,013
Corteza Inferior	2,85	0,011
Corteza Superior	2,75	0,009
Basamento ígneo	2,67	0,003 hasta 0,006
Terreno Metamórfico San Carlos	2,77	0,003 hasta 0,005
Formación Caicara	2,61	0,001 hasta 0,015
Rocas intrusivas	2,7	0,001 hasta 0,014
Rocas intrusivas silíceas	2,61	-0,001 hasta 0,004
Rocas intrusivas silíceas Cuchivero	2,64	-0,008
Rocas intrusivas alcalinas	2,67	0,004
Granito calco-alcalino	2,68	0,007
Sedimentarias pre-Roraima	2,76	0,003
Granito Duida-Marahuaca	2,54	0,001
Complejo Guaniense (Brasil)	2,73	0,001
Granito de Surucucú (Brasil)	2,73	0,001

V.5.1.1 Modelo sobre perfil AB

El modelo estructural del subsuelo sobre el perfil AB comienza en el extremo suroeste con un máximo gravimétrico en la zona que pertenece al dominio Casiquiare. El mapa geológico en esta zona ofrece presencia de rocas metamórficas-plutónicas en una vasta extensión. Se postuló previamente la existencia de vestigios de raíz de un orógeno erosionado (análisis de la anomalía de aire libre y de Bouguer *vs* la topografía, secciones V.3.1.1 y V.3.1.2), lo cual concuerda con la litología de rocas metamórficas antes mencionadas y con el alto gravimétrico que se tiene en esta área. Todo lo anterior conlleva a modelar una raíz de rocas metamórficas, que se extiende por casi 100 km de largo suprayacente al basamento ígneo característico de los procesos de crecimiento cortical que tuvo el Escudo de Guayana. Esta raíz se profundiza hacia el oeste, estando su base en contacto con la corteza superior a los 6 km. Hacia el este disminuye su espesor hasta que desaparece, aflorando entonces el basamento ígneo antes mencionado. Rocas intrusivas silíceas, en la progresiva 110 cortan a ambas unidades (terreno metamórfico y basamento ígneo) hasta aflorar en superficie. Estas intrusiones al ser silíceas son de baja densidad y tienden a disminuir la respuesta gravimétrica del conjunto total. Los cuerpos intrusivos profundizan en la dirección de la pendiente de la anomalía de Bouguer. Las tres intrusiones modeladas afloran en el mapa geológico integrado a través en el perfil AB. Se puede observar que entre la segunda y la tercera intrusión (en dirección creciente del perfil) el límite entre la corteza superior y el basamento ígneo se comba y las intrusiones tienen direcciones opuestas. Esto puede ser indicativo del lugar preciso (de coordenadas -65,75 grados de longitud y 2,75 grados de latitud) en el que se encuentra el contacto entre ambos dominios, sin ser esto una evidencia sólida al respecto sino sólo una posible interpretación del autor del presente trabajo, ya que concuerda además con la posición por la que pasan los lineamientos vistos en las anomalías de Bouguer y magnética así como en la deconvolución de Euler. También se observa un espejo entre lo observado antes y después de este punto de inflexión, ya que siguiendo con el análisis en la dirección del perfil se vuelve a observar de forma aflorante al terreno metamórfico San Carlos sobre el basamento ígneo y en esta oportunidad con una forma bastante similar a la de una raíz hipotética. Si, tal como se postula en este párrafo, el cambio de dirección de las intrusiones y el punto de inflexión de

la corteza superior son consecuencias de un contacto o falla, sería lógico encontrar evidencia de metamorfismo a cierta distancia a ambos lados de ésta, ya que dicho metamorfismo sería producto de la compresión a la cual se sometieron las rocas ígneas plutónicas existentes previamente, compresión generada por los esfuerzos del choque de ambos bloques, que a su vez levantaron sus consecuentes orógenos, de los cuales queda un leve registro en la zona noreste (DV) pero que ha sido totalmente erosionado en la zona sureste (DC).

En la parte más noreste del perfil se observa en el mapa geológico a la Formación Caicara, perteneciente a la provincia de Cuchivero. Esta provincia está compuesta por granitos bastante félsicos, con muy pocos elementos pesados, de ahí que su densidad sea levemente más baja que la del promedio del basamento ígneo. En el mapa geológico se observa una intrusión alcalina que aflora, de mismas características y forma a la estructura alcalina La Churuata. Estas intrusiones tienen presencia de elementos pesados y poco comunes y es por ello que presentan una densidad levemente mayor a la del basamento ígneo. Posterior a dicha intrusión en la dirección del perfil AB vuelve a aflorar el basamento ígneo el cual es de composición muy similar a su equivalente brasileño llamado Granito de Surucucú, siendo levemente más denso. Por último se observa una intrusión silíceá sobre el basamento ígneo, que se encuentra en el borde entre el estado Bolívar en Venezuela y el de Roraima en Brasil.

A lo largo de este perfil, se observa un límite entre la corteza superior y el basamento ígneo de entre 6 y 7 km, con variaciones que van hasta los 10 km en la zona que aflora la Formación Caicara perteneciente a la provincia de Cuchivero y 8 km en la zona de la raíz orogénica del complejo metamórfico San Carlos.

La discontinuidad de Conrad o límite entre la corteza superior y la inferior varía entre los 19,5 km de profundidad al comienzo del perfil hasta los 21 km al final de éste, de forma aproximadamente lineal, con dos pequeñas concavidades opuestas entre sí. La discontinuidad de Mohorovicic o límite entre la corteza inferior y el manto, varía desde los 42 km al comienzo del perfil hasta los 44 al final del mismo. Ambas discontinuidades fueron dispuestas de dicha forma, dada la tendencia decreciente de la respuesta gravimétrica en el perfil y el comportamiento observado en el regional.

El análisis magnético de este perfil ajusta en menor medida que el gravimétrico, debido a que la respuesta magnética es consecuencia de efectos altamente locales que no son representados en este modelo dada la escala en la cual se está trabajando. Como ya se mencionó anteriormente, los dos dominios, tanto el Ventuari como el Casiquiare muestran bajos magnéticos, estando sólo el borde entre ambos magnetizado, posiblemente asociado a depósitos de elementos metálicos causado por hidrotermalismo en zonas de cizalla. Se modelaron cambios en las propiedades magnéticas de la corteza superior para generar un mejor ajuste. Cambios de gran extensión en la anomalía magnética no pueden ser representados por las estructuras limitadas en extensión presentes en la capa más somera, por lo cual estos cambios sólo pueden ser atribuidos a diferenciaciones magnéticas en la misma litología de las capas más profundas, siendo la primera y más magnetizable la corteza superior.

Los valores de susceptibilidad magnéticas se variaron levemente entre bloques de la misma litología que aparecen en diferentes partes del modelo en forma separada, para generar así un mejor ajuste matemático, siendo esto justificable ya que, como se ha mostrado anteriormente, el efecto local de la anomalía magnética es de gran magnitud y por ende pequeñas variaciones litológicas- causadas por eventos locales particulares que no pueden ser vistos en el modelo por la escala kilométrica que éste usa- pueden generar diferentes susceptibilidades en bloques que están caracterizados como iguales. Por el contrario, el efecto de los cambios en la densidad observado en la zona de estudio tiene una baja respuesta local y por ende bloques caracterizados como iguales, fueron modelados bajo una misma densidad.

Ejemplo de lo anterior es el máximo valor magnético observado en el perfil, el cual ocurre justo después (en dirección creciente del perfil) de la falla anteriormente planteada que separa los dominios Ventuari y Casiquiare, por la cual ha debido ocurrir el hidrotermalismo que generó depósitos ricos en elementos metálicos, radioactivos y raros provenientes del interior de la Tierra, sumando así evidencia para la presencia de dicha falla ya que su fuente magnética estaría justo sobre ésta (en el punto de inflexión entre su máximo y su mínimo magnético observado). Este máximo magnético y su falla asociada, inferida por el autor del presente trabajo, se encuentran sobre el basamento ígneo y a sus lados intrusiones silíceas

(que inducen bajos magnéticos). Este mismo basamento también está presente en las demás zonas del perfil, a ambos lados del mismo, y en cambio la respuesta magnética en estas zonas es baja. Las estructuras que contienen los depósitos hidrotermales que generan los máximos magnéticos observados, no son modelables a la escala estructural en la cual se presenta este trabajo. Podrían serlo bajo estudios más locales, en cuyo caso se podrían modelar. Lo único que si se puede afirmar es que el alto magnético concuerda con lo visto gravimétricamente en el punto en el que se comba la corteza superior y las intrusiones a sus lados tienen direcciones opuestas, lo que hace inferir la ubicación exacta de la falla que delimita ambos dominios, el Ventuari del Casiquiare.

Por último, se puede mencionar que todas las intrusiones silíceas representan mínimos magnéticos y la intrusión alcalina representa un máximo magnético de manera que concuerda con lo esperado si se le asocia una composición similar a la estructura alcalina La Churuata, la cual presenta uranio y torio, ambos paramagnéticos.

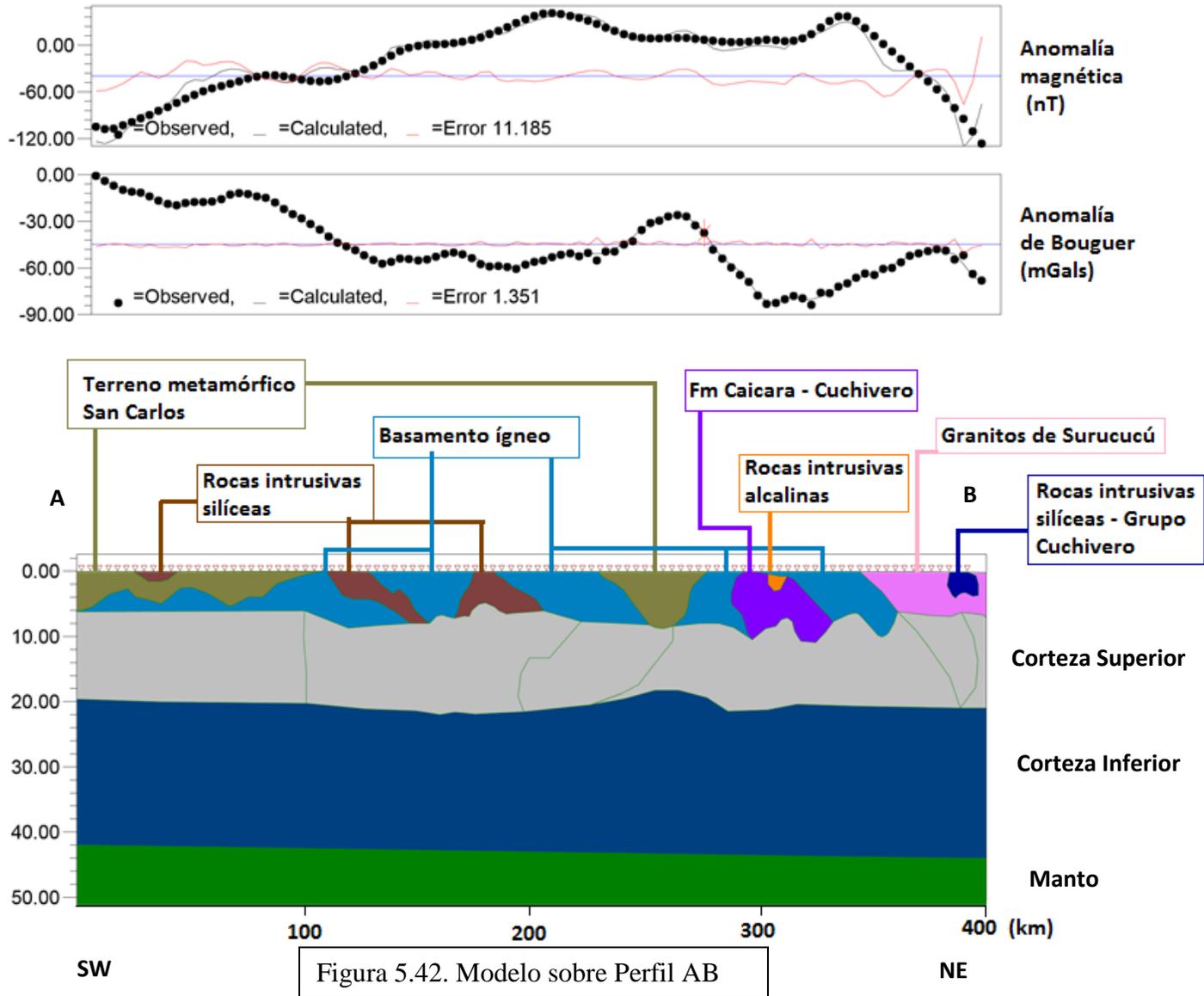


Figura 5.42. Modelo sobre Perfil AB

V.5.1.2. Modelo sobre perfil CD

El modelo estructural del subsuelo sobre el perfil CD comienza con un alto gravimétrico por el efecto de la alta densidad ($2,77\text{g/cm}^3$) del complejo metamórfico plutónico que aflora en dicha zona de Colombia y que, a juicio del autor, se interpreta como una continuación del terreno metamórfico de San Carlos. Este terreno metamórfico aflora en superficie y llega a una profundidad máxima de 8 km. En menor medida que en el perfil AB antes analizado, este terreno metamórfico (que es debido a la orogénesis generada por el choque de los dominios Ventuari y Casiquiare) se encuentra encima del basamento ígneo, el cual prácticamente no aflora en superficie y su espesor está muy disminuido en profundidad. Es decir, el grado de metamorfismo observado al noroeste del área de estudio es de mayor magnitud, pero en cambio se extiende por un área bastante más reducida que en la zona suroeste de la misma.

Posteriormente, en la dirección creciente del perfil, se encuentra una zona de intrusiones sin clasificar, que se asumen como ígneas promedio - intrusiones de magmas ni ricos ni pobres en elementos pesados - de densidad promedio $2,7\text{ g/cm}^3$ y que tiene, en su extremo este, remanentes de la Formación Caicara perteneciente a la provincia de Cuchivero (densidad $2,61\text{ g/cm}^3$). Al este de las rocas de la Formación Caicara y sobre dicha formación, vuelven a aflorar rocas intrusivas sin diferenciar.

En la progresiva 200, se encuentra una zona de granitos calco-alcalinos, de densidad $\rho=2,68\text{ g/cm}^3$, siendo estos los responsables de la alta respuesta gravimétrica vista en el mapa de la anomalía de Bouguer en la zona circundante al Duida-Marahuaca. Todas las estructuras observadas hasta este punto en el perfil afloran en superficie y profundizan hasta tocar el límite con la corteza superior (entre 6 y 8 km), es decir, el basamento ígneo no está presente o más bien es representado por los remanentes de la provincia Cuchivero y por los granitos calco-alcalinos.

Previo al límite, en dirección creciente del perfil, entre los granitos calco-alcalino y los sedimentos pre-Roraima, se observan unas anomalías gravimétricas interesantes y complejas. Una secuencia de alto-bajo-alto gravimétrico en una parte bastante pequeña del perfil, fue modelada como la presencia de un pequeño remanente de la Formación Caicara

(provincia Cuchivero) en superficie, dado que aflora, tras lo cual se observa la presencia de las rocas sedimentarias pre-Roraima de alta densidad ($2,76 \text{ g/cm}^3$). Estos sedimentos forman un contorno externo alrededor del tepuy Duida-Marahuaca.

La estructura de este tepuy, representada claramente por un alto topográfico, presenta un bajo gravimétrico indicativo de la presencia de rocas graníticas y minerales de muy baja densidad en su base, tales como la nefelina, el microclino y la plagioclasa y en menor concentración posiblemente la presencia de soalita. Además, se observa en el mapa geológico, dos intrusiones silíceas que afloran en el tope tepuy, que a su vez poseen bajas densidades. Debido a lo pequeñas en extensión de estas intrusiones, no se incluyeron en el modelo.

Siguiendo en la dirección creciente del perfil, aflora el basamento ígneo y a su este vuelve a aparecer la Formación Caicara (provincia Cuchivero) con una extensión considerable. Es hacia la zona más al norte del área de estudio que esta provincia se vuelve relevante, lo cual recoge tanto el mapa geológico como el análisis de profundidad de la deconvolución de Euler, en el cual se observan los contactos con direcciones N-S, así como en el mapa regional de la anomalía de Bouguer, en el que se modifica paulatinamente la tendencia N45W a una E-W. Este remanente de la provincia Cuchivero, está rodeado de basamento ígneo no sólo a su oeste como ya fue mencionado, sino también a su este, zona en la cual se cruzan ambos perfiles.

Por último, la estructura más al este vista en este perfil es el complejo Guaniense, que se muestra bastante uniforme, con una respuesta gravimétrica lineal constante, es decir, no presenta intrusiones importantes, tepuyes, metamorfismos, fallas profundas o cambios importantes en las capas más profundas modeladas, mas sin embargo, contiene una mezcla de diferentes tipos de rocas - ácidas como granitos, dioritas y cuarcitas, y básicas, como anfíboles, granulitos y gneiss - por lo cual tiene una densidad un poco mayor ($2,73 \text{ g/cm}^3$) a la del complejo basamento ígneo. También se observa un alto magnético en su área central, asociado a unos pequeños sills de diabasas que intrusionan el complejo. La densidad y la susceptibilidad magnética utilizadas en el modelado del complejo Guaniense y de los granitos Surucucú (ambos en Brasil) es la misma, siendo además sus descripciones litológicas bastante similares, por lo que solo se modeló solo una de estas estructuras, a

pesar de que el mapa geológico muestra que el perfil atraviesa las dos. Ambas estructuras están en contacto en el mapa geológico y de haber alguna diferencia, ha de ser sutil.

En este perfil, el tope de la corteza superior se encuentra entre los 6 y 7 km de profundidad en promedio, con máximos de 8 km tanto en la raíz metamórfica al extremo oeste del perfil, como en los remanentes de la provincia Cuchivero y en las rocas ígneas que subyacen al tepuy Duida-Marahuaca

La discontinuidad de Conrad tiene un comportamiento aproximadamente lineal, pasando de unos 19 km de profundidad al extremo oeste del perfil hasta los 21 km en su fin. La discontinuidad de Mohorovicic también tiene un comportamiento lineal, teniendo una profundidad de 41,5 km al comienzo del perfil hasta los 44 km al extremo este del perfil, observando un comportamiento igual al registrado por Ecoguy y analizado por Chalbaud (2000) en el que el Escudo de Guayana profundiza hacia el este.

El análisis magnético del perfil CD parte de lo explicado en el perfil AB, en el cual se justificó un pobre ajuste magnético (debido al comportamiento altamente residual de la anomalía magnética) vs el comportamiento aditivo regional y residual de la anomalía de Bouguer, a partir de la cual se modelaron las estructuras que componen el subsuelo. A lo anterior se suma que la escala kilométrica de estos perfiles hace imperceptible estructuras locales que son las generadoras de las anomalías magnéticas en el área de estudio. La anomalía magnética más relevante es la ubicada en las cercanías al cerro Yapacana, del cual existe evidencia de cuantiosos depósitos auríferos. Esta anomalía tiene una extensión considerable y es causada, mayormente, por la estructura de la Formación Caicara, perteneciente a la provincia de Cuchivero, de susceptibilidad magnética bastante alta (0,015). Vale destacar que la zona de fallas descrita en el perfil AB, se observa entre la progresiva 100 y la 200 en este perfil (CD), lo cual es de esperarse debido a la tendencia al noroeste de dicha falla y la posición al norte del área de estudio de dicho perfil. La provincia de Cuchivero toma cierta relevancia en este perfil, en comparación con el AB, lo cual concuerda con lo planteado geológicamente. Los tres afloramientos de la Formación Caicara (provincia Cuchivero) en este perfil y las sedimentarias pre-Roraima, representan altos magnéticos.

Por último se modeló en este perfil cambios en las propiedades magnéticas de la corteza superior para generar un mejor ajuste. Los cambios de gran extensión en la anomalía magnética no pueden ser representados por las estructuras limitadas en extensión presentes en la capa más somera, por lo cual estos cambios sólo pueden ser atribuidos a diferenciaciones magnéticas en la misma litología de las capas más profundas, siendo la primera y más magnetizable la corteza superior.

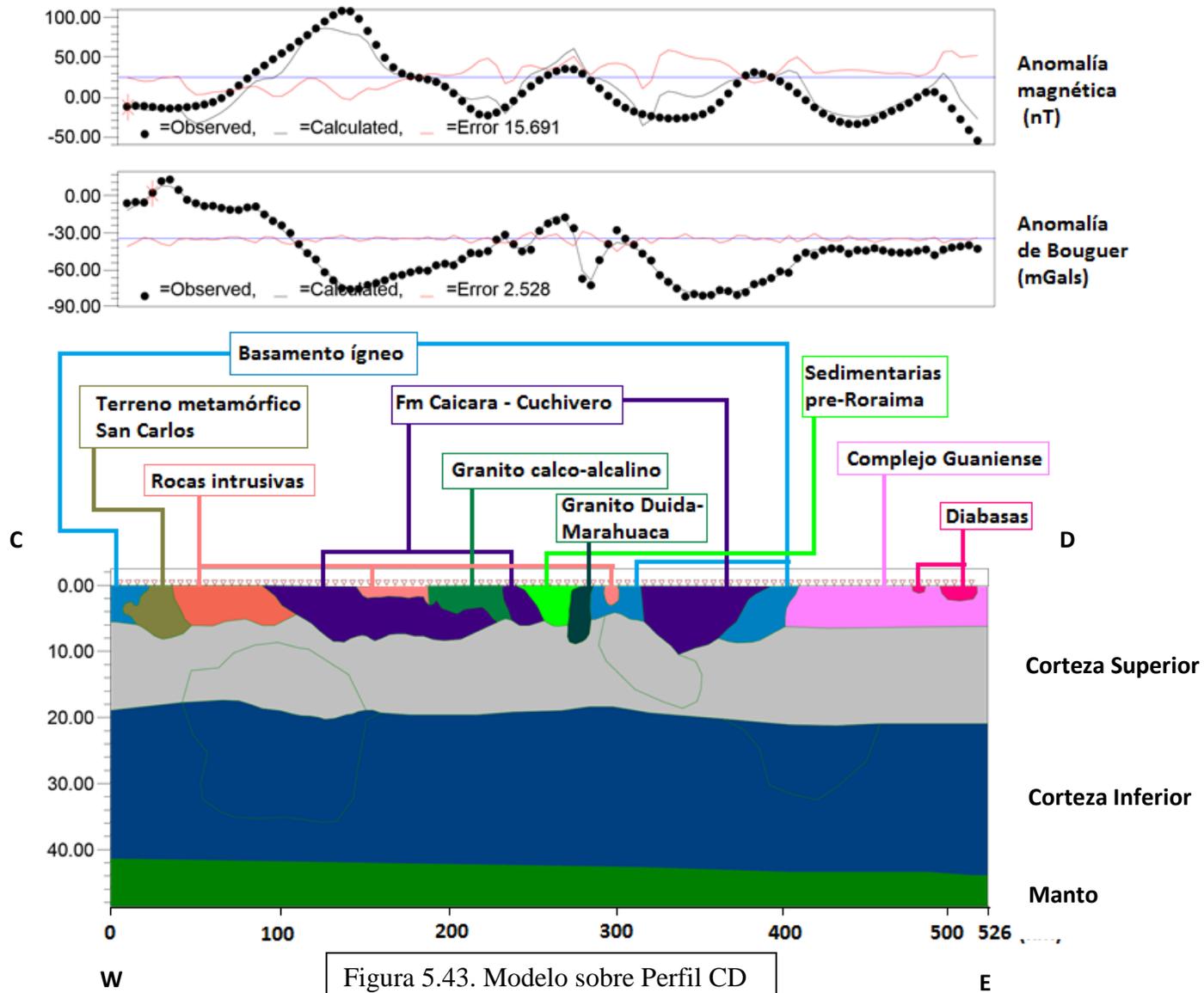


Figura 5.43. Modelo sobre Perfil CD

CAPITULO VI. Sumario, conclusiones y recomendaciones

La gravimetría y la magnetometría satelital, junto con complejos artificios matemáticos, integrables a programas de fácil uso para los geocientíficos, han demostrado ser herramientas útiles para obtener una serie de parámetros que permiten modelar el subsuelo y así favorecer el conocimiento de sus estructuras y las propiedades físicas asociadas a ellas.

Vale destacar que los modelos gravimétricos de bajas resoluciones, como los de ABAE y UCSD, no se descartan una vez obtenidos los datos de mayor resolución del modelo GGMplus, sino que son integrados en un análisis global, extrayendo de cada modelo sus fortalezas y aquellos resultados de mayor confiabilidad. Ejemplo de lo anterior es la búsqueda de fuentes en profundidad, la cual, sea por análisis espectral o por deconvolución de Euler, aplicadas la base de datos de mayor resolución (GGMplus muestreada a 18 segundos arco) no es capaz de mostrar las fuentes más profundas, debido a las altas frecuencias asociadas con el alto muestreo espacial. En este caso resulta pertinente utilizar una base de datos de baja resolución espacial para lograr dicho objetivo. Es así que se decidiera el uso de las tres bases disponibles de datos. Todos sus datos muestran un comportamiento normal Gaussiano, lo que permite descartar comportamientos erráticos y admite el uso de ciertos métodos estadísticos de interpolación, como el de kriging.

Las profundidades evaluadas por el método del análisis espectral reflejan valores similares entre las diferentes bases de datos gravimétricas usadas, y éstas a su vez se corresponden con lo planteado en los modelos generados. La discontinuidad de Mohorovicic varía entre los 41,5 km al oeste del área de estudio hasta los 44 km al este de la misma y la discontinuidad de Conrad varía entre los 19 km al oeste del área de estudio hasta los 21 km al este de la misma, teniendo ambas el mismo comportamiento. La diferenciación entre el basamento ígneo y la corteza superior tiene mayor variabilidad que las dos discontinuidades señaladas previamente (entre los 5 y los 10 km de profundidad) mostrando el análisis espectral una profundidad promedio de 6 km.

Los mapas gravimétricos obtenidos por medio del muestreo a 18 segundos arco de la base de datos del modelo GGMplus no sólo muestran, con muy buena resolución, las estructuras

presentes y sus anomalías, sino que también ofrecen datos confiables y que se ajustan en gran medida a la realidad geológica. Tal es el caso del espectro calculado al regional de la anomalía de Bouguer de estos datos, el cual estima una profundidad de Mohorovicic de 43,2 km, siendo ésta la estimación más confiable que se extrae de este trabajo.

La clasificación desarrollada por varios geólogos, entre ellos Mendoza (1985) y Barrios (1985), en la que se diferencia entre las provincias geológicas al norte del Escudo de Guayana y los dominios petrotectónicos al sur de éste (que a su vez se subdividen en tres: Casiquiare, Ventuari y Siapa), ha sido puesta a prueba, desde el punto de vista de la geofísica de campos potenciales, usando diferentes métodos tales como: el filtrado regional-residual, los cosenos direccionales, la reducción al Ecuador magnético y la deconvolución de Euler. La robustez de los resultados es consecuencia de los múltiples contrastes realizados con los resultados entre sí y con el modelo geológico planteado, verificándose su validez.

Este modelo geológico plantea que el crecimiento de la corteza continental del Escudo de Guayana fue en dirección suroeste, generando orógenos y CRV en dirección N45W. Los dos episodios de mayor crecimiento de corteza continental a nivel global ocurrieron en el Precámbrico, siendo el primero contemporáneo con las provincias geológicas de Pastora y Cuchivero, y el segundo con el de los dominios petrotectónicos.

Choques entre las diferentes micro-placas o bloques que se desarrollaron en dicho tiempo, generaron orógenos con cierto grado de metamorfismo, el cual es evidencia de su activo pasado geológico. Las fallas o contactos entre estos bloques, generaron en muchas zonas, no sólo del Escudo de Guayana sino también en muchos otros cratones y escudos hoy dispersos alrededor del mundo, altas concentraciones de elementos metálicos, radioactivos y tierras raras que ascendieron por dichas fallas ayudadas por fuentes de calor activas, es decir, intrusiones magmáticas (de las cuales hay sobradas evidencias geológicas y geofísicas de su existencia) que proveyeron el hidrotermalismo necesario para tal ascenso a superficie.

En la zona bajo estudio se evidencia la presencia del contacto entre los dominios Ventuari y Casiquiare, tanto en la gravimetría como en la magnetometría, ilustrando la falla con altos magnéticos a lo largo de todo su trayecto. El dominio de Siapa, al ser bastante menor en

extensión, generó fracturamientos muchos más débiles que son menos evidentes, mas sin embargo, son observados por la deconvolución de Euler y los mapas regionales de ambas anomalías.

La anomalía de aire libre calculada a las tres bases de datos, muestra una alta correlación topográfica en toda la zona al norte del cauce del río Orinoco, mas sin embargo, un comportamiento inverso al sur de este. Esto es debido a la presencia de una raíz metamórfica densa en el dominio Casiquiare sin que existan sus altos topográficos correspondientes debido a que fueron erosionados. La misma raíz metamórfica está presente (en menor extensión) en el dominio Ventuari, pero su alta topografía no ha sido totalmente erosionada aún. Ambas raíces metamórficas son producto del choque de ambos bloques en el momento geológico en que ocurrió la sutura de estos.

La provincia de Cuchivero, presente al norte del área de estudio, modifica ligeramente la tendencia regional de la anomalía de Bouguer, produce alineaciones N-S en la deconvolución de Euler y presenta remanentes o trozos dispersos de la Formación Caicara en el mapa geológico integrado. De lo anterior se deduce que a partir del Duida-Marahuaca hacia el norte, se diluye la división entre los dominios petrotectónicos y comienza una zona de interacción y presencia diferenciada de los bloques Casiquiare, Ventuari y Cuchivero.

La anomalía magnética de alta magnitud y extensión presente en las cercanías del cerro Yapacana es evidencia geofísica de aquello que ya se conoce empíricamente: la presencia de depósitos de varios minerales en dicha zona que son explotados irregularmente por la población, específicamente el oro presente en estos depósitos. Dada la cercanía de estos depósitos a San Fernando de Atabapo y a su vez con el río Orinoco, es viable hacer de la localidad un distrito minero legal, para lo cual se formarían empresas mineras que cumplan con todas las regulaciones y no generen los daños ambientales asociados a la minería ilegal. Debido a la alineación de dicha anomalía tanto en dirección N45W como en dirección N45E, es posible que existan dos depósitos en la misma localidad a diferentes profundidades y por esto sería que la suma de ambas anomalías genera la anomalía total de gran tamaño.

Diferente resulta el caso del Parima-Tapirapecó o de la Serranía La Neblina, que estando bastante más alejados de poblaciones de tamaño medio y en zonas donde no existen ríos

navegables por medianas embarcaciones, haría de esto un emprendimiento difícil de realizar. Además estas presentan anomalías de menor magnitud y pueden estar asociadas a elementos menos valorados tales como es el caso del estaño en Parima-Tapirapecó.

Los depósitos de uranio y torio de la estructura alcalina La Churuata en la falda sureste del tepuy Duida-Marahuaca, se muestran como una franja de intensidad media magnética. Estos han sido previamente estudiados por medio de la radiometría en helicóptero y con ciertas muestras de mano analizadas. Debido a que estos elementos están inmersos en zircones y esto los hace económicamente más caros de extraer, las concentraciones de uranio deben ser altas para que sean viables de explotar. Según los estudios previos mencionados por Soares (1985) éste no parece ser el caso en la mayor parte de la estructura (sólo en un caño situado en la base NW de la colina se registraron conteos radiométricos mayores a 1000), mas sin embargo dado que la anomalía magnética es perceptible y de tamaño significativo, se recomienda realizar un futuro estudio para verificar la existencia o no de otros depósitos con altas concentraciones en dicha estructura.

El campo teórico IGRF obtenido se corrobora con las tendencias mundiales de este campo para el área en estudio. El mapa regional magnético muestra un comportamiento inverso al anteriormente mencionado, siendo esto debido a la influencia de la franja altamente magnética al este del parque nacional Parima-Tapirapecó (mayormente en Brasil). Por su parte el regional gravimétrico es levemente influenciado por las variaciones del geoide (en el orden de unos pocos miliGales) pero es el buzamiento hacia el noreste de la discontinuidad del Mohorovicic la mayor componente de dicho regional. Ambos regionales muestran una vez más evidencia del contacto entre los dominios Casiquiare y Ventuari.

Futuros modelos magnéticos de mayor resolución espacial podrán ser generados una vez el satélite SWARM culmine sus mediciones, obteniéndose una mejor representación de las anomalías magnéticas de la Tierra. Lo mismo ha de ocurrir con los modelos gravimétricos, los cuales llevan la delantera en cuanto a resolución espacial, pero esto último es en gran medida gracias mejores resoluciones en las mediciones topográficas y no a las gravimétricas como tal. El satélite GRACE-FO proveerá mediciones de mayor precisión en los cambios gravimétricos, lo cual permitirá a los modelos gravimétricos que integran la

gravedad observada medida y la gravedad observada inferida por topografía, mayor veracidad.

El estudio de campos potenciales, mediante los modelos generados gracias a las mediciones satelitales, es de vital importancia para el conocimiento y análisis de zonas remotas, tal como es el caso de la presente área en estudio, además de proveer de una cantidad inmensa de datos de incalculable valor científico, permitiendo obtener los parámetros estructurales más importantes de las primeras capas en profundidad de la Tierra.

En particular, el territorio venezolano en su zona sur, presenta una muy baja densidad poblacional, y por sus características selváticas es de difícil acceso, además de que gran parte presenta características muy sensibles a la penetración humana y es parte de lo que se considera un reservorio ecológico mundial. Estas características hacen de los avances en los estudios satelitales una herramienta muy apropiada para la región, permitiendo su conocimiento sin generar impacto ecológico y además presentar costos operativos reducidos para la adquisición de datos geofísicos.

Sin duda alguna el estudio satelital de los campos potenciales será un área de mayor interés en el futuro cercano, tanto para los estudios de modelajes corticales, como también en áreas prospectivas, siendo esto posible únicamente al aumentar la resolución espacial de dichos modelos desde las escalas kilométricas (minutos arco) a escalas métricas (segundos arco), lo cual ha quedado demostrado que no es solo posible sino que está en pleno proceso de desarrollo y auge en la actualidad.

VI.1. Conclusiones

- a) Las diferentes bases de datos utilizadas en el estudio gravimétrico, con sus respectivas resoluciones, permitieron que dicho estudio fuese mucho más completo y sus resultados fuesen más confiables y conclusivos. La verificación de la coherencia y consistencia de las anomalías obtenidas, fue sólo posible gracias a haberlas realizado a partir de tres bases de datos diferentes, pudiendo entonces compararlas. Fue en dicha comparación que se verificó en qué zonas específicamente los datos de ABAE no se corresponden con la realidad geológica, viendo así una relación entre grandes cambios topográficos y los errores de dicha base de datos. En cambio, la base de datos del modelo GGMplus,

muestra consistencia en todo el análisis realizado en este estudio, recomendándose su uso, siempre y cuando se tome en cuenta su alta resolución y por ende las consecuencias que esto genera en el análisis de profundidad.

- b) El mapa geológico integrado del área bajo estudio - producto de la compilación de datos de Venezuela, Colombia y Brasil - constituyó una herramienta de apoyo fundamental para la interpretación mapas y modelos, ya que es a partir de éste que se ajustan los modelos gravimétrico-magnéticos.
- c) El análisis espectral para la determinación de profundidades de fuente permitió identificar: a) Discontinuidad de Mohorovicic a 43,2 Km. b) Discontinuidad de Conrad a 20,1 Km c) Límite entre corteza superior y basamento ígneo a 6 Km de profundidad.
- d) La deconvolución de Euler permitió discriminar y postular posibles límites entre dominios petrotectónicos en profundidad, en particular entre los dominios Ventuari (E) y Casiquiare (W), corroborando planteamientos geológicos, como la tendencia de estructuras tipo rifts y fallas asociadas. El dominio Casiquiare en todos estos mapas muestra contactos más profundos que el de Ventuari (ABAE: DV=5-10 km, DC= 10-30 km. UCSD: DV<2 km, DC=2-7,5 km. GGMplus: DV<400 m, DC= 400-1000 m).
- e) La zona norte del área bajo análisis presenta remanentes de la provincia petrotectónica de Cuchivero, mientras que en la zona central se muestra la diferenciación entre los dominios petrotectónicos de Casiquiare y Ventuari, y hacia el sureste, la presencia del dominio de Siapa con una respuesta notoria en el regional gravimétrico.
- f) Sin pretender establecer una relación directa entre las anomalías magnéticas y la presencia de minerales en la zona - dado el intervalo de muestreo utilizado - se infieren posibles áreas para la minería, tales como: en las cercanías del cerro Yapacana, en la Serranía La Neblina; en estructuras alcalinas de La Churuata y al noreste de ésta; y en el parque nacional Parima-Tapirapecó.

g) Los modelos estructurales realizados sobre los perfiles AB y CD reflejan la tendencia de profundización de las discontinuidades de Mohorovicic y Conrad hacia el noreste. La provincia de Cuchivero se encuentra al norte del área en estudio y se muestra en ambos modelos en estructuras de considerable extensión y profundidad.

Los modelos también muestran rocas metamórficas a ambos lados del eje de la zona de fallas y la forma en graben de las estructuras que componen la capa más somera de la corteza. En el perfil AB se observa con mayor claridad este último aspecto, dado que es perpendicular a la dirección de los rifts propuestos. En el perfil CD se observa subyacente al tepuy Duida-Marahuaca rocas de muy baja densidad ($2,54 \text{ g/cm}^3$), que se sugiere sean estudiada en un futuro trabajo.

VII. Referencias Bibliográficas

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.

Barrios, F., U. Cordani y K. Kawashita (1985) Caracterización geocronológica del Territorio Federal Amazonas, Venezuela. Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela. Pp1432-1478.

Bellizzia. A, N. Bellizzia y S. Rodríguez (1980). Mapa metalogénico de Venezuela. [<http://www.pdv.com/lexico/museo/minerales/image/metalogenico.jpg>]

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>]

Chalbaud, D. (2000). Determinación del espesor cortical del Escudo de Guayana a partir de análisis de información de sísmica de refracción. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar. Departamento de Geofísica. 117p.

Ferreira A.L, M.E Almeida, N.J. Reis, S.R. Lopes Riker, G.J. Rizzotto y M.L. Espirito Santos Quadros (Equipo ejecutor) y apoyo técnico y colaboradores (2006) Mapa Geológico del Estado de Amazonas, Brasil. CPRM, Servicio Geológico de Brasil. [<http://www.cprm.gov.br>]. Escala 1:1.000.000

Erasmus, A. (2002). Análisis geoestadístico y espectral de datos Aeromagnéticos de la zona centro-occidental del Edo. Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. Departamento de Geofísica. 89p.

García, A. (2009). Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. Departamento de Geofísica. 199p.

Gaudette, H., V. Mendoza, P.M., Hurley y N.W. Fairbarin (1978) Geology and age of the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela. En: Geol. Soc. América, Bull. 89:1335-1340

Ghosh, S.K. (1977) Geología del Grupo Roraima en el Territorio Federal Amazonas. En: Memorias V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1:167-193

González de Juana, C., J.M. Iturralde de Arozena y X. Picard Cadillat (1980). Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Tomo I. Caracas. Departamento de Geofísica. 1031p.

Hackley, P.C., F. Urbani, A.W. Karlsen y C. P. Garrity (2006) Mapa Geológico de Venezuela. Escala 1:750.000. US. Geological Survey, file report 2006-1109. [<http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/>]

Hirt, C, S.J. Claessens, T. Fecher, M. Kuhn, R. Pail y M. Rexer (2013) New ultra-high resolution picture of Earth's gravity field en: Geophysical Research Letters, Vol 40, doi: 10.1002/grl.50838.

Maus, S., et al. (2009) EMAG2: A 2-arc min 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. S. (1985) Potencial aurífero de Guayana: Trabajo en proceso. En: Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela. Pp.4038-4068

Mendoza, V.S. (2012). Geología de Venezuela. Evolución geológica, recursos minerales del Escudo de Guayana y revisión del precámbrico mundial. Tomo I. Bogotá. 364p.

Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon y J. K. Factor (2012) The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), Journal of Geophysical Research, Vol. 117, B04406, doi:10.1029/2011JB008916.

Rangel, L. (2014). Integración gravimétrico-magnética, a partir de datos satelitales, en el área de San Carlos de Río Negro – Estado Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. Departamento de Geofísica. 103p.

Rodríguez, N., A. Lilliu y V. Graterol (1985). Separación regional-residual de campos geopotenciales en un ambiente computacional altamente interactivo y gráfico. Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela. Pp.5814-5825

Sidder, G. B. y S. V. Mendoza (1995). Geology of the Venezuelan Guyana Shield and its relation to the geology of the entire Guyana Shield. U.S. Geological Survey Bulletin 2124: B1-B41.

Singer, J.M. (Coord.) (1997). Evaluación de pozos Venezuela, Well Evaluation Conference. Caracas. Schlumberger 406p.

Soares, M. (1985). Estudio petrográfico de la estructura alcalina La Churuata, Territorio Federal Amazonas. Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela. Pp.2117-2162

Tapias, J.G., A. N. Guevara, N.E. Ramírez, M. D. Mejía, M.L. Tejada, J. Sepúlveda, J.A. Osorio, T. Gaona, H. Diederix, H. Uribe y M. Mora. (2007). Mapa Geológico de Colombia. Ingeominas [www.ingeminas.gov.co]

Tassinari, C.C.G. (1981). Evolução geotectónica da provincia Rio Negro–Juruena na regio Amazonica. Dissertação de Mestrado a presentada ao Instituto de Geociencias da Universidade de Sao Paulo. Sao Paulo. Brasil. 134p.

Telford, W.M., L.M., Geldart, R.P. y Sheriff (1990). Applied Geophysics. Cambridge University Press. 2nd Ed.760p.

Wendel, J. (2013). Interpretación geológico-geofísica mediante datos gravimétricos y magnéticos satelitales en la zona sur-sureste del estado Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. Departamento de Geofísica. 67p.

Páginas web consultadas

<http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/GGMplus2013-gravity-model>

<http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/>

<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/GRACE/>

<http://op.gfz-potsdam.de/champ/>

http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_srtm30.cgi

http://www.abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html

http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE

http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/The_Living_Planet_Programme/Earth_Explorers/Swarm/Overview2

<http://www.noticias24.com/venezuela/noticia/255756/en-instantes-el-gobernador-de-amazonas-hablara-de-la-mineria-ilegal-en-la-region/>

<http://www.pdv.com/lexico/a5401w.htm>

<http://www.pdv.com/lexico/p191w.htm>

<http://www.pdv.com/lexico/r45w.htm>

<http://www.pdvsa.com/lexico/e650w.htm>

Apéndice A. Espectro de frecuencias y mapas usados complementariamente en la investigación.

En la figura A.1 el espectro de la anomalía de Bouguer calculada a partir de la base de datos GGMplus muestreada a 18 segundos arco muestra la gran magnitud que llega a tener el número de onda, debido a la alta frecuencia espacial o alta resolución de dicha base de datos, lo cual la hace inútil para la realización de un análisis de profundidad en base a dicho espectro, ya que únicamente ofrece fuentes a unos pocos metros de profundidad. En virtud de lo anterior, se realizó el espectro del mapa regional de dicha anomalía de Bouguer, el cual generó los resultados buscados.

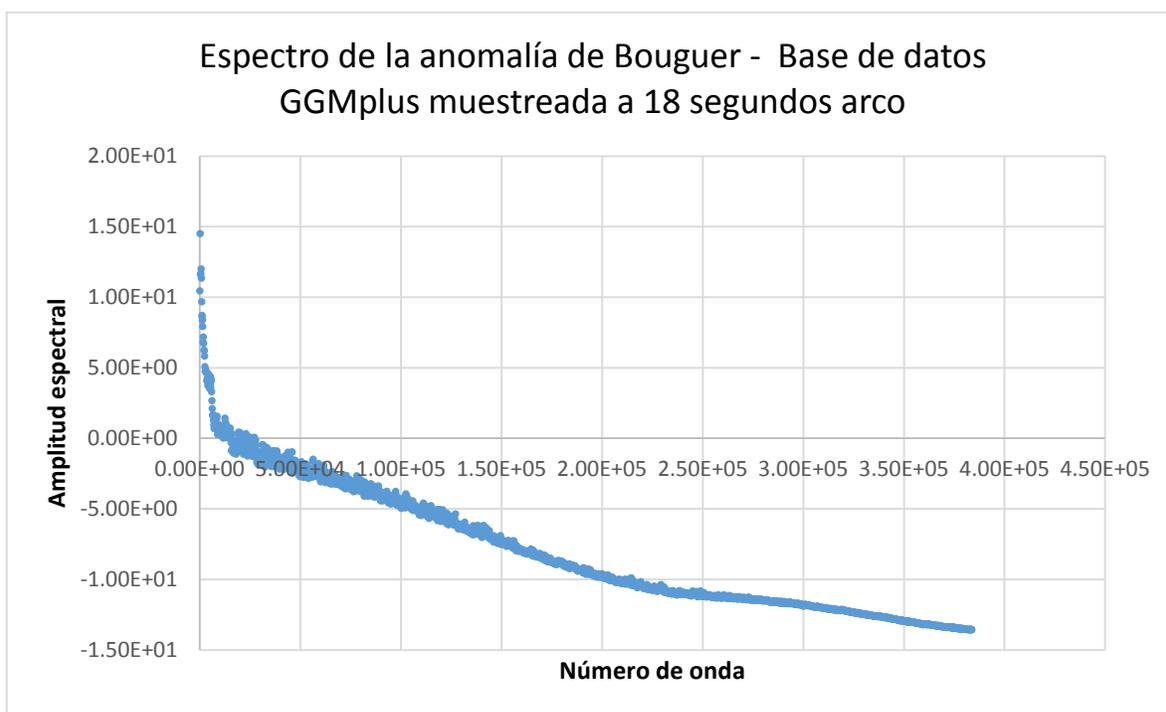


Figura A.1. Espectro de la anomalía de Bouguer - Base de datos GGMplus muestreada a 18 segundos arco

En las figuras A.2 y A.3 se muestran los mapas regionales realizados por medio del filtraje pasa bajo Gaussiano de las anomalías magnéticas y de Bouguer respectivamente. El filtraje se realizó para una longitud de onda de 600 km para la anomalía magnética y de 400 km para la anomalía gravimétrica. En ellos se observa un comportamiento bastante parecido al

que presentan los mapas regionales calculados por medio de la continuación analítica del campo hacia arriba a 70 km de altura.

En la figura A.4 se muestra el mapa de anomalías magnéticas de Venezuela en el cual se puede observar la franja de altos magnéticos de gran extensión al este del parque nacional Parima-Tapirapecó y que es paralela a la franja de altos magnéticos del estado Bolívar (también de gran extensión y de gran valor económico por sus depósitos mineros de aluminio y hierro). Esta franja, al este del parque nacional Parima-Tapirapecó, mayormente situada en Brasil, es la responsable de la dirección decreciente hacia el noroeste del campo regional magnético en el área de estudio, en contraposición del campo teórico IGRF, el cual aumenta en dicha dirección.

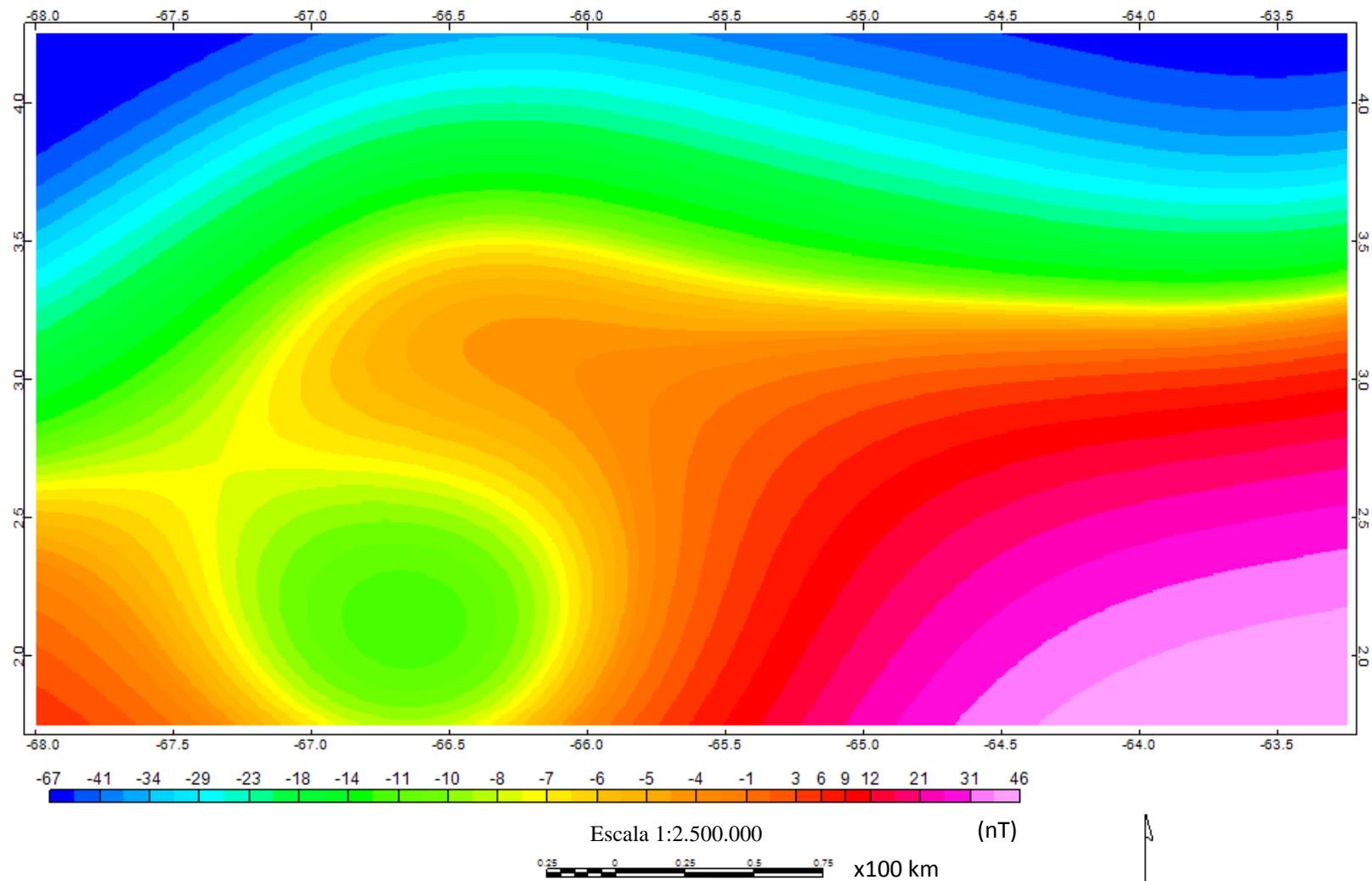


Figura A.2. Mapa regional de la anomalía magnética por filtrado Gaussiano, longitud de onda 600 km.

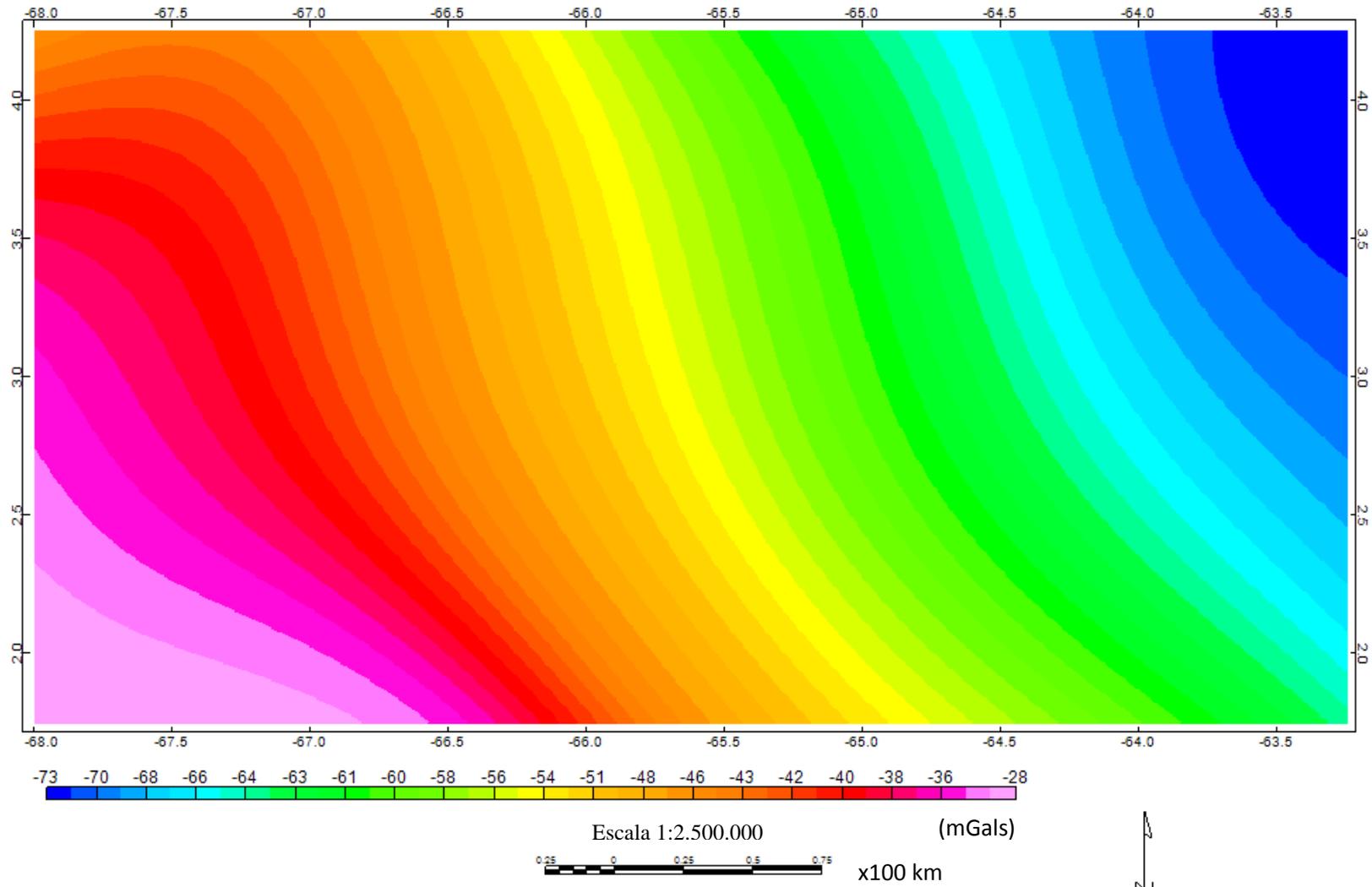


Figura A.3. Mapa regional de la anomalía de Bouguer por filtrado Gaussiano, longitud de onda 400 km.

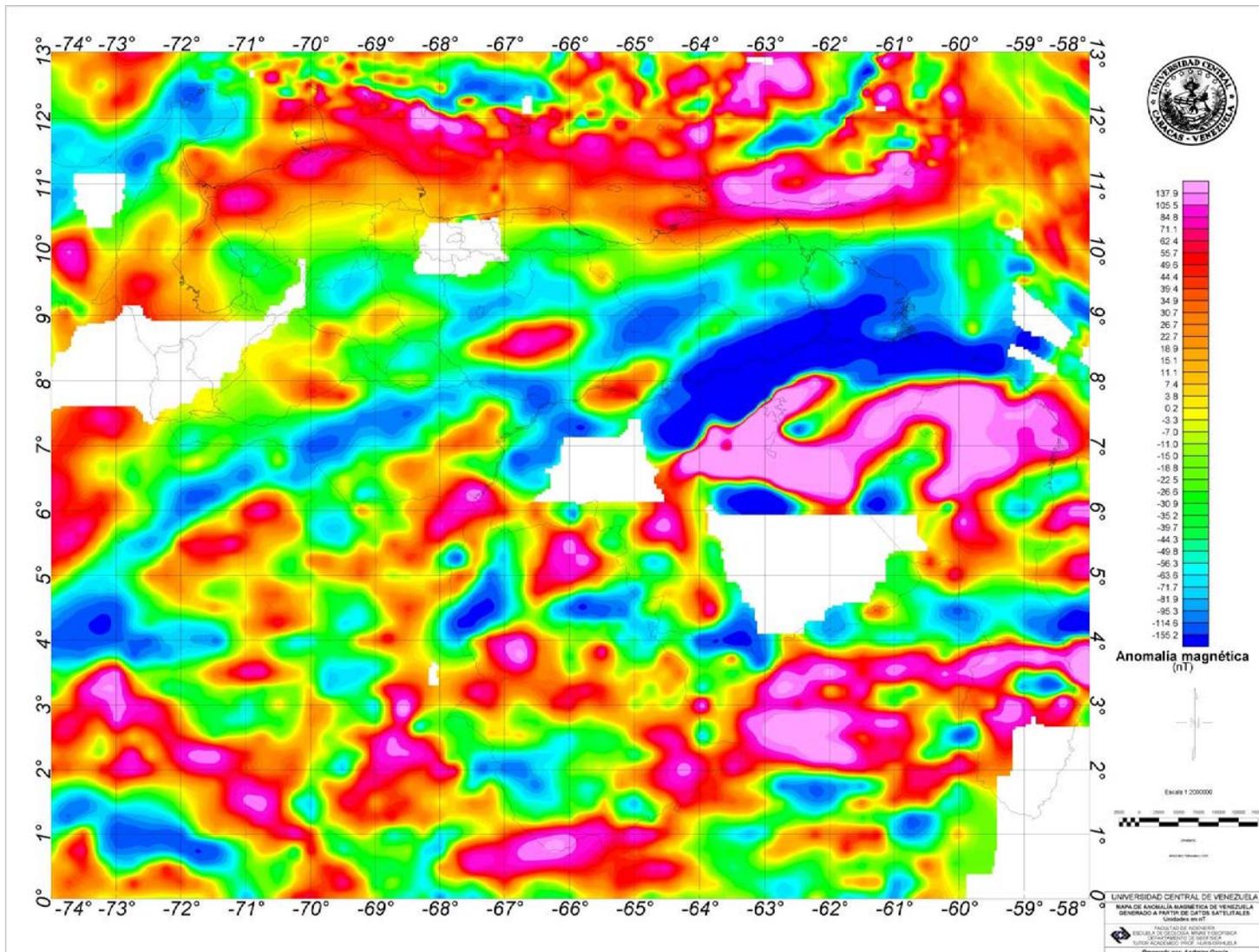


Figura A.4 Mapa de anomalía magnética de Venezuela. Tomado de García, 2009, p125.

Apéndice B. Mapa metalogénico de Venezuela

En la figura B.1 se muestra el mapa Metalogénico de Venezuela (Bellizzia. A, Bellizzia. N, Rodríguez. S, 1980) en el que se observan los depósitos de uranio al sureste del tepuy Duida-Marahuaca en la estructura alcalina La Churuata y al noreste de ésta, la otra estructura alcalina presente en el área en estudio, la cual es atravesada por el perfil AB estudiado en este trabajo. También se observa en el parque nacional Parima-Tapirapecó la existencia de depósitos de estaño. Enmarcado en la figura en referencia se encuentra la zona bajo estudio.

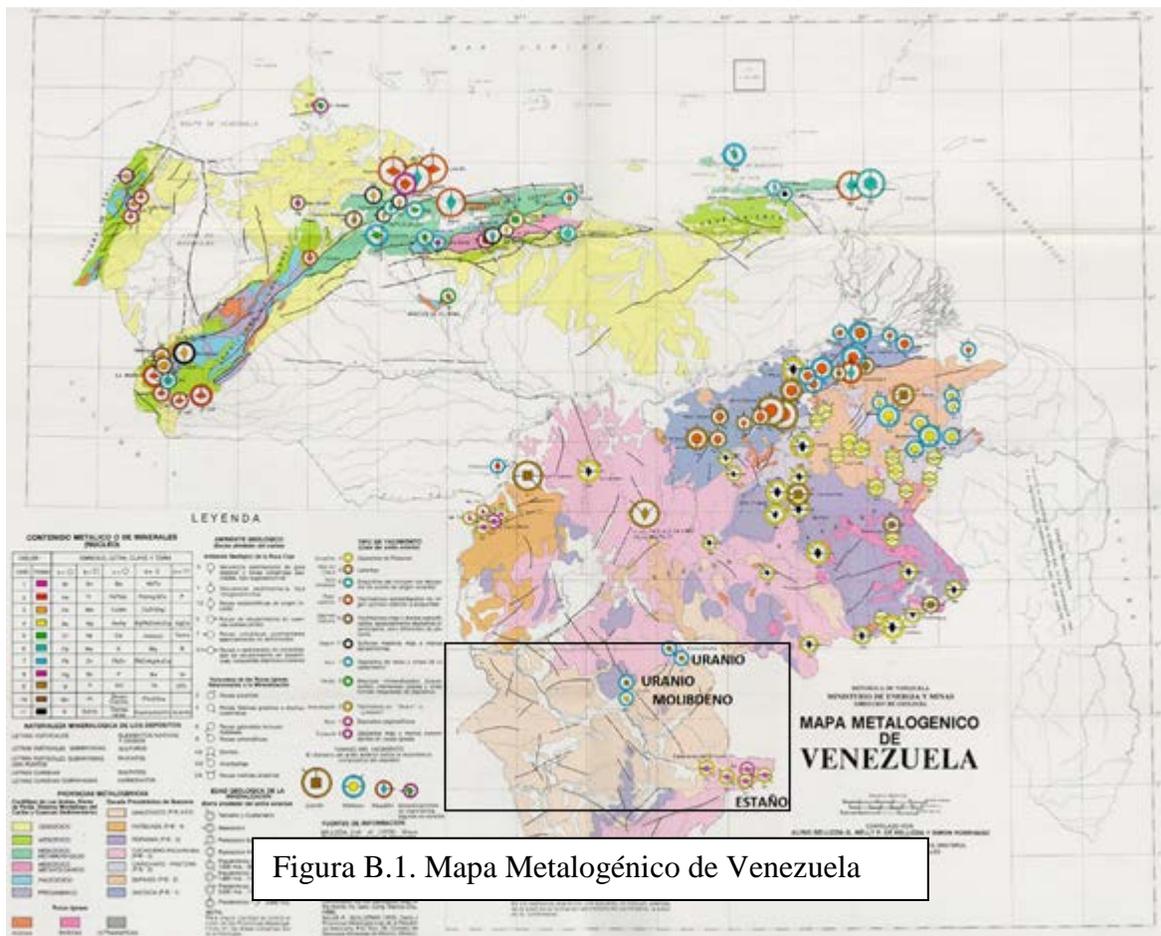


Figura B.1. Mapa Metalogénico de Venezuela

Apéndice C. Mapa integrado de las áreas del proyecto con el objetivo de estudiar el sur del Escudo de Guayana

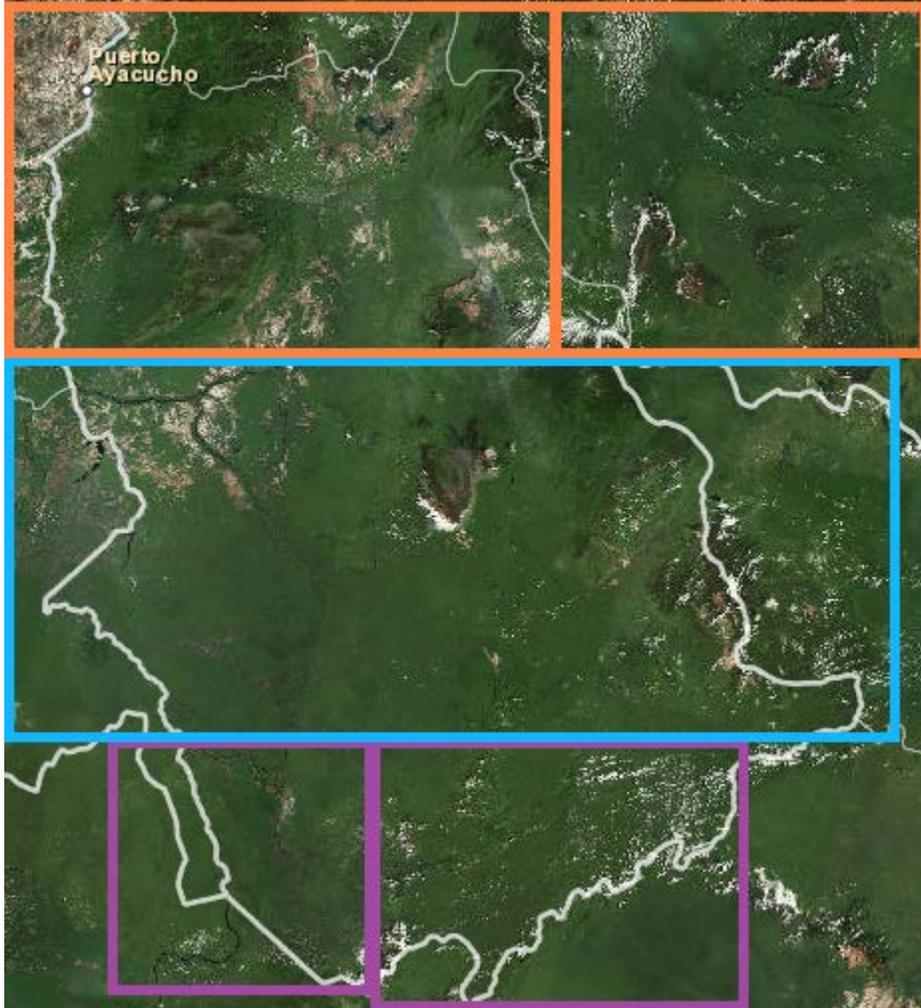


Figura C.1. Mapa integrado de zonas bajo estudio del proyecto dirigido por la Profa. Inírida Rodríguez Millán. Morado: zonas ya estudiadas (Wendel, 2013 y Rangel, 2014); Azul: presente trabajo (Kusnir, 2015); Naranja: estudios en progreso (Castro y Ladera).