

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ADQUISICION Y PROCESAMIENTO DE DATOS
GRAVIMÉTRICOS EN UN PERFIL ENTRE SANTA ELENA DE
UAIREN Y PUERTO ORDAZ EN EL ESTADO BOLÍVAR**

Presentado ante la Ilustre

Universidad Central de Venezuela

Por el Br. Bravo L. Manuel E.

Para optar al Título

de Ingeniero Geofísico

Caracas, Noviembre 2015

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ADQUISICION Y PROCESAMIENTO DE DATOS
GRAVIMÉTRICOS EN UN PERFIL ENTRE SANTA ELENA DE
UAIREN Y PUERTO ORDAZ EN EL ESTADO BOLÍVAR**

Tutor Académico: Dr. Nuris Orihuela

Tutor Industrial: Dr. Michael Schmitz

Presentado ante la Ilustre

Universidad Central de Venezuela

Por el Br. Bravo L. Manuel E.

Para optar al Título

de Ingeniero Geofísico

Caracas, Noviembre 2015

Caracas, 10 de Noviembre de 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. **Manuel Enrique Bravo López**, titulado:

Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en un perfil entre Santa Elena de Uairen y Puerto Ordaz en el estado Bolívar

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. Sebastian Grande
Jurado

Profa. Mariano Arnaiz
Jurado

Prof. Nuris Orihuela
(Tutor académico)

DEDICATORIA

A mi Madre Fuente de energía que enciende mi alma y motor impulsor de mis sueños

AGRADECIMIENTOS

A Dios todo poderoso guía de todos mis pasos.

A la Universidad Central de Venezuela mi amada casa de estudio, casa que vence las sombras y alumbra el camino de los sueños.

A mi madre compañera fiel en el camino de todos mis sueños.

A todas las personas que sinceramente quisieron que este sueño se hiciera realidad

Bravo L. Manuel E.

**ADQUISICION Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS EN UN
PERFIL ENTRE SANTA ELENA DE UAIREN Y PUERTO ORDAZ EN EL
ESTADO BOLÍVAR.**

Tutor académico: Dra. Nuris Orihuela. Tutor industrial: Dr. Michael Schmitz

U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

Palabras Clave: Gravimetría, Falla de Guri, Provincia de Imataca, Provincia de Pastora,
Provincia de Roraima, Anomalía de Bouguer.

RESUMEN

En el presente trabajo especial de grado se realizó la adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en la vía principal que comunica las ciudades de Santa Elena de Uairen y Puerto Ordaz, estado Bolívar. Dicha adquisición se llevó a cabo en dos campañas la primera de ellas del 8 al 18 de diciembre de 2014, y la segunda de estas del 7 al 27 de febrero de 2015.

El objetivo es estudiar la variación del campo gravitatorio y determinar las causas de dichas variaciones. Para la adquisición de los datos gravimétricos se utilizó un gravímetro CG-5 Autograv marca Scintrex, con una separación promedio de 5 km entre estaciones, referenciadas geográficamente mediante el uso de GPS diferencial, se adquirieron 210 estaciones ordinarias y 5 estaciones bases; En 12 de las estaciones fueron tomadas muestras en afloramientos a las que se le realizó descripción litológica y estudio de densidad.

Los datos adquiridos se procesaron para obtener valores de anomalía de Bouguer a los cuales se le realizó el análisis estadístico, posteriormente a estos valores se le aplicó el análisis espectral, separación regional- residual y deconvolución de Euler para la interpretación de perfiles de anomalía de Bouguer. Con los datos obtenidos del análisis estadístico se observó un valor promedio de -46 mGal por lo cual se ratificó el carácter continental de la zona, con el histograma de frecuencias se observó que los datos de la región presentan una distribución normal con sesgo a la izquierda evidenciando que el

92% de los datos están comprendidos entre -79.25 y 4.54 mGal; Con el perfil de anomalía de Bouguer se determinó que presenta un decaimiento de valores en sentido norte-sur, y el rango de valores en la zona está entre -4.54 y -231.97 mGal. A partir del análisis espectral se planteó que la discontinuidad de Mohorovic se encuentra a 40 km de profundidad. Con los valores obtenidos de la deconvolución de Euler se planteó que la discontinuidad de Conrad se encuentra a 20 km aproximadamente corroborando lo planteado por Schmitz et al (2002).

Contenido

CAPITULO I.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Objetivo General.....	1
1.3 Objetivos Específicos.....	1
1.4 Justificación.....	2
1.5 Ubicación del área de estudio.....	2
CAPITULO II.....	4
2.1 Escudo de Guayana.....	4
2.2 Provincia de Imataca.....	6
2.3 Provincia de Pastora.....	10
2.4 Provincia de Roraima.....	13
2.5 Provincia de Cuchivero.....	15
3.1 La ley de Newton de la atracción gravitatoria.....	19
3.2 Gravedad de la Tierra.....	19
3.3 El geoide y el Elipsoide.....	20
3.4 Métodos Gravimétricos.....	21
3.5 Correcciones gravimétricas.....	21
3.5.1 Corrección por deriva.....	22
3.5.2 Corrección por mareas.....	22
3.5.3 Corrección por latitud.....	23
3.5.4 Corrección de Bouguer.....	23
3.5.5 Corrección de Aire Libre.....	24
3.5.6 Corrección Atmosférica.....	24
3.5.7 Corrección topográfica.....	25
3.6 Anomalías gravimétricas.....	26
3.6.1 Anomalía de Aire Libre.....	26
3.6.2 Anomalía de Bouguer.....	27
3.7 Análisis Espectral.....	28
3.8 Separación de anomalías regionales y residuales.....	28
3.9 Deconvolucion de Euler.....	29
CAPÍTULO IV.....	30
4.1 Adquisición.....	30
4.1.1 Adquisición de datos gravimétricos.....	30

4.1.1.1 Equipo Utilizado para la adquisición de datos gravimétricos	30
4.1.1.2 Adquisición de datos en campo.....	31
4.1.1.3 Estaciones Ordinarias	32
4.1.1.4 Bases gravimétricas.....	32
4.1.2 Adquisición de datos de ubicación geográfica de las estaciones con GPS	34
4.2 Procesamiento de los datos	34
4.2.1 Datos Gravimétricos.....	34
4.2.1.1 Gravedad Observada	35
4.2.1.2 Corrección Topográfica.....	35
4.2.1.2.1 Corrección Topográfica Regional	36
4.2.1.2.2 Corrección Topográfica Local	36
4.2.1.3 Calculo de Anomalía de Bouguer	37
4.2.1.4 Análisis Espectral.....	37
4.2.1.5 Separación Regional y Residual.....	38
4.2.1.6 Deconvolucion de Euler	38
4.2.2 Procesamiento de datos de GPS	39
4.3 Estudio de densidad de las muestras recolectadas en campo.....	39
CAPITULO V	43
5.1 Estadística de los datos gravimétricos	43
5.2 Anomalía de Bouguer	45
5.3 Análisis Espectral	49
5.4 Anomalía Regional	51
5.5 Anomalía Residual.....	53
5.6 Deconvolucion de Euler.....	55
CAPITULO VI.....	56
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	57
BIBLIOGRAFIA	59

Índice de Figuras

Capitulo I

Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio. Pag. 2

Capitulo II

Figura 2.1 Provincias Geológicas de Guayana en el estado Bolívar (tomado de Mendoza 2012). Pag. 4

Figura 2.2 Mapa Geológico de la zona de estudio estudio tomado y modificado de Hackley et al., (2006). Pag 6

Figura 2.3. Evolución Geodinámica de Imataca (1ra Etapa) por compresión entre placas oceánicas con cambio de subducción a la izquierda y (2da etapa) sucesiva sobreposición y aglutinación de los arcos o micro continentes formando parte del súper continente Guayanensis (Tomado de Mendoza, 2005). Pag 8

Figura 2.4 Relación litológica de la Provincia de Pastora. Tomado y modificado de Menendez (1972). Pag. 10

Capitulo III

Figura 3.1 Superficie topográfica del geoide y el elipsoide. Pag 20

Figura 3.2 Anillo de la retícula de Hammer. Pag 26.

Capitulo IV

Figura 4.1 Gravímetro Sintrex CG-5 utilizado para la adquisición de los datos. Pag 31.

Figura 4.2. Método del circuito cerrado, donde A representa la base con valor de gravedad absoluta donde se realiza la apertura y cierre del circuito, y B, C, D, E son las estaciones ordinarias. Pag 31.

Figura 4.3. Mapa de ubicación de las estaciones adquiridas. Pag 32

Figura 4.4 de Estaciones de gravedad absoluta (Drewes, 1991). Pag 33

Figura 4.5 GPS diferencial marca Stonex. Pag 34

Figura 4.6 Hoja de cálculo para corrección topográfica local Pag 36

Figura 4.7. Procesamiento en Excel para calcular profundidades de fuentes. Pag 37.

Figura 4.8. Procedimiento de aplicación de un filtro gaussiano para separación regional-residual. Pag 438.

Figura 4.9. Archivo del CSRS que contiene la información de ubicación de cada estación. Pag 39

Figura 4.10 Balanza de masa Pag 40

Figura 4.11 Cilindro graduado Pag 40

Figura 4.12 Ubicación de las muestras

Capítulo V

Figura 5.1 Histograma de frecuencias de los datos. Pag 44

Figura 5.2 Diagrama de caja de valores de anomalía de Bouguer. Pag 45

Figura 5.3 Mapa geológico del área de estudio tomado y modificado de Hackley et al., (2006). Pag 47

Figura 5.4 Mapa de Anomalía de Bouguer con líneas de las fallas basados en Audemard *et al.*, 2005. Pag 48

Figura 5.5 Perfil de anomalía de Bouguer con respecto a la latitud Pag 49

Figura 5.5 Espectro de Potencia de la anomalía gravimétrica. Pag 50

Figura 5.6 Mapa de Anomalía Regional con líneas de las fallas basados en Audemard *et al.*, 2005. Pag 53.

Figura 5.7 Mapa de anomalía residual con líneas de las fallas basados en Audemard *et al.*, 2005. Pag 54.

Figura 5.8 Deconvolucion de Euler, índice estructural 0.1, tamaño de ventana 3, error 10%, con líneas de las fallas basados en Audemard *et al.*, 2005. Pag 56

Indice de tablas

Tabla 2.1 Evolución tectónica del escudo de Guayana Pag 5

Tabla 4.1 Bases gravimétricas Pag 33

Tabla 4.2 Descripción litológica de las muestras Pag 42

Tabla 5.1 Estadística Descriptiva Pag 43

Tabla 5.2 Profundidades estimadas con el análisis espectral Pag 50

CAPITULO I

1.1 Introducción

El proyecto GIAME llevado a cabo por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), ha realizado en los últimos años diversos estudios gravimétricos en el occidente de Venezuela Ramírez (2014), Campos (2014), Gil (2014), Pérez (2014), Hermoso (2015) y en febrero de 2015 se realizaron estudios de este tipo en la región de Guayana, con la participación de la Universidad Central de Venezuela (UCV) y el Instituto Venezolano Geográfico Simón Bolívar (IVGSB), con la finalidad de estudiar las variaciones del campo gravitatorio en esta zona y determinar las causas de dichas variaciones.

Con el objetivo de cumplir lo anteriormente planteado, se realizó la adquisición de 210 estaciones gravimétricas en un perfil ubicado entre Santa Elena de Uairen y Puerto Ordaz Estado Bolívar (Figura 1.1) con una separación aproximada entre estaciones de 5 km referenciadas geográficamente con GPS diferencial, para posteriormente procesar los datos e interpretar cualitativamente los perfiles de anomalía de Bouguer.

1.2 Objetivo General

Caracterizar la zona con métodos gravimétricos realizando un perfil ubicado entre Santa Elena de Uairen y Puerto Ordaz, Estado Bolívar.

1.3 Objetivos Específicos

- Elaborar una base de información gravimétrica a partir de los datos adquiridos en las estaciones ubicadas de la zona en estudio.
- Realizar un control de calidad estadístico de los datos.
- Calcular la anomalía de Bouguer a partir del procesamiento de la data adquirida.
- Generar perfiles de anomalía gravimétrica
- Interpretar en un contexto geológico las anomalías

1.4 Justificación

El presente trabajo es un importante apoyo científico para la caracterización de estructuras geológicas; además de interés económico para el país ya que suministra información de carácter regional en esta zona de gran importancia minera. Por otra parte contribuye con información a la nueva red de bases gravimétricas que se está desarrollando actualmente en el país, así como también suministra una base de datos para investigaciones que se realicen a futuro en esta zona.

1.5 Ubicación del área de estudio

El perfil está ubicado en la parte este del estado Bolívar entre Santa Elena de Uairen y Puerto Ordaz (Figura 1), dicho perfil se extiende paralelo a la carretera principal que une estas localidades, las mediciones se realizaron sobre la carretera principal y vías transversales donde había acceso para realizar las mediciones. El perfil tiene aproximadamente 650 km de longitud y se extiende aproximadamente 25 km a los lados.

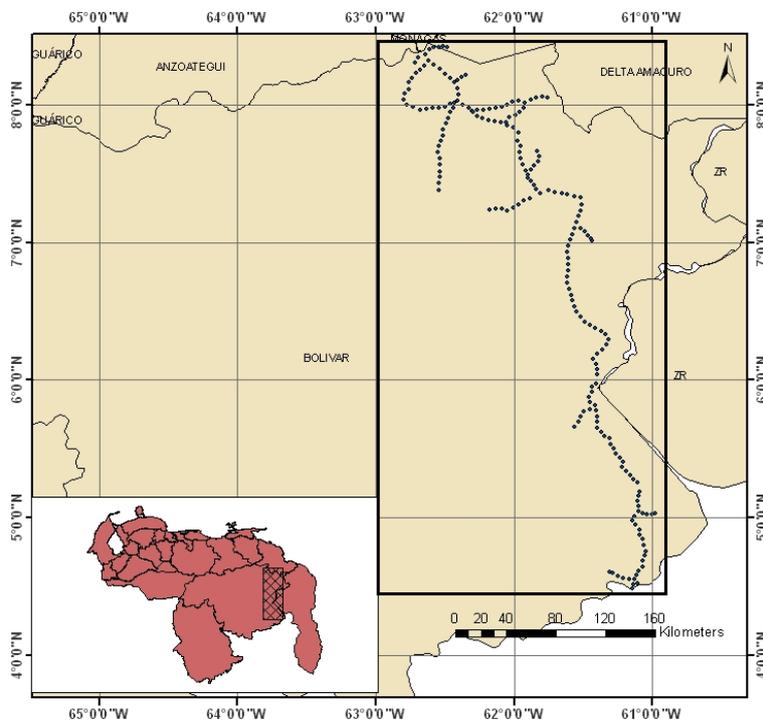


Figura 1.1 Ubicación del área de estudio

A continuación se presenta los capítulos con toda la información necesaria para llevar a cabo este trabajo especial de grado, en los cuales se tratan aspectos referentes a geología de la zona, conocimientos teóricos, metodología de trabajo, resultados, análisis y las conclusiones a las que se llegaron.

CAPITULO II

MARCO GEOLOGICO

2.1 Escudo de Guayana

El Escudo de Guayana venezolano limita al norte con el río Orinoco, al este con la frontera con Colombia y al sur con la frontera con Brasil y ocupa aproximadamente el 50% de la superficie de Venezuela. Está conformado en parte por rocas muy antiguas de aproximadamente 3400 millones de años pero la gran mayoría son proterozoicas 2400-1400 m.a. (Mendoza 2005).

El Escudo de Guayana forma parte del Precámbrico del Cratón Amazónico y se continúa en las Guayanas y la parte noreste de Colombia., con unidades litoestratigráficas y litodémicas, que forman diversos terrenos, con metamorfismos y depósitos minerales que se correlacionan.

Esta región está dividida en el estado Bolívar en 4 provincias (Figura 2.1), que se conocen como: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima; las tres primeras están constituidas principalmente por rocas ígneas y metamórficas, mientras que Roraima está conformada principalmente por rocas sedimentarias con un leve metamorfismo de carga (Mendoza, 2012).

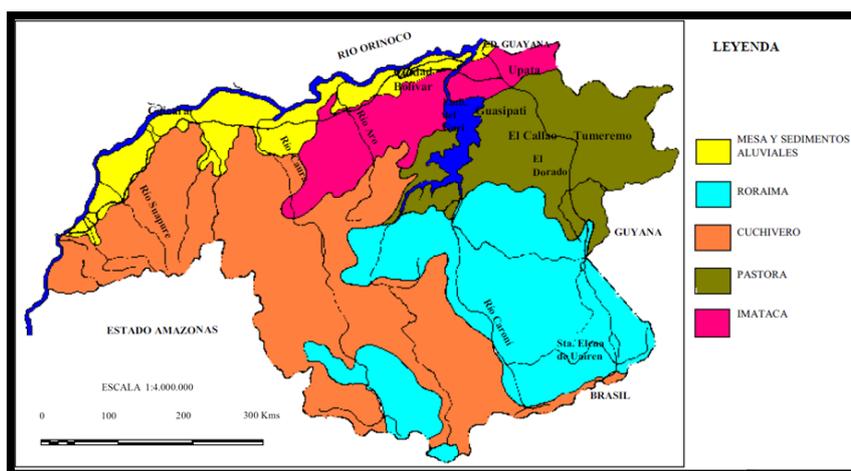


Figura 2.1 Provincias Geológicas de Guayana en el estado Bolívar (tomado de Mendoza 2012)

En la tabla 2.1 se muestra la secuencia de eventos geológicos más importantes en la formación 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 Mundiales			
Planación	Cenozoico:	Levantamiento / Erosión / Planación	
	150-30 Ma?	Carbonatitas y kimberlitas intrusivas en Escudo Sudamericano y SW África, Diq D. Laguna magmas tholeiíticos.	
Nuevo Océano	210 - 200 Ma:	Apertura Océano Atlántico	
"Collage" Kimberlitas	500 - 285 Ma:	Supercontinente Gondwana-Laurentia (=Pangea)	
	850 - 545 Ma:	Orogénesis Brasileña - Pan Africana	
	850 - 750 Ma:	Rifting Supercontinente Rodinia: Lamproiros-Kimberlitas Guaniamo	
"Collage"	1200 - 1000 Ma:	Colisión Del Norte Sur America Con Norte America-Europa Final Orogénesis Nickeriana/Grenvilliana	Colisión Continental Supercontinente Rodinia
	1200 - 1100	Seudotakilitas Falla Gurí	
	1200 - 1100 Ma:	Colisión Río Negro-Juruena; Jari-Falsino (Brasil)-Mitu-Garzón (Colombia)-Nw De Guayana	
Granitos rapakivis	1550 - 1350 Ma:	Parguazensis: Rifting Continental. Emplazamiento Granitos Rapakivis	
Rift Continental	1800 - 1600 Ma:	Asociación Avanavero = Diabasas/ Gabros Toleiíticos	
	1750 - 1450 Ma:	Facies Molasa Post -Tectonica Roraima	
	1800 - 1750 Ma:	Sutura Caura. "Collage Tectónico"	
	1860 - 1800 Ma:	Facies Molasoides Pre- Roraima (Los Caribes,Etc)	
	1860 - 1730 Ma:	Final Orogenesis Transamazónica	1.9-1.7 Evento Uatumá
	1860 - 1730 Ma:	Rocas Graníticas Sin Diferenciar De Amazonas	
	1860 - 1790 Ma:	Final Magmatismo Arco Magmatico Cuchivero/ Final Evento Orocaima	
	1830 - 1790 Ma:	Rocas Graníticas Volcano- Plutónicas Calco-Alcalinas De Cuchivero	
	1980 - 1930 Ma:	Comienzo Magmatismo Arco Cuchivero / Comienzo Evento Orocaima	Supercontinentes: Atlantica/ Nena/ Columbia /Caura
	< 2000 Ma:	Rocas Graníticas Intrusivas Ricas En K2O	
	2050 - 2230 Ma:	Basamento Reactivado o Intrusivas Graníticas Sódicas del Complejo de Supamo	
	2100 - 2000 Ma:	Cinturones de Rocas Verdes (Crv) Más Jóvenes, Ca., Tipo Botanamo	
	2200 - 2000 Ma:	Arco Magmático, Borde Continental Activo, Las Cristinas.	
	2300 - 2200 Ma:	Cinturones de Rocas Verdes (Cvr) Más Viejos, Tk, Tipo Pastora. Inicio O. Transamazónica	
	2400 - 2225 Ma:	Rocas Graníticas Sódicas del Complejo de Supamo Intrusivas en C. Imataca en Disrupción	
"Collage"	2600 - 2500 Ma:	Choque y Aglutinación de Micro-Continentes:	Supercontinente Guayanensis o Kenoriandia
Granulitas	2700 - 2600 Ma:	Migmatización y Granulitización de Imataca	Migmatita La Migmatita La Ceiba
	2960 - 2850 Ma:	Orogénesis Pre-Transamazónica o Oroensis	
Antiguas	3350 - 3000 Ma:	Formación de Primitivos CRV y Complejos Tonalíticos Pre-Imataca	
	3700 - 3400 Ma:	Protolito Complejo de Imataca, Orogénesis Guinense 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	

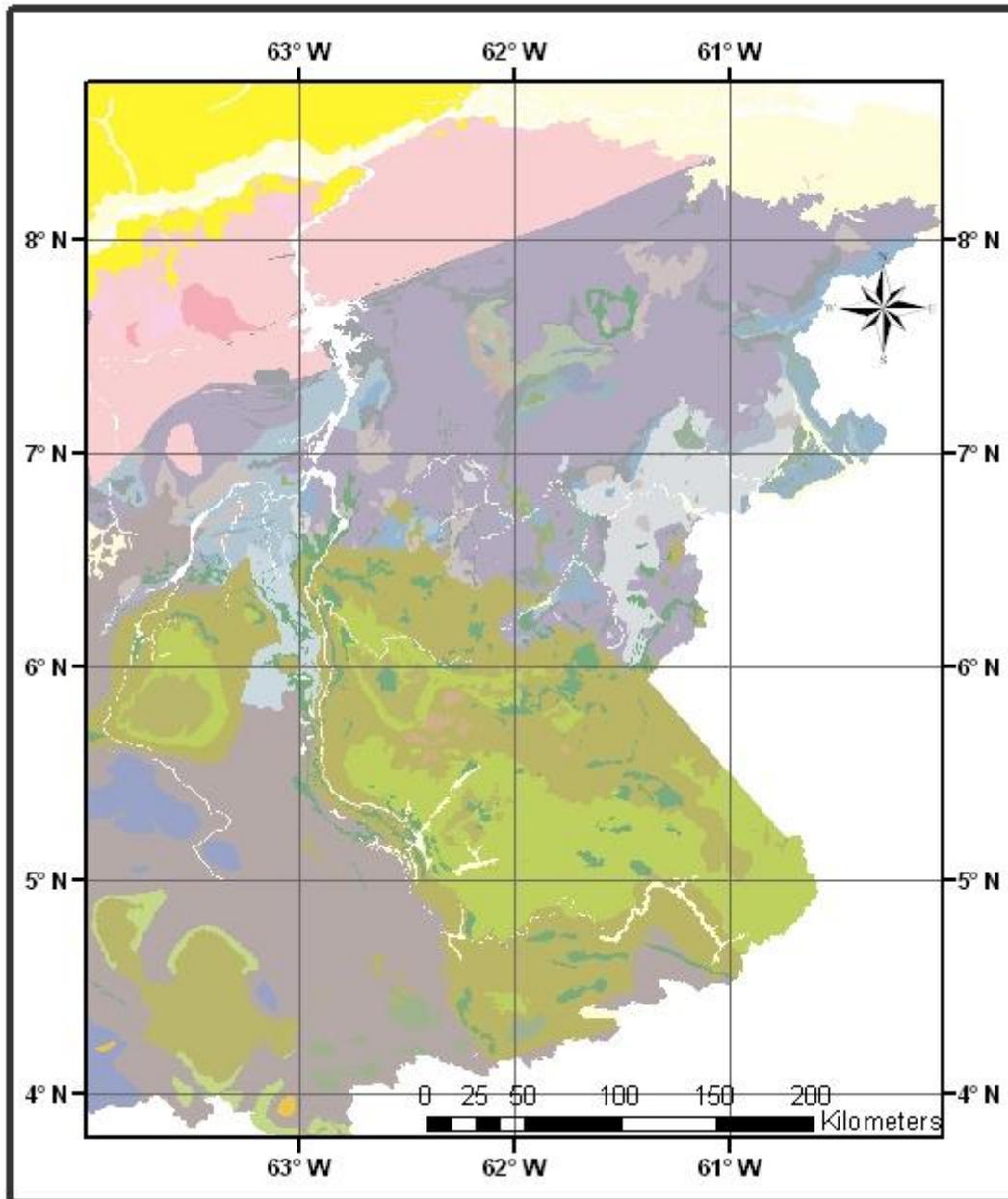


Figura 2.2 Mapa Geológico de la zona de estudio estudio tomado y modificado de Hackley et al., (2006).

2.2 Provincia de Imataca

La Provincia de Imataca se extiende en dirección WSW-ENE desde las proximidades del río Caura hasta el delta del Orinoco y aflora desde el curso del río Orinoco hasta la Falla de Guri por intervalos entre 550 km y 80 km, No parecen existir razones para que Imataca no se extienda al norte del Orinoco. Algunas compañías petroleras que perforaron la Faja Petrolífera del Orinoco encontraron rocas de alto grado metamórfico

al norte del Río Orinoco, correlacionadas con rocas del Complejo metamórfico de Imataca (Mendoza, 2012).

Rocas similares a las del Complejo de Imataca no han sido observadas al Oeste del Río Caura y esto se interpreta como que tal río marca el límite de borde continental próximo a una zona de subducción; o representan una corteza siálica parcialmente asimilada y parcialmente cubierta por las intrusiones de la Asociación Cuchivero y del Granito Rapakivi de El Parguaza.

Litológicamente la Provincia de Imataca está formada por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas y granulitas máficas, y hasta ultramáficas (15%-20%), y cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de hierro (BIF), marmol, charnockitas, anortositas, granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales de menos metamorfozados y más jóvenes de cinturones de rocas verdes (CRV)- trondgemíticos, tonalíticos y granodioríticos (TTG) gnéisicos (Mendoza, 2012).

Según Mendoza 2005 esta Provincia se originó por compresión entre placas oceánicas y arcos de islas con cambios de subducción sucesivos (Figura 2.3).

Sin embargo, para muchos geólogos brasileños (Cordani y otros, 2.000; Tassinari y otros, 2.000), basados en cientos de determinaciones de edades radiométricas, las provincias Imataca y Pastora las incluyen en una sola provincia geocronológica denominada Maroni-Itacaiúnas, la cual limita al norte con el Río Orinoco, al sur con rocas sedimentarias del Grupo Roraima y volcánico-plutónicas del Grupo Uatumá (equivalente al Grupo Cuchivero), y las rocas de la Provincia Ventuari-Tapajós, la limitan en el Estado de Roraima; 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.-1.95 Ma, en la cual se incluyen cinturones de rocas verdes de esa edad, migmatitas y granulitas (Mendoza 2005).

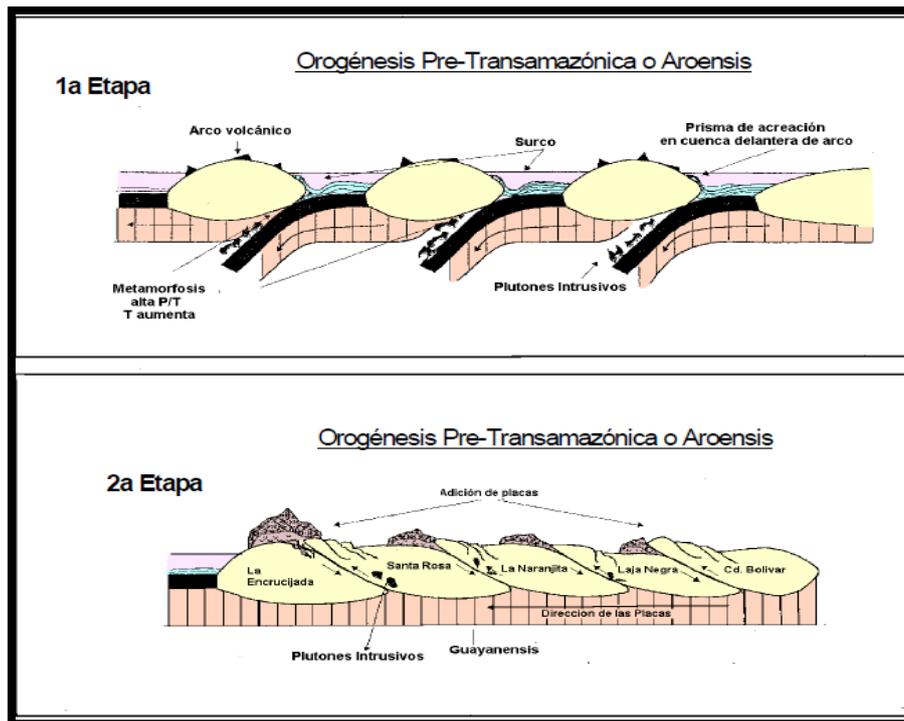


Figura 2.3. Evolución Geodinámica de Imataca (1ra Etapa) por compresión entre placas oceánicas con cambio de subducción a la izquierda y (2da etapa) sucesiva sobreposición y aglutinación de los arcos o micro continentes formando parte del súper continente Guayanensis (Tomado de Mendoza, 2005).

Falla de Guri

La Falla de Guri es el rasgo tectónico más relevante del Escudo de Guayana, separa las provincias de Imataca, al norte, de Pastora, al sur (Mendoza, 2012). Esta es una falla muy antigua, cuya evolución se explica a continuación:

1. >2.400 M.a. Rift continental de Guri.

Comienzan a separarse las microplacas Imataca y Kanukú y entre ellos se va formando y desarrollando un océano donde se originaron los cinturones de rocas verdes de Pastora y Barama-Mazzaruni.

2.150-1.960 M.a. Clímax de la Orogénesis Transamazónica.

Cierre del océano. Choque de la provincia de Pastora con Imataca. La falla de Guri actúa como una zona de sutura. Se produce la granulitización de las rocas de Imataca y

metamorfismo en la Facies Esquistos Verdes a Anfibolita en los cinturones de rocas verdes más antiguos de Pastora.

3. 1.900-1.800 M.a Final Orogénesis-Transamazónica.

Choque de tres provincias (Imataca, Pastora, Cuchivero). La zona del triple choque de placas origina el Frente Tectónico Caura y fracturas paralelas (Caroní, Cuhivero, Parguaza, Cabruta, etc.) que desplazan a la Falla de Guri.

4. 1.200±200 M.a. Orogénesis Nickeriana.

Choque del bloque Imataca-Pastora-Cuchivero-Parguaza-Roraima con el bloque Rio Negro-Jurena (Brasil), Mitú-Garzón (Colombia). Se produce la intensa removilización, cizalla y cataclasis (seudotaquilitas) de la Falla de Guri, metamorfismo retrogrado bajo facies de esquistos verdes, algunas intrusiones de aplitas y pegmatitas.

5. 800-300 M.a. Cruce de fallas Cabruta-Guri se emplazan Carbonatitas.

En el cruce de fallas Cabruta y prolongación de Guri se emplazaron carbonatitas y cerca de esa intersección en la falla de Cabruta se emplazaron kimberlitas eclogíticas diamantíferas intrusivas de Guaniamo en la Provincia Cuchivero hace 711 M.a. y lámprofiros de 850 Ma.

6. 210-190 M.a. Apertura Océano Atlántico.

La falla de Guri se comporta como una falla de transformación en la parte oceánica y como falla Inversa de ángulo alto (Imataca sobre Pastora) en la parte continental. La Falla de Guri se continúa o está alineada con la Falla Sassandra-Trou del Escudo Leo en África Occidental. A su vez Sassandra-Trou se continúa o es equivalente con la Falla Zednes en el Escudo Reguibat de África Occidental. A lo largo de esta gran falla se emplazaron diabasas, rocas gabroides y posiblemente rocas ultramáficas del manto superior.

7. 150 M.a. Levantamiento, erosión, quietud tectónica.

Guri se ha comportado desde entonces como una falla pasiva, y en la actualidad la única actividad sísmica que tiene es provocada por la carga de la presa.

2.3 Provincia de Pastora

La Provincia de Pastora está definida al sur de la Provincia de Imataca, separada de ésta en su parte oriental por la falla de Guri y en la parte occidental por la falla de Santa Bárbara; al sur está limitada por la Provincia de Roraima. La Provincia de Pastora se caracteriza litológicamente por una secuencia de tobas volcánicas ácidas y básicas, y rocas sedimentarias asociadas que han sufrido un metamorfismo de grado bajo, el cual alcanza localmente la facies de la anfibolita. La estratigrafía en esta provincia aún no se ha determinado con precisión y persisten desacuerdos fundamentales en su interpretación; también está constituida por cinturones de rocas verdes de edad Proterozoico temprano y terrenos TTG del Complejo Supamo (Menéndez, 1968).

En general, se considera que esta provincia está formada por una secuencia supracortical de rocas verdes ubicadas en las zonas sinclinoides entre domos graníticos. (Mendoza ,1977).

En el esquema representado en la figura N° 2.4 resume la relación entre las litologías propias de la Provincia de Pastora, así como su relación estratigráfica.

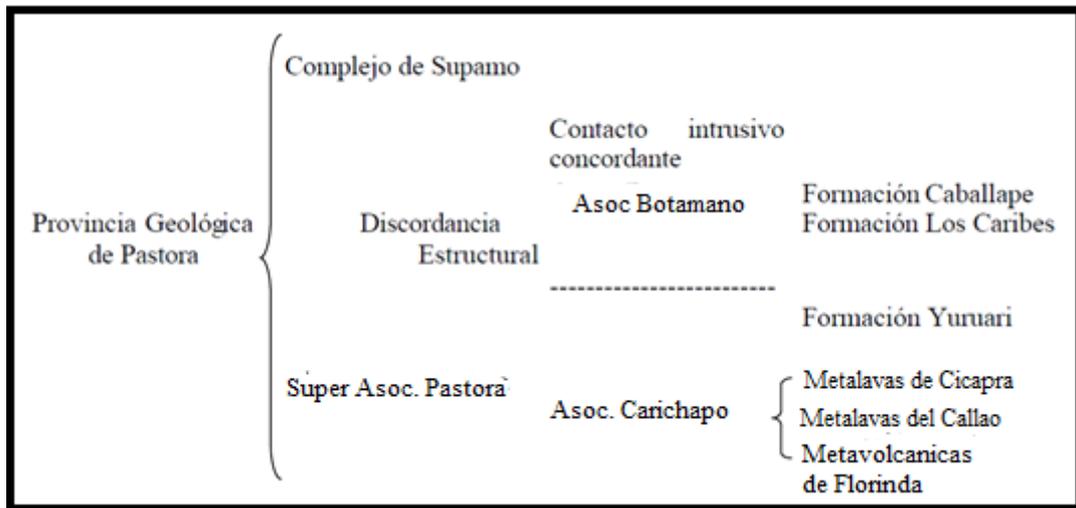


Figura 2.4 Relación litológica de la Provincia de Pastora. Tomado y modificado de Menendez (1972).

Súper Asociación Pastora

Las formaciones constituyentes de la Súper asociación Pastora son El Callao, Cicapra y Yuruari. Las dos primeras conforman la asociación Carichapo.

Asociación Carichapo

La asociación Carichapo consiste de metalava y metatoba basálticas, toleíticas y comatiíticas, y una menor proporción de rocas volcánicas ultramáficas de afinidad química comatiítica y de metajaspe; en las zonas de mayor metamorfismo está constituida de anfibolitas y cornubianitas hornbléndicas y metacuarcitas manganoferíferas. (Menéndez, 1972).

Metavolcanicas sedimentarias de Cicapra

Las metavolcanicas sedimentarias de Cicapra, presentan un espesor de unos 2.000 m de paquetes alternantes, rítmicamente compuesto cada uno de tobas básicas submarinas, grauvacas turbidíticas y limolitas volcanogénicas, tobas liticas, tobas brechoides, aglomerados volcánicos y en el tope cherts hematítico-manganesíferos. Estas rocas están metamorfizadas a la facies de esquistos verdes, con esquistos porfirobásticos formados de actinolita-epidota-biotita-albita, con poco cuarzo (Mendoza, 2005).

Las metavolcanicas sedimentarias de Cicapra tiene una litología distintiva de esquistos anfibólicos (80%) derivados de brechas y tobas de composición basáltico-comatiítica, y de lodolitas, areniscas y conglomerados grauváquico-volcánicos, muy pobres en cuarzo. Localmente se intercalan en la secuencia, basaltos comatiíticos y jasperioides recristalizados (cuarcitas manganesíferas y ferruginosas). La unidad está intrusionada por sills y diques de pórfido de cuarzo y felsitas, más abundantes cerca de los plutones de Mandingal y Cerro Pelón que también intrusionan a la unidad. Presenta metamorfismo en la facies de los esquistos verdes; aumentando el metamorfismo hacia el norte y noreste de Guasipati a la facies de la anfibolita (Menéndez, 1994).

Metalava de El Callao

La metalava de El Callao tiene más de 3.000 m de espesor y está litológicamente formada casi exclusivamente por lavas basálticas, bajas en potasio y altas en hierro, flujos de lavas andesíticas con un predominio transicional entre ambas, basandesitas, con estructuras almohadilladas altamente espilitizadas, con cantidades menores de brechas de flujo al tope, levemente metamorfizadas, cuarcitas y cherts ferruginosos y manganesíferos; y esquistos talcosos o basaltos komatítico-toleíticos aparecen en pequeños volúmenes en algunas localidades. Cerca del contacto de las rocas de El

Callao con las rocas graníticas del Complejo de Supamo, presentan hornblenda color azul-verdosa y plagioclasa andesina de facies anfibolita y a medida que nos alejamos del contacto observamos esquistos de color verde más claro, con clorita y albita, de la facies de esquistos verde. Geomorfológicamente, la metalava de El Callao ocupa las colinas y montes más altos (300 a 600 m.s.n.m.) que meteorizan a suelos lateríticos muy arcillosos de color rojo intenso (Mendoza, 2005).

Metavolcanicas de Yuruari

Las metavolcanicas de Yuruari según Menéndez (1.994) suprayacen, concordantemente, a las formaciones El Callao y Cicapra. Sin embargo, la Formación El Callao está por encima de la Formación Yuruari, en contacto de falla inversa de ángulo bajo a intermedio. La Formación Yuruari se compone litológicamente de filitas, esquistos y metatobas félsicas, metalutitas negras de hasta 50 m de espesor. Los esquistos y filitas no parecen ser metasedimentarios, sino más bien tobas y lavas félsicas (dacíticas y riódacíticas) metamorfizadas. Cerca del contacto de las formaciones Yuruari-El Callao se observan pequeñas intrusiones pórfídicas félsicas en las lavas de El Callao. Se ha interpretado que tales felsitas intrusivas en El Callao son comagmáticas y coevales con las felsitas de Yuruari. El espesor de la Formación Yuruari es de por lo menos 1.000 m y geomorfológicamente ocupa colinas bajas y sabanas, con vegetación tipo chaparros, con suelos lateríticos de colores amarillentos a algo rojizos.

Complejo Supamo

Menéndez (1972) describe el complejo que consiste en paragneis biotíticos, migmatitas y rocas ígneas pobres en feldespato potásico. Sin embargo, este autor además de tronjemitas y granodioritas incluye monzonitas cuarcíferas dentro de las ígneas ácidas. Menéndez (1974) estima que este complejo tiene una edad aproximada de 2000 Ma.

Asociación Botanamo

La secuencia de rocas incluidas en este grupo la conforman: la Formación Caballape y la Formación Los Caribes, que constituyen el cinturón de rocas verdes más joven dentro de la Provincia Geológica de Pastora.

Metavolcanicas sedimentarias de Caballape

Menéndez (1972), en la región de Guasipati, la describió como formada en un 80% por rocas epiclásticas, limolitas laminadas, grauvacas, conglomerados y un 20% de piroclásticas, tobas y brechas, todas levemente metamorfizadas. De acuerdo a la descripción, el rasgo litológico característico de la Formación Caballape es su contenido de metalimolitas volcánicas laminadas y compactas con alto contenido de epidoto, que les da un color distintivo, verde oliva pálido. Estas rocas se intercalan íntimamente con metagrauvacas volcánicas de grano medio a conglomerados, de color verde oliva a gris verdoso oscuro, y ocasionales capas de metaftanita negra.

Metaconglomerados Los Caribes

Los metaconglomerados los Caribes está compuesta por metaconglomerados polimícticos, mal escogidos, lenticulares, de color verdoso a gris verdoso, ricos en fragmentos volcánicos ácidos e intermedios y escasos fragmentos de granito rosado muy fino, así como filitas cuarzo sericíticas, metareniscas de grano fino y metalimolitas, laminadas y finamente estratificadas, compuestas esencialmente por cuarzo y hematita que les da el color rojo a la unidad, sericita y muscovita, (Benaím, 1972).

2.4 Provincia de Roraima

La Provincia Geológica de Roraima se extiende desde los límites del Parque Nacional Canaima, hacia el km 95 cerca de la Piedra de la Virgen, hasta Santa Elena del Uairen en dirección NS y desde el río Venamo hasta las proximidades del río Paragua en dirección EW. Esta provincia está compuesta por rocas del Grupo Roraima con intrusiones de diabasas y rocas gabronoríticas cuarcíferas a dioríticas cuarcíferas (Mendoza, 2005).

En general, Roraima carece de marcado tectonismo (sinclinales suaves muy abiertos y de muy bajo buzamiento) con algún fallamiento, incluso fallas de arrastre como en el Tepuy de Parú, frente a Kakuri, Alto Ventuari en el Estado Amazonas, relacionados a la Orogenesis Nickeriana y de levantamientos epirogénicos. Briceño y otros (1989) concluyen que los tepuy son el producto de inversión topográfica de remanentes de sinclinales de ejes con inclinación en ambas direcciones y las áreas bajas alrededor de los tepuyes corresponden a anticlinales erosionados: sinclinales colgados y combas.

Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Sólo se registra metamorfismo de contacto (andalucita) con granitos intrusivos, post-1450 M.a. , y de rocas máficas de la Asociación Avanavero; aunque Urbani (1977) postuló un metamorfismo de carga (pirofilita) en algunas localidades del Alto Caura posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3.000 m adicionales de sedimentos actualmente erosionados.

El conjunto mayor de esta provincia se denomina Grupo Roraima, y se diferencia por ser el que agrupa unas formaciones de diferentes características ubicado dentro de esta Provincia.

Reid (1974) dividió el Grupo Roraima en el área de Santa Elena del Uairén en cuatro formaciones, de la más antigua a la más joven, son: Uairén, Kukenan, Uaimapué y Mataui. Roraima, en Amazonas, Brasil y Guyana, se divide en tres miembros, inferior (equivalente a la Formación Uairén), medio (corresponde a parte de las formaciones Kukenan y Uaimapué) y superior, que se correlaciona con la formación Mataui) que es la más espesa y representa gran parte de la sección de los tepuyes (Gibbs y Barron, 1993; Ghosh, 1985).

El Grupo Roraima desde el punto de vista económico, constituye una provincia relevante para la extracción de oro y diamantes. La meteorización de las intrusiones básicas en el Grupo Roraima ha originado la formación de extensos mantos de lateritas bauxíticas, especialmente en Venezuela y parte de Guyana. También es frecuente, especialmente en Venezuela, la presencia de vetas de cuarzo, pegmatitas de cuarzo y feldespatos.

Formación Uairen

La Formación Uairén aflora en y cerca de Santa Elena del Uairén, al final de la Gran Sabana y presenta un espesor de unos 800 a 900 m. Su contacto inferior es discordante sobre tobas meteorizadas del tipo Volcánicas de Caicara, perteneciente a la Formación Pacaraima que se extiende hacia Brasil como Formación Surumú y forma la divisoria de aguas entre Venezuela y Brasil en esa región (Mendoza, 2005).

Dohrenwend y otros (1.995) subdividieron la Formación Uairén en un miembro inferior de unos 600 m de espesor, compuesto de areniscas cuarcíticas de grano grueso, bien

escogidas, con estratificación cruzada y testoneada, intercaladas con lentes conglomeráticos de matriz silicea y con escasas limolitas arcillosas; y de un miembro superior, de unos 100 m a 300 m de espesor, formado por areniscas cuarcíticas de grano medio, con abundante estratificación cruzada y escasos conglomerados intercalados.

Formación Kukenan

Concordantemente encima de la Formación Uairén, aflora la Formación Kukenan, de un espesor máximo de 100 m, integrada de paquetes alternantes, compuesto cada uno de tope a base de areniscas feldespáticas, limolitas feldespáticas y lutitas o arcillitas.

Formación Uaimapué

Concordantemente y encima de la Formación Kukenan sigue la Formación Uaimapué, con un espesor máximo de 250 m, que puede ser separada también en dos miembros, uno inferior similar litológicamente a la Formación Uairén, constituido por areniscas de grano fino a grueso con estratificación cruzada y conglomerados, intercalados con delgadas capas de limolitas y arcillitas; y de un miembro superior, formados por arcosas, jaspes, limolitas y tobas vitreas, de variados colores (rojizos, verdes, crema-amarillentos y grises). Las tobas vitreas han sido tomadas como capas guías dentro de la estratigrafía de Roraima y analizadas extensamente en Suriname, Guyana y Venezuela.

Formación Mataui

Suprayacente a la Formación Uaimapué, aflora la Formación Mataui, la unidad más joven del Grupo Roraima, que ocupa gran parte de los elevados y verticales tepuyes, formados por ortocuarcitas y areniscas cuarzo-feldespáticas con estratificación cruzada, marcas de oleaje, y areniscas masivas, con algunos horizontes muy delgados de areniscas arcillosas o lutáceas. El espesor de esta formación puede ser mayor a los 1.000 m .

2.5 Provincia de Cuchivero

Esta Provincia incluye rocas volcánicas riolíticas y asociadas, comagmáticas con granitos calcoalcalinos de la Asociación Cuhivero; areniscas, conglomerados, limolitas, tobas y lutitas del Grupo Roraima; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas-

gabronoríticas cuarcíferas de la Asociación Avanavero, el Granito Rapakivi de El Parguaza y complejos alcalinos como el de La Churuata y rocas asociadas, así como intrusiones de Carbonatita de Cerro Impacto, lámprofiros y kimberlitas eclogíticas de Guaniamo. La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el sur-sureste en el estado Amazonas, formando gran parte de las rocas del no diferenciado Proterozoico según Sidder y Mendoza (1995) y continuar en Brasil como parte de la Provincia Ventuari-Tapajós.

La súper asociación cuchivero es el conjunto de mayor tamaño y que posee diferentes formaciones, que se ubican dentro de la Provincia Cuchivero

El Grupo Cuchivero, ahora denominado Asociación Cuchivero, fue definido por Ríos (1.972) como compuesto de rocas volcánicas riolíticas de la Formación Caicara, ahora Volcánicas de Caicara, y de granitos biotíticos de Santa Rosalía, hornabléndicos de Guaniamito y Granito de San Pedro (Mendoza, 1974).

Formación Caicara

La Formación Caicara, ahora Volcánicas de Caicara, fue definida por Ríos (1.969) en una sección transversal a la serranía o “fila” de Morichal Negro, hacienda Santa Inés, en la vía a Guaniamo, a unos 30 km al sur de Caicara del Orinoco, distrito Cedeño del estado Bolívar. Mendoza (1975) la describe en mayor detalle en Chivapure, río Suapure, donde litológicamente se compone de ignimbritas, tobas de cenizas, brechas y cantidades menores de lavas, obsidianas y domos riolíticos, con cantidades muy subordinadas de otras rocas volcánicas de composición dacítica, andesítica y aún basálticas, todas ellas de afinidad calcoalcalina. Las rocas exhiben texturas vitroclásticas y eutaxíticas incluyendo esqueletos desvitrificados de vidrio y fragmentos colapsados de pumitas. La mayoría de estas rocas muestran composición química de riolitas.

Granito de San Pedro

Mendoza (1974) introduce este nombre para designar unas rocas graníticas leucocráticas, que afloran en los alrededores del río Suapure, estado Bolívar. El granito es de grano fino, leucocrático, masivo a moderadamente foliado, con aspecto subvolcánico.

Granito de Santa Rosalía

El Granito de Santa Rosalía es plutónico, de grano medio a grueso, aproximadamente equigranular, con biotita, escasa a ausente hornblenda y aflora extensamente desde la serranía El Mato en El Caura al pueblo de Santa Rosalía, al este, hasta El río Suapure al Oeste y hasta el río Ventuari al sur, cubriendo más de 40.000 km² (Mendoza, 2005).

Granito de Guaniamito

El Granito de Guaniamito aflora más localmente en el caño del mismo nombre y en el río Guaniamo. Es un granito hipoabisal, porfidico, rico en hornblenda, con textura gneisica gruesa bien desarrollada hacia la zona de la Falla de Cabruta y su edad Rb-Sr roca total dio 1.425 Ma equivalente al Parguaza, aunque tectonizado y convertido en gneis por la Falla de Cabruta. (Mendoza, 2005).

Grupo Suapure

El “Grupo” Suapure, cambiado por Asociación Suapure, fue definido por Mendoza (1974) como compuesto por el Granito de Pijiguaos y el Granito Rapakivi del Parguaza, excelentemente expuestos en los domos de Los Pijiguaos, a pocos kilómetros al oeste del río Suapure, paso de San Pedro. Estudios posteriores del M.E.M. (Mendoza y otros, 1977) indicaron que la asociación Suapure lo constituyen el Granito Rapakivi de El Parguaza y todas sus facies, subvolcánicas como el Granito de Pijiguaos, los pórfidos riocácicos del Guayapo, hipabisal o de profundidad intermedia como la Granodiorita del Sipapo, plutónicas como cuarzo-sienitas y anortositas a rocas muy cercanas al manto como bauchitas. Luego se incluyó por su edad y composición mineralógica en la Asociación Suapure al Granito de Guaniamito.

Granito de Pijiguaos

El Granito de Pijiguaos aflora en la mitad inferior de los domos del mismo nombre, en contacto no transicional con el Granito Parguaza. Es un granito de grano fino, equigranular, aspecto algo recrystalizado “muy rico en cuarzo y microclino, con textura moteada en la que se observan dos o más generaciones de cuarzo, posiblemente correspondientes con las pulsaciones o intrusiones inmediatas posteriores del Granito Parguaza (Mendoza, 2005).

Granito Parguaza

McCandless (1965) distinguió a la unidad original con el nombre de Granito del Parguaza para referirse a la masa de granito biotítico homogéneo, con textura porfídica que aflora al suroeste del río Suapure, Estado Bolívar. Mendoza (1972) describe la roca como un granito biotítico de grano grueso a muy grueso, masivo, con textura rapakivi, rico en feldespato potásico y hornblenda

CAPITULO III

MARCO TEORICO

3.1 La ley de Newton de la atracción gravitatoria

La teoría fundamental de la gravimetría se ha desarrollado directamente de la ley de Newton que expresa la atracción mutua entre dos partículas en función de sus masas y de su separación. Esta ley establece que dos partículas de masa m_1 y m_2 , de dimensiones muy pequeñas comparadas con la separación r , se atraen mutuamente con la fuerza (Dobrin, 1961). Dicha fuerza se expresa en la siguiente ecuación:

$$F = G \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde $G=6.673 \times 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$ y representa la constante gravitacional universal, r es la distancia entre las masas m_1 y m_2 .

3.2 Gravedad de la Tierra

Considerando una masa en la superficie de la Tierra relativamente pequeña en comparación a la masa total de la misma, y dado que la fuerza es resultado del producto entre la masa y aceleración, a partir de la ecuación 1 se obtiene que la aceleración de gravedad en cualquier punto en la superficie de la Tierra es:

$$g = G \frac{M_t}{R_t^2} \quad \text{Ecuación 2}$$

Donde R_t y M_t son el radio y masa de la Tierra (Kearey, *et al.*, 2002).

La unidad de la aceleración de gravedad en el Sistema Internacional es ms^{-2} , pero esta unidad no es práctica para el uso en geofísica. Por lo tanto, en el Sistema c.g.s. la unidad de aceleración es $\frac{\text{cm}}{\text{s}^2}$, la cual es denominada *gal* en reconocimiento a Galileo. Los pequeños cambios en la aceleración de gravedad causada por las estructuras geológicas se miden en miligal (*mGal*), equivalente a $1 \times 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$ en el SI (Lowrie, 2007).

Pero la magnitud de la gravedad puede ser alterada por la latitud, elevación, topografía del terreno circundante, mareas, fuerza centrífuga causada por la rotación, y variaciones de la densidad en el interior de la misma (Telford *et al.*, 2004), por lo tanto hay que tener en consideración los distintos modelos teóricos que existen para definir exactamente la topografía. Estos son:

3.3 El geoide y el Elipsoide

El geoide se define como aquel que coincide con la superficie del mar en equilibrio estático y se asigna una continuación ficticia por debajo de los continentes esquematizada en los distintos modelos de geoides existentes en la actualidad. El mismo también es definido como una superficie equipotencial donde la gravedad es constante en cualquier punto sobre el geoide y es siempre perpendicular a la superficie del terreno. La densidad de La Tierra tiene un efecto sobre el geoide, provocando que éste se eleve en las regiones más densas y caiga en las regiones menos densas (Lowrie, 2007).

El elipsoide es definido como un modelo matemático general o estandarizado a través del cual se puede calcular la gravedad teórica de la Tierra, tomando en cuenta que la forma de la Tierra no es perfectamente esférica, sino que es abultada en el Ecuador y achatado en los Polos. La altura obtenida a partir de este es definida como altura elipsoidal. La misma se compara con el valor de la altura ortométrica (referenciada al modelo de geoide), y se obtiene valor de la ondulación geoidal, así como se observa en la figura 3.1:

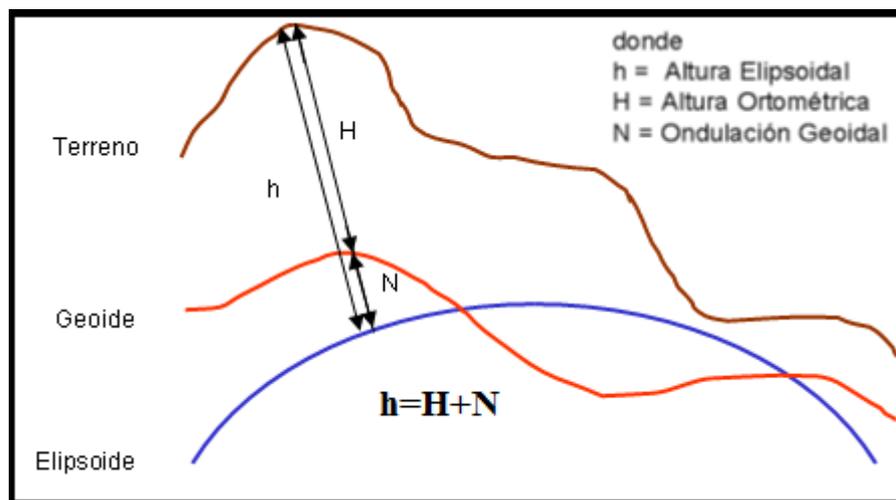


Figura 3.1 Superficie topográfica del geoide y el elipsoide

3.4 Métodos Gravimétricos

El método gravimétrico tiene como finalidad medir las variaciones laterales y verticales de la atracción gravitatoria del subsuelo, las cuales se encuentran relacionados a cambios de densidades (Dobrin, 1980). Es por esa razón que este método permite estudiar estructuras geológicas en el subsuelo y su composición, además de la estructura interna de la corteza terrestre, debido a los contrastes de densidades. Por otra parte, permite describir la estructura del basamento cristalino donde se encuentran depositadas rocas sedimentarias, debido a que la respuesta gravimétrica de estas últimas es relativamente pequeña ante la respuesta de las rocas del basamento.

3.5 Correcciones gravimétricas

Cuando se realizan mediciones de gravedad en la superficie de la tierra, estas se ven afectadas por diferentes factores como las mareas, la superficie topográfica, la altura a la cual se realiza la medición, etc.; debido a estos efectos los valores deben ser corregidos para obtener el resultado real causado por el contraste de densidad existente en el subsuelo.

Pedraza & Tocho (2011) describen que tradicionalmente se pensó en trasladar los valores observados mediante adecuadas reducciones a una misma superficie de referencia para hacerlos comparables, donde la superficie de referencia que se utilizaba es el geoide. Las reducciones al geoide requieren el conocimiento del gradiente del campo de gravedad real, difícil de determinar en la práctica, por lo que se reemplaza por el del gradiente del campo de gravedad normal; el mismo se calcula a través de los nuevos estándares para reducir datos de gravedad. En los nuevos estándares se recomienda utilizar un único elipsoide, el del Sistema de Referencia Geodésico de 1980 (GRS80), recomendado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG). Para fines prácticos GRS80, WGS84 e *International Terrestrial Reference Frame* (ITRF), no producen diferencias significativas en los cálculos de la anomalía de gravedad (Li & Götze, 2001).

A continuación se describen las diferentes correcciones:

3.5.1 Corrección por deriva

La deriva instrumental corresponde a las variaciones de gravedad en función del tiempo que hay entre las lecturas repetidas en un mismo lugar, causadas por cambios de temperatura en el ambiente o por la fatiga del sistema de muelles del instrumento de medición (Lowrie, 2007). Para compensar esta variación la adquisición de datos gravimétricos se realiza a través de la apertura y cierre de circuitos, para así poder calcular el valor de la deriva instrumental del equipo para cada estación a través de la siguiente ecuación:

$$Deriva = \frac{T_{min}(L_{final}-L_{inicial})}{T_{total}} \quad \text{Ecuación 3}$$

Dónde:

Deriva = Deriva instrumental del gravímetro.

T_{min} = Tiempo de la medición en minutos.

L_{final} = lectura final del gravímetro.

L_{inicial} = lectura inicial del gravímetro.

T_{total} = Tiempo total de todas las mediciones en minutos.

3.5.2 Corrección por mareas

Las atracciones gravitatorias del Sol y de la Luna causan el efecto de las mareas en los océanos, la atmósfera y el cuerpo sólido de la Tierra, donde se produce una pequeña deformación de la superficie. Esta variación influye sobre los gravímetros, sin embargo los de última generación son capaces de registrar los efectos y corregirlo con un rango de hasta 0,3 *mGal* (Telford *et al.*, 2004), así mismo, también existen distintos algoritmos computacionales que calculan la corrección por mareas tomando en cuenta la latitud, fecha y hora de adquisición.

3.5.3 Corrección por latitud

La rotación de la tierra y su protuberancia ecuatorial producen un aumento de la gravedad con latitud. La aceleración centrífuga debido a la rotación de la tierra es máxima en el ecuador y cero en los polos; se opone a la aceleración de la gravedad, mientras que el aplastamiento polar aumenta la gravedad en los polos, haciendo que el geoide se observe más cerca de la masa de la tierra (Telford, 1990). Debido a todos estos efectos es necesario realizar esta corrección y se calcula por la siguiente ecuación:

$$Gt = \frac{ge(1+k(\sin\varphi)^2)}{1-e^2(\sin\varphi)^2} \text{ Ecuación 4}$$

Donde:

$$ge = 978032.67715 \text{ mGal}$$

$$k = 0.001931851353$$

$$e^2 = 0.0066943800229$$

φ = Latitud

3.5.4 Corrección de Bouguer

La corrección de la placa de Bouguer compensa el efecto de una capa de roca, cuyo espesor corresponde a la diferencia de elevación entre la medición y los niveles de referencia (Lowrie, 2007). La corrección de Bouguer explica la atracción gravitatoria de la capa de la tierra entre el datum vertical, es decir, el elipsoide y la estación (Hinze *et al.*, 2005). Esta corrección, δg_{BC} en miligales, tradicionalmente se calcula asumiendo que las capas terrestres ubicadas entre la estación y el datum vertical se pueden representar por una placa horizontal de longitud infinita, este efecto se calcula con la siguiente formula:

$$\delta g_{SC} = 2\pi G\sigma(\mu h - \lambda R) \text{ Ecuación 5}$$

Dónde:

δg_{SC} = Corrección de Bouguer en mGal.

G = Constante gravitacional de la tierra.

σ =Densidad del material.

μ y λ = son coeficientes sin unidades definidos por LaFehr (1991).

h =altura elipsoidal.

R = Radio de la tierra en la estación.

Si la estación medida se encuentra por encima del nivel de referencia se resta la corrección, ya que esto elimina el efecto atractivo que tiene dicho estrato sobre la estación; en caso contrario se debe sumar para contrarrestar el déficit del efecto atractivo que tiene la estación por la carencia de dicha lámina sobre la misma.

3.5.5 Corrección de Aire Libre

Esta corrección toma en cuenta el efecto que causa la gravedad, debido a la altura de la estación con respecto a un punto de referencia. La corrección de aire libre no toma en cuenta el material entre la estación y el plano de referencia (Telford, 1990). Esta corrección es positiva si la estación está por encima del nivel del mar y negativa si está por debajo del nivel del mar.

$$\delta gh = - 0.3087691 - 0.000439 \sin^2 \varphi h + 7.2125 \times 10^{-8} h^2 \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde:

δgh = Corrección de Aire Libre.

h = altura elipsoidal.

φ = Latitud.

3.5.6 Corrección Atmosférica

La masa de la atmósfera de la Tierra está incluida en la masa de la Tierra sólida cuando se determina la gravedad teórica a partir de la Fórmula Internacional de Gravedad correspondiente al elipsoide de referencia de 1980 (Moritz, 1980). Sin embargo, la masa

de la atmósfera sobre una estación gravimétrica no afecta la gravedad medida en un estación, considerando que la Tierra es esférica y que su atmósfera está constituida por capas esféricas (Hinze *et al.*, 2005). Por lo tanto, el efecto de la gravedad de la masa de la atmósfera se calcula aplicando la ecuación 6.

$$\delta g_{atm} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5}h + 3.56 \times 10^{-2}h^2 \quad \text{Ecuación 7}$$

Dónde:

δg_{atm} = Corrección atmosférica.

h = altura elipsoidal.

3.5.7 Corrección topográfica

Esta corrección pretende eliminar el efecto causado por las irregularidades del terreno cercano y lejano a la estación de medición, es decir, considera los valles y las montañas que la placa de Bouguer no tuvo en cuenta de forma parcial. Para poder aplicar esta corrección, se necesita información detallada de la topografía ya sea mapas con curvas de nivel de la zona o modelos digitales que modelen la forma del relieve alrededor de cada punto de medición y de un software especializado para poder programar los algoritmos correspondientes.

En el cálculo de la Anomalía de Bouguer, esta corrección siempre se suma ya que los relieves altos, al contener mayor masa, disminuyen la gravedad medida en las estaciones y los puntos cercanos a los valles registran baja fuerza de atracción por falta de masa.

Uno de los métodos utilizados para la corrección topográfica consiste en aplicar la retícula de Hammer (1939) quien ideó un procedimiento para corregir el efecto de las desigualdades topográficas basado en la estimación del relieve topográfico mediante su división en compartimientos definidos como anillos de espesor h, de radio externo e interno R_e , R_i y densidad P; figura 3.2:

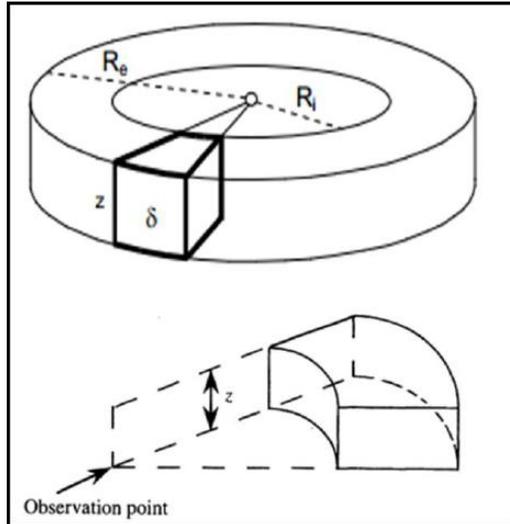


Figura 3.2 Anillo de la retícula de Hammer.

Así, aplicando la ecuación de Hammer (1939), se realiza la sumatoria para cada anillo de la siguiente manera:

$$g_{\text{anillo}} = 2\pi G\delta \left[R_e - R_i + \frac{R_i^2 - h^2}{2} - \frac{R_e^2 + h^2}{2} \right] \quad \text{Ecuación 7}$$

El centro del círculo se superpone sobre la estación del mapa topográfico, de donde se ha deducido su altura media. La acción del relieve real en los límites de cada sector se sustituye por la de un prisma curvilíneo de base igual a la del sector anular y de altura media del terreno en los límites del sector (norte, sur, este, oeste, y las subdivisiones que requiera según la distancia del anillo). Luego de sumar la influencia de todos los sectores, se obtiene la corrección por la influencia del relieve.

3.6 Anomalías gravimétricas

La diferencia entre el valor de gravedad observada y corregida con respecto al valor teórico de la gravedad en el esferoide tomando en cuenta los efectos causados por la latitud y longitud en cada estación se denominan anomalías gravitatoria (Lowrie, 2007).

3.6.1 Anomalía de Aire Libre

La anomalía de aire libre representa la diferencia entre la gravedad observada y el modelo teniendo en cuenta la gravedad teórica debido al elipsoide GRS80 y el efecto atmosférico en toda la ubicación de la estación. Esta anomalía se usa con frecuencia en

el modelado e interpretación de mapas de las zonas marinas y sin variaciones significativas batimétricas (Xiong Li *et al.*, 2006). Esta anomalía se calcula con la siguiente ecuación:

$$AB = g_{obs} - \gamma_{1980} + \gamma_{gh} - \gamma_{atm} \text{ Ecuación 8}$$

Dónde:

g_{obs} = Gravedad observada.

γ_{1980} = Gravedad teórica.

γ_{gh} = Corrección de aire libre

γ_{atm} = Corrección atmosférica.

3.6.2 Anomalía de Bouguer

Esta anomalía considera la atracción causada por la placa de Bouguer, por eso es adecuada para ser utilizada en mediciones realizadas sobre la superficie y se define como la aplicación de todas las correcciones descritas anteriormente. (Telford *et al.*, 2004).

$$AB = g_{obs} - \gamma_{1980} + \gamma_{gh} - \gamma_{atm} + Ct - \gamma_{BC} \text{ Ecuacion 9}$$

Dónde:

g_{obs} = Gravedad observada.

γ_{1980} = Gravedad teórica.

γ_{gh} = Corrección de aire libre.

γ_{atm} = Corrección atmosférica.

Ct = Corrección topográfica.

γ_{1980} = Corrección de Bouguer.

3.7 Análisis Espectral

El método de análisis espectral transforma el dato del dominio del espacio al de frecuencia. Las relaciones de amplitud y fase entre las distintas frecuencias se han utilizado extensamente para la estimación de profundidades (Spector & Grant, 1970) o separación de longitudes de onda para diferenciar las distintas componentes del campo producido por las fuentes.

Esta herramienta matemática permite separar la contribución de distintas fuentes de anomalía de gravedad en función del número de onda radial de la señal completa. Cuando se grafica la frecuencia en función del logaritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logarítmica de la energía con la frecuencia puede ser representada por una función lineal.

El espectro radial del campo decrece a medida que la profundidad t de la fuente aumenta por el factor e^{-2tr} , siendo r el número de onda. Cada comportamiento lineal definido por intervalos de frecuencia en el espectro corresponde con una fuente que genera una anomalía, por lo tanto, la pendiente de la recta es proporcional a la profundidad del tope de la fuente como se muestra en la ecuación 10, donde s es la pendiente del logaritmo del espectro.

$$H = -\frac{s}{4\pi} \text{ Ecuación 10}$$

3.8 Separación de anomalías regionales y residuales

En todo estudio gravimétrico es necesario realizar la separación regional – residual al mapa de Anomalía de Bouguer, ya que éstos manifiestan un efecto combinado de dos fuentes: una regional y otra de carácter local o residual. Las anomalías regionales se caracterizan por ser de gran amplitud y representan la configuración estructural de la corteza terrestre. Por otro lado, las distorsiones locales de menor amplitud y extensión, están asociadas a estructuras o eventos del subsuelo relativamente muy cercanos a la superficie y que son conocidas como anomalías residuales (Rodríguez, 1974).

3.9 Deconvolució de Euler

Esta técnica se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler que relaciona el campo gravimétrico y las componentes de su gradiente con la localización de las fuentes. De esta forma, utilizando los parámetros apropiados, se logra estimar la profundidad del techo de las estructuras geológicas causantes de las anomalías gravimétricas. La ecuación de homogeneidad de Euler relaciona el campo gravimétrico y las componentes de su gradiente con la localización de la fuente. El grado de homogeneidad es expresado por el índice estructural (SI) que es una medida del cambio de atenuación del campo con la distancia a la fuente. Dicho índice permite discriminar entre las geometrías de fuentes generadoras de anomalías. De esta forma muchos rasgos geológicos tienen distintos índices estructurales. Por ejemplo un índice estructural $SI = 0,5$ se puede asociar a contactos, uno de $SI = 1$ con estructuras cilíndricas bidimensionales, $SI = 2$ a estructuras volumétricas tipo esferas. La conexión entre este índice y las anomalías geológicas reales constituyen la base del método (Salem y Smith, 2005).

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Adquisición

En la etapa de adquisición de este trabajo especial de grado para cubrir la zona de estudio fueron necesarias dos jornadas, la primera desde el 8 al 18 de diciembre de 2014, donde se lograron levantar 80 estaciones ordinarias y 4 estaciones bases de orden 1 y la segunda jornada del 9 al 27 de febrero de 2015 de la cual se obtuvieron 140 estaciones ordinarias y 1 estación base de orden 1. Esta adquisición se realizó con un operador de gravímetro y dos operadores de GPS.

4.1.1 Adquisición de datos gravimétricos

La adquisición de los datos gravimétricos se realiza utilizando un gravímetro CG-5 Autograv marca SCINTREX. Para la medición óptima es necesario tomar en cuenta los siguientes parámetros:

- 5 mediciones de 2 minutos para cada estación base
- 3 mediciones de 1 minuto para cada estación ordinaria
- Una distancia aproximada de 5 km entre cada estación ordinaria
- Un valor de error menor a 0.03 mGal.
- Un valor de desviación estándar no mayor a 0.015
- Valores de TILT X-Y en un rango entre -5 y 5 segundos de arco.

4.1.1.1 Equipo Utilizado para la adquisición de datos gravimétricos

Para la adquisición de datos en campo se utiliza un gravímetro CG-5 Autograv marca SCINTREX, el cual es un medidor programable automático de gravedad, que posee un microprocesador con un rango de medición de más de 8000 mGal y con una resolución de lectura de 0.001mGal.

El sistema del gravímetro Scintrex CG-5 realiza un promedio a partir de una serie de lecturas en un determinado tiempo de medición; estas lecturas vienen dadas directamente en la unidad de mGal y los datos se almacenan en una memoria los cuales se puede enviar a un grabador MODEM o PC (SCINTREX Limited, 2006).



Figura 4.1 Gravimetro Sintrex CG-5 utilizado para la adquisición de los datos.

4.1.1.2 Adquisición de datos en campo

El trabajo en campo tiene como finalidad realizar las mediciones gravimétricas en cada estación con su ubicación determinada por GPS diferencial.

La determinación del valor de gravedad relativa en cada estación se obtiene comparando cada lectura con un valor de referencia medido en una estación base de gravedad absoluta conocida. Para llevar a cabo la comparación con respecto a la estación base, se utiliza el método de circuito cerrado (figura 4.2), el cual consiste en realizar mediciones de cierre y apertura del circuito en dicha estación base, con la finalidad de corregir el efecto de la deriva instrumental.

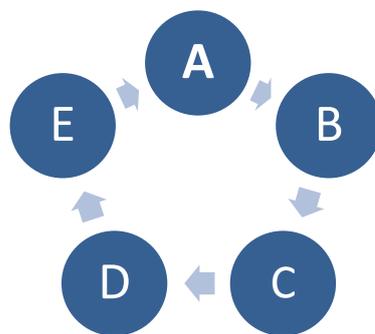


Figura 4.2. Método del circuito cerrado, donde A representa la base con valor de gravedad absoluta donde se realiza la apertura y cierre del circuito, y B, C, D, E son las estaciones ordinarias.

4.1.1.3 Estaciones Ordinarias

La adquisición de estaciones ordinarias se realizaron en un perfil sobre la carretera principal que comunica las ciudades de Santa Elena de Uairen y Puerto Ordaz y sus vías transversales con una separación entre estaciones de 5 km, se adquirieron un total de 210 estaciones ordinarias, esto con la finalidad de cubrir lo mejor posible la zona de estudio como se muestra en la figura 4.3.

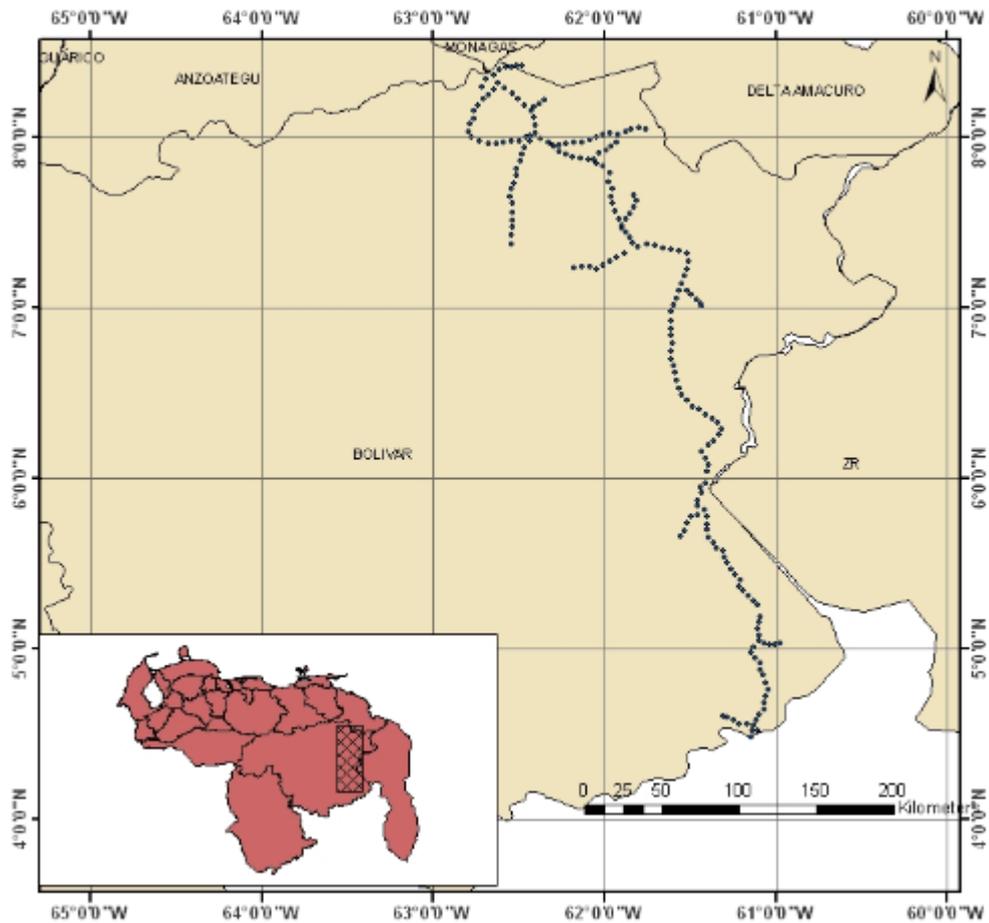


Figura 4.3. Mapa de ubicación de las estaciones adquiridas

4.1.1.4 Bases gravimétricas

Para la adquisición de datos en cada una de las estaciones ordinarias se tomaron como apoyo 7 bases gravimétricas, de las cuales 5 fueron levantadas en la campaña de adquisición (Tabla 4.1), arrastrando el valor de gravedad de las bases absolutas de Santa Elena de Uairen y Ciudad Bolívar; estaciones adquiridas en el programa de gravedad absoluta en Sur América

por el Institut Fur Erdmessung de la University of Hannover de Alemania, cuyas bases son reportadas en Drewes et al., (1991) Figura 4.4.

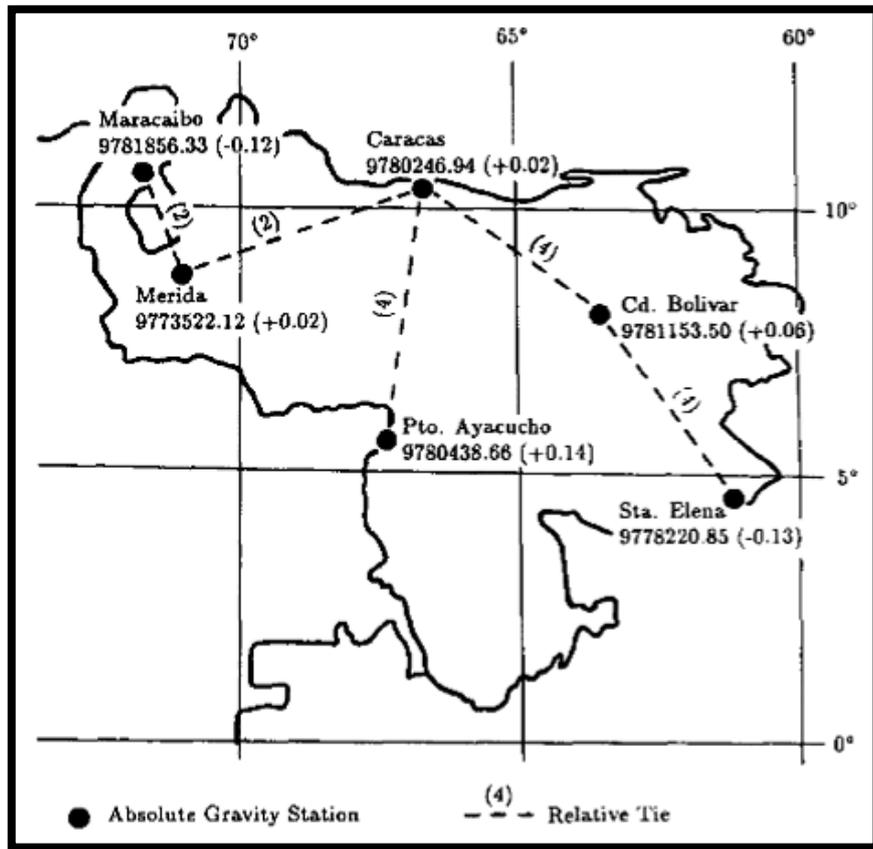


Figura 4.4 de Estaciones de gravedad absoluta (Drewes, 1991).

Tabla 4.1. Bases Utilizadas para la adquisición de los datos

Estación	Nombre	Descripción	Grav. Absoluta
9001	Santa Elena	Sede Ministerio Ambiente	977822.0800
9002	Kama	Salto Kama	977830.72
9003	Dorado	Piedras Grandes	978048.3880
9004	Tumeremo	Plaza Bolívar	978034.1180
9005	Guasipati	Escuela	978040.2580
9006	Upata	Escuela	978053.2512

4.1.2 Adquisición de datos de ubicación geográfica de las estaciones con GPS

Para la ubicación geográfica de las estaciones ordinarias se utilizó un equipo GPS diferencial marca Stonex (figura 4.5), Con esta medición se garantiza la precisión de la ubicación y la altura elipsoidal de cada estación.



Figura 4.5 GPS diferencial marca Stonex.

Para garantizar la calidad de los datos obtenidos se toma en cuenta los siguientes parámetros:

- Tiempo de grabación de 35 minutos
- Angulo de elevación máximo de 15° .
- Rata de captura de 5 segundos.

4.2 Procesamiento de los datos

4.2.1 Datos Gravimétricos

El procesamiento comienza con la descarga de los datos del gravímetro, la cual se realiza conectando por medio del cable RS-232C con un disco extraíble, para luego descargarlos en la PC. Estos datos se obtienen en un archivo txt y luego se exportan a EXCEL para realizar los cálculos matemáticos necesarios para aplicar las correcciones de diferentes efectos que sufren los datos de gravedad.

Para comenzar la corrección de los datos se separan por circuitos, identificándolos Con un color dependiendo de la base que hayan sido amarrados, cada circuito se calcula para obtener el valor de gravedad observada en cada estación.

Una vez que ya se obtuvo la base de datos se procedió a realizar los diferentes cálculos para obtener la información requerida en la investigación, a continuación se explica cada uno de ellos:

4.2.1.1 Gravedad Observada

En esta fase del procesamiento se calcula el varmin (variación por minuto como consecuencia de la deriva instrumental del equipo) mediante la ecuación 14 y se corrige los valores medidos para que la deriva no afecte a las mediciones, y a su vez, se lleva los valores relativos a gravedades absolutas.

$$Varmin = \frac{(Lf-Li)}{\Delta t} \text{ Ecuación 11}$$

Donde

Lf = es la lectura medida en la base al cierre del circuito.

Li = es la lectura medida en la base al inicio del circuito.

Δt = diferencia de tiempo entre los dos valores Lf y Li.

Posteriormente, se distribuye el varmin en todas las mediciones del circuito y luego de tener la lectura corregida se le suma la diferencia a la gravedad absoluta de la base con quien fue relacionado.

4.2.1.2 Corrección Topográfica

Para el cálculo de la corrección topográfica se aplica el método de Hammer (1939), realizando una corrección regional y otra local, la corrección regional se realiza de manera automatizada con el programa Oasis Montaj, y la corrección local con el método de la retícula.

4.2.1.2.1 Corrección Topográfica Regional

Esta corrección se realiza con el programa Oasis Montaj, este programa crea un *Regional Correction Grid*, a partir de un grid regional y uno local tomando como fuente un DEM (Modelo Digital de Elevación), el cual contiene la corrección topográfica para el área que rodea a la zona de evaluación. A partir del grid de corrección, el programa calcula los valores para cada una de las estaciones que se le suministró.

La base de datos de la topografía regional se obtiene de la página de TOPEX, de la cual se obtienen valores comprendidos en una ventana con un máximo y mínimo tanto de longitud y latitud, para esta zona de estudio se descargaron valores de topografía con una ventana de 160 km para cubrir toda la topografía circundante.

4.2.1.2.2 Corrección Topográfica Local

Para la corrección topográfica local se toma en cuenta el efecto causado por la topografía circundante a 50m de distancia de cada estación. En el programa Excel se organiza una hoja de cálculo (figura 4.6) donde cada celda corresponde a una posición en el anillo de la retícula de Hammer para así llevar un mejor control de las diferencias de altura entre la estación medida y su entorno.

Densidad	2.67		
Radio Interno	0	2	16
Radio Externo	2	16	50
Divisiones del anillo	2	4	6
	A	B	C
A 0-2m			
B 2-15m			
C 15-50m			
	0	0	0

Figura 4.6. Ejemplo de hoja de cálculo para la corrección topográfica local.

Con la suma de las dos correcciones descritas anteriormente se obtiene corrección topográfica total.

4.2.1.3 Cálculo de Anomalía de Bouguer

Para el cálculo de la Anomalía de Bouguer se aplican las ecuaciones que se mencionan continuación para cada una de las correcciones:

- Corrección de Bouguer que se obtiene por la ecuación 4
- Corrección de Aire Libre que se obtiene por la ecuación 5
- Gravedad Teórica que se obtiene por la ecuación 3
- Corrección Atmosférica que se obtiene por la ecuación 6
- Corrección Topográfica

Dichas ecuaciones se programan en Excel donde se realizaran las operaciones matemáticas correspondientes, y luego de obtener el valor de cada una de las correcciones se aplica la ecuación 9 para obtener el valor de anomalía de Bouguer.

4.2.1.4 Análisis Espectral

Con el programa Oasis Montaj en el módulo MAGMAP, se selecciona el grid al cual se le va a realizar el análisis espectral, se le realiza el FFT (*Forward Fourier Transform*), y en *Spectrum Calculation and Display* se obtiene el espectro de potencia, de este procedimiento se genera un archivo txt el cual se exporta a Excel donde se grafica el logaritmo de potencia vs número de onda (Ln_P vs. CYC/K_unit). Se visualiza los cambios de pendiente en el gráfico, se insertan líneas de tendencia y se obtienen las pendientes de las mismas. Se divide cada una de las pendientes entre $4*\pi$ para calcular las profundidades de las fuentes (Figura 4.6).

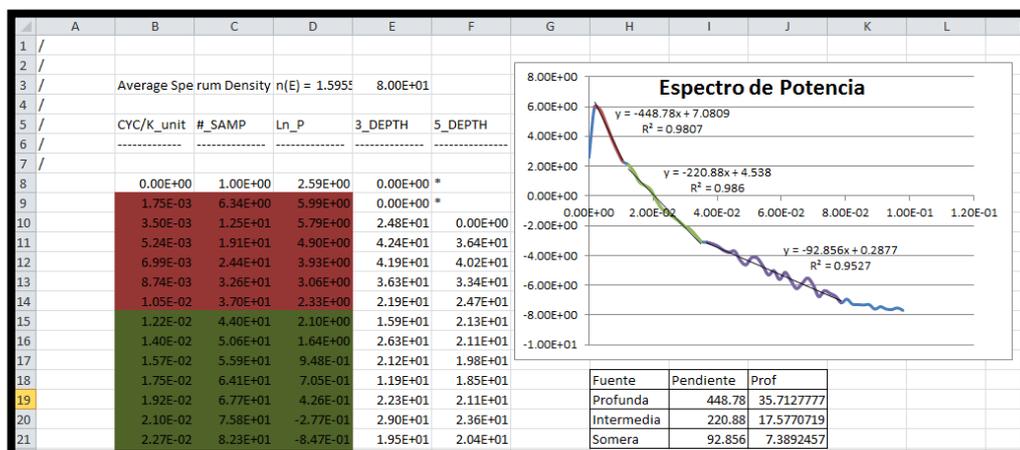


Figura 4.7. Procesamiento en Excel para calcular profundidades de fuentes

4.2.1.5 Separación Regional y Residual

Una vez obtenido el espectro de potencia, se realizó la separación regional-residual en el módulo *Interactive Spectralm Filter* de Oasis seleccionando un filtro Bandpass Filter y número de onda de 0.03916 rad/km como se observa en la figura 4.7. Posteriormente de obtener el grid del efecto regional se le restó al de AB obteniendo así el efecto residual.

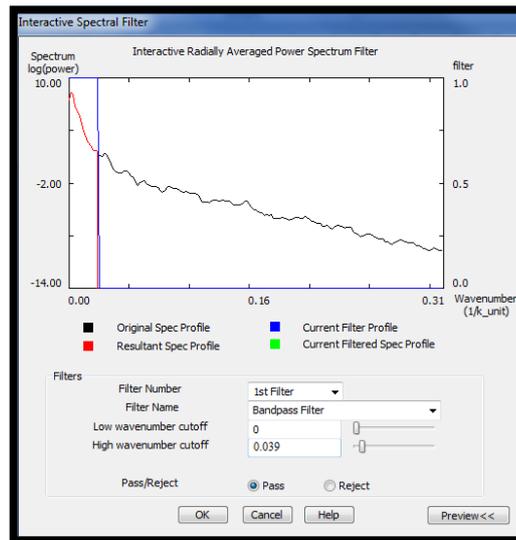


Figura 4.8. Procedimiento de aplicación de un filtro gaussiano para separación regional-residual.

4.2.1.6 Deconvolucion de Euler

La Deconvolucion de Euler se realizó con el programa Oasis Montaj en el módulo **Euler 3D** en la opción **Standard Euler Deconvolucion**, se calculó las derivadas en X,Y y Z; luego de obtener las derivadas se calcula la deconvolución de Euler.

Este cálculo se realizó con valores de índice estructural entre 0 y 1 por las características de la zona, con un tamaño de ventana de 10 y error de 3%.

Luego de aplicar estos procedimientos anteriores se generó sobre el perfil un conjunto de símbolos, los cuales representan las fuentes de las anomalías organizadas por profundidad.

4.2.2 Procesamiento de datos de GPS

Para realizar el procesamiento de los datos básicamente se realizaron los siguientes procedimientos:

- Descarga de los datos en una PC, dichos datos se descargan en un archivo STH y luego se transforma a RINEX.
- Al obtener el archivo RINEX se envía al **The Canadian Spatial Reference System (CSRS)**, el cual devuelve un documento que contiene todos los datos de cada estación con su respectiva ubicación y altura como se muestra en la figura 4.9

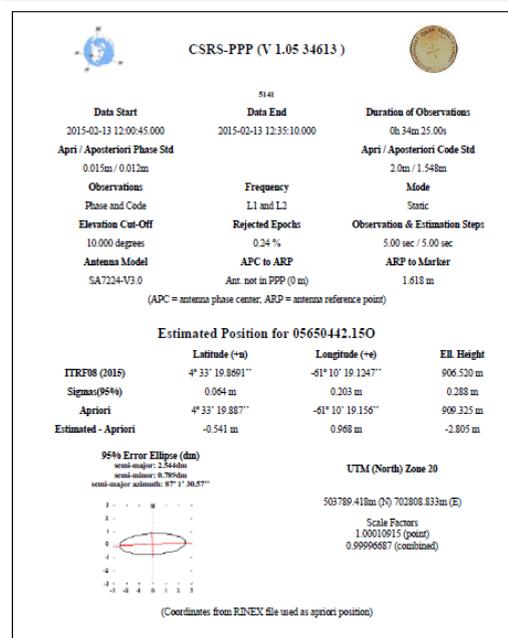


Figura 4.9. Archivo del CSRS que contiene la información de ubicación de cada estación.

4.3 Estudio de densidad de las muestras recolectadas en campo

En 12 de las estaciones gravimétricas se recolectaron muestras de rocas, para posteriormente realizar el estudio de la densidad. Luego de tener las muestras de rocas, se calculó el valor de densidad de cada una de ellas por la siguiente formula:

$$Densidad = \frac{Masa}{Volumen} \quad \text{Ecuación 12}$$

Para Obtener el valor de la masa de cada muestra se utilizó una balanza analítica como se muestra en la figura 4.9, en dicha balanza se midió cada una de las muestras y se obtuvo el valor de la masa expresado en gramos.

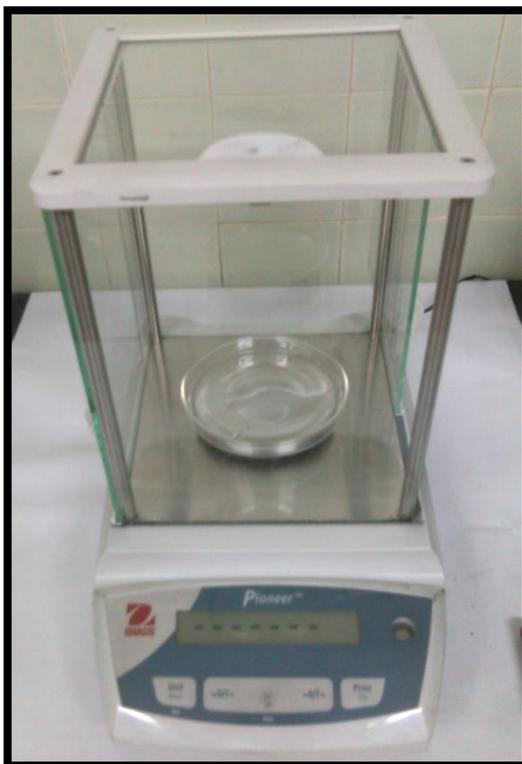


Figura 4.10 Balanza analítica utilizada para calcular la masa de las muestras.

Para el cálculo del volumen se utilizó un cilindro graduado como se muestra en la figura 4.10, en dicho cilindro se obtuvo el volumen de cada muestra en cm^3 .

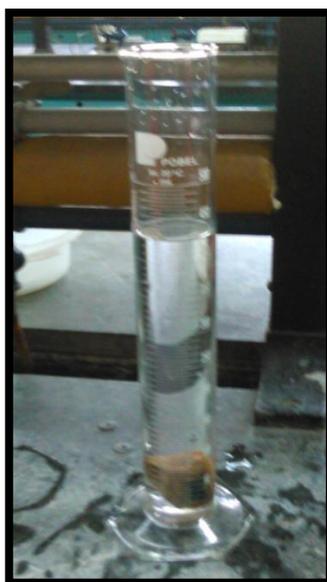


Figura 4.11 Cilindro graduado utilizado para el cálculo del volumen.

Una vez obtenidos los valores de masa y volumen de cada muestra se realizó el cálculo de la densidad con la ecuación 12; la figura 4.11 muestra la ubicación de las muestras en la zona de estudio.

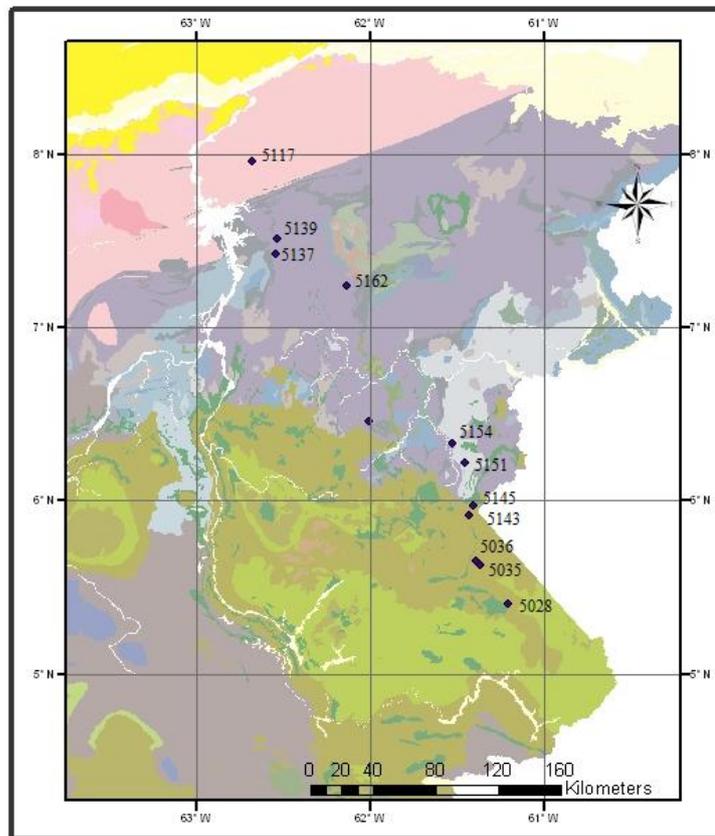


Figura 4.12 Ubicación de las muestras en el área de estudio.

Posterior mente se realizó una descripción de las muestras como se muestra en la tabla 4.2 para tener información de los datos obtenidos con cada una de las muestras

Tabla 4.2 Descripción de las muestras obtenidas en campo.

Estación	Muestra	Provincia	Descripción	Densidad
5028		Roraima	Arenisca de grano grueso, color rojizo	2,55 gr/cm ³
5036		Roraima	Arenisca de grano medio a grueso, color marrón claro	2,58 gr/cm ³
5045		Roraima	Arenisca de grano fino, color marrón claro	2,51 gr/cm ³
5159		Pastora	Granito, color blanco con niveles rojizos	2,77 gr/cm ³
5154		Pastora	Arenisca de grano fino, color rojo con niveles de oxidación	2.54 gr/cm ³
5151		Pastora	Arenisca de grano fino a medio, color rojizo con niveles de oxidación	2.51 gr/cm ³
5162		Pastora	Arenisca de grano fino, de color rojizo a marrón	2.48 gr/cm ³
5100		Imata	Feldespatos, óxido de hierro	3.10 gr/cm ³

CAPITULO V

RESULTADOS Y ANALISIS

5.1 Estadística de los datos gravimétricos

Para clasificar la data adquirida se realizó un análisis estadístico de los datos de anomalía de Bouguer, para el cual se calcularon datos de Estadística descriptiva (máximo, mínimo, mediana, media, desviación estándar, rango, número de datos y curtosis), histograma y diagrama de caja.

En la tabla 5 se observa los datos estadísticos de la variable de anomalía de Bouguer, para una muestra de 210 datos, se tiene un valor máximo de -4.54 mGal y un mínimo de -231 mGal con un rango de 227.43, una desviación estándar de 37.8 que indica una distribución normal con media muestra (figura 5.1) se observa un promedio de valores de -46.95 y una mediana de -46,95.

Tabla 5.1 Estadística descriptiva de datos de Anomalía de Bouguer

Mínimo	-231.975
Máximo	-4.541
Mediana	-43.187
Media	-46.951
Desviación Estándar	37.861
Rango	227.434
Numero de datos	210
Curtosis	6.471

En la figura 5.1 correspondiente al histograma de frecuencias de la variable de anomalía de Bouguer se observa un comportamiento normal asimétrico sesgado a la izquierda. En dicho histograma se observan 2 familias de datos, la primera de estas comprendida entre -4.5 y -79 mGal que representa el 92% y pertenece a tendencia de valores de anomalía de la provincia de Imataca y Pastora; los datos la segunda familia está comprendida entre -70 y -231 mGal que pertenece a la tendencia de valores de la provincia de Roraima debido al carácter sedimentario de esta provincia.

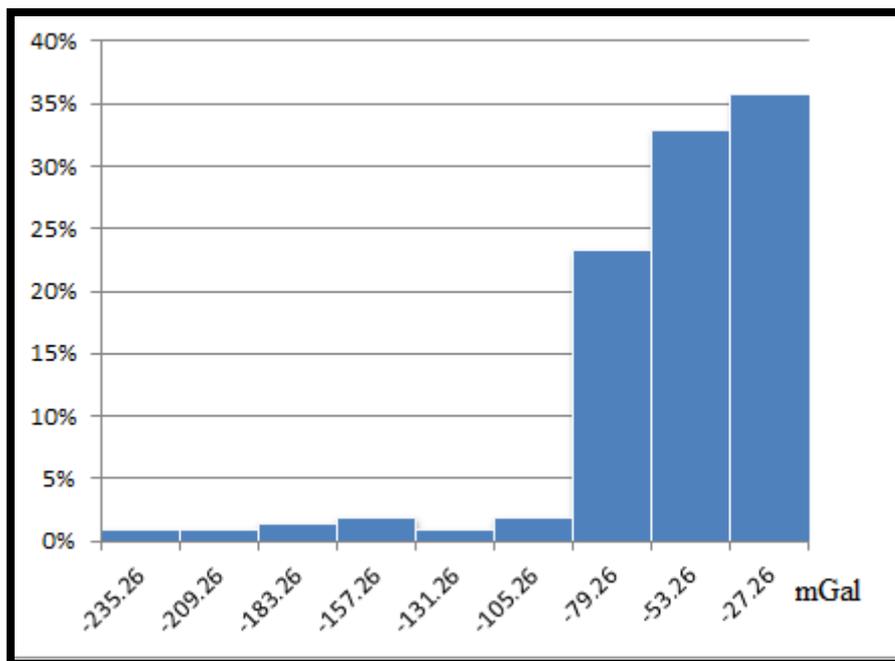


Figura 5.1 Histograma de frecuencias de la variable anomalía de Bouguer

La figura 5.2 correspondiente al diagrama de caja, en el mismo se verifica que no existen datos atípicos fuera de la población, corroborando el comportamiento que se observa en el histograma con una tendencia de valores altos con respecto al rango; se observa una media de -43.18 mGal, el cuartil 1 con valor de -62.25 mGal y el cuartil 2 con valor de -20.34 mGal.

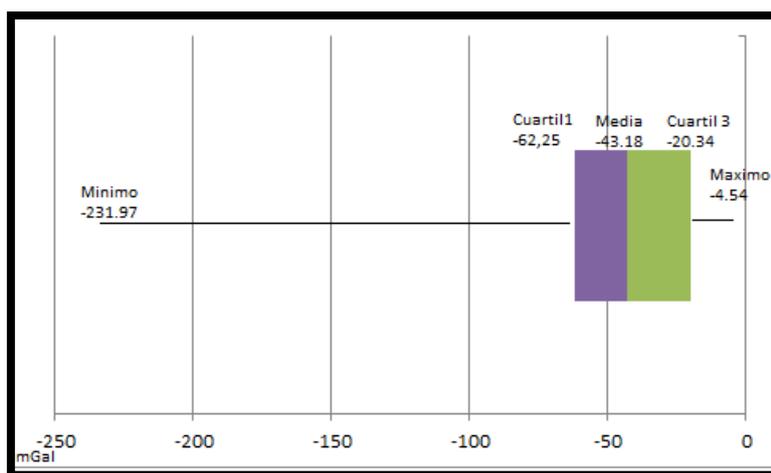


Figura 5.2 Diagrama de caja de la variable anomalía de Bouguer

5.2 Anomalía de Bouguer

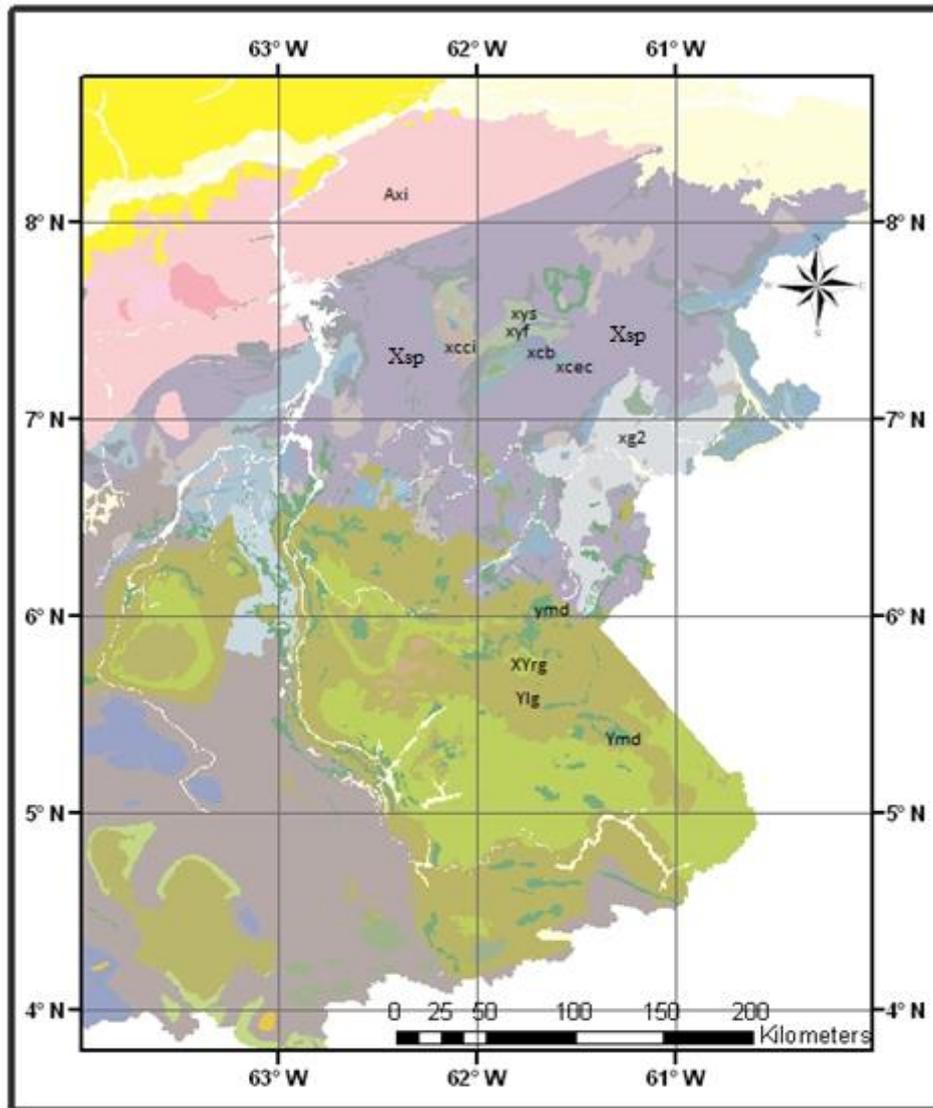
En la figura 5.4 correspondiente al perfil de Anomalía de Bouguer, con valores en un rango de -4.54 y -231.97 mGal, en el mismo se observan los valores más altos hacia la parte norte y más bajos hacia el sur, Se evidencia un máximo relativo local de -8 mGal en las coordenadas 5°45' N y -61° 15'O, también se observa un bajo relativo de -171 mGal en las coordenadas -61° 30' O y 6°15' N, dicho valor del máximo relativo corresponde a la transición de las provincias Roraima y Pastora.

En la parte norte del perfil donde se ubica la provincia de Imataca se observan los valores de Anomalía más altos en un rango de -5 a -20 mGal y con una orientación de contornos de N 65 E, en términos geológicos podemos asociar esa respuesta del campo gravimétrico, a que dicha provincia se conoce por ser la más antigua y cuya litología dominante son gneis graníticos y granulitas félsicas, además que las formaciones presentes tienen un contenido considerable de minerales ferromagnesianos; y que por lo tanto que en contraste con las demás provincias sea la que manifieste mayores valores de densidades, y esto se corrobora con la muestra 5117 que presenta un valor de densidad de $3.1 \frac{gr}{cm^3}$; esta parte norte está controlada por el rasgo de la Falla de Guri, donde se observa claramente un cambio que de la tendencia de valores de anomalías esto debido a la transición de la Provincia de Imataca a la Provincia de Pastora, siendo dicha falla el rasgo tectónico controlador de esta interface. Esta provincia presenta un gradiente de 0.3 mGal/km.

En la Provincia de Pastora pueden observarse otros dos dominios gravimétricos que demarcan la zona a grandes rasgos, en donde uno de los dominios presenta valores entre -25 a -48 mGal, y en donde se marcan notablemente dos máximos relativos de valores -17 y -34 mGal que se asocian geológicamente a la presencia de diques de diabasa; también se observa un mínimo relativo de -66 mGal, asociado a la presencia de intrusiones de Cuarzo monzonita y rocas metavolcánicas, que dentro del contexto geológico del área son rocas con valores de densidad intermedios, evidenciándose en las muestras 5154, 5137 con valores de densidad de 2.54 y 2.65 $\frac{gr}{cm^3}$. En esta provincia se observa un gradiente de 1.8 mGal/km.

En la parte sur se ubica la formación Roraima donde se evidencia el paso de material sedimentario que compone esta formación. Se observa un mínimo relativo de -171 mGal en las coordenadas $-61^{\circ} 30' O$ y $6^{\circ}15' N$ que se debe al paso de la provincia de Pastora a Roraima, otro valor bajo relativo es de -160 mGal, que se ubica en las coordenadas $-61^{\circ} 45' 0$ y $5^{\circ}45' N$, esto debido a un conjunto de intrusiones graníticas y diabasas. En esta zona también se hace presente un máximo relativo de -8 mGal, asociado a un grupo de diabasas que se encuentran a los $5^{\circ}45' N$ y $-61^{\circ}15'0$. El gradiente de esta provincia es de 3.3 mGal/km debido al contraste entre altos y bajos en la frontera con la provincia de Pastora.

A continuación en la figura 5.3 se muestra el mapa geológico donde se reflejan las formaciones más relevantes de la zona donde se realizó el perfil, con el cual se hace referencia a las anomalías gravimétricas analizadas.



Unidades Geológicas

<p>AXgr Gneis, Imataca Complejo (Arqueano a Proterozoico Temprano).</p> <p>YMd Diabasa (Proterozoico medio a mesozoico).</p> <p>Ylg Rocas intrusivas silíceas(Proterozoico medio).</p> <p>Xcci Cicapra Fm, Carichapo Grupo (Proterozoico temprano).</p> <p>Xcec Callao Fm, Carichapo Grup. (Proterozoico Temprano).</p> <p>Xsp Supamo Complejo (Proterozoico Temprano)</p>	<p>Xcb Caballepe Fm (Proterozoico temprano).</p> <p>Xyf Metatoba silíceas, Yuruari Fm.</p> <p>Xys Rocas metasedimentarias, Yuruari Fm.</p> <p>XYrg Roraima Grp. Medio (Proterozoico Temprano a medio).</p> <p>Xg2 Metagabro (Proterozoico Temprano).</p>
--	---

Figura 5.3 Mapa geológico del área de estudio. Tomado y modificado de Hackley *et al.* (2006).

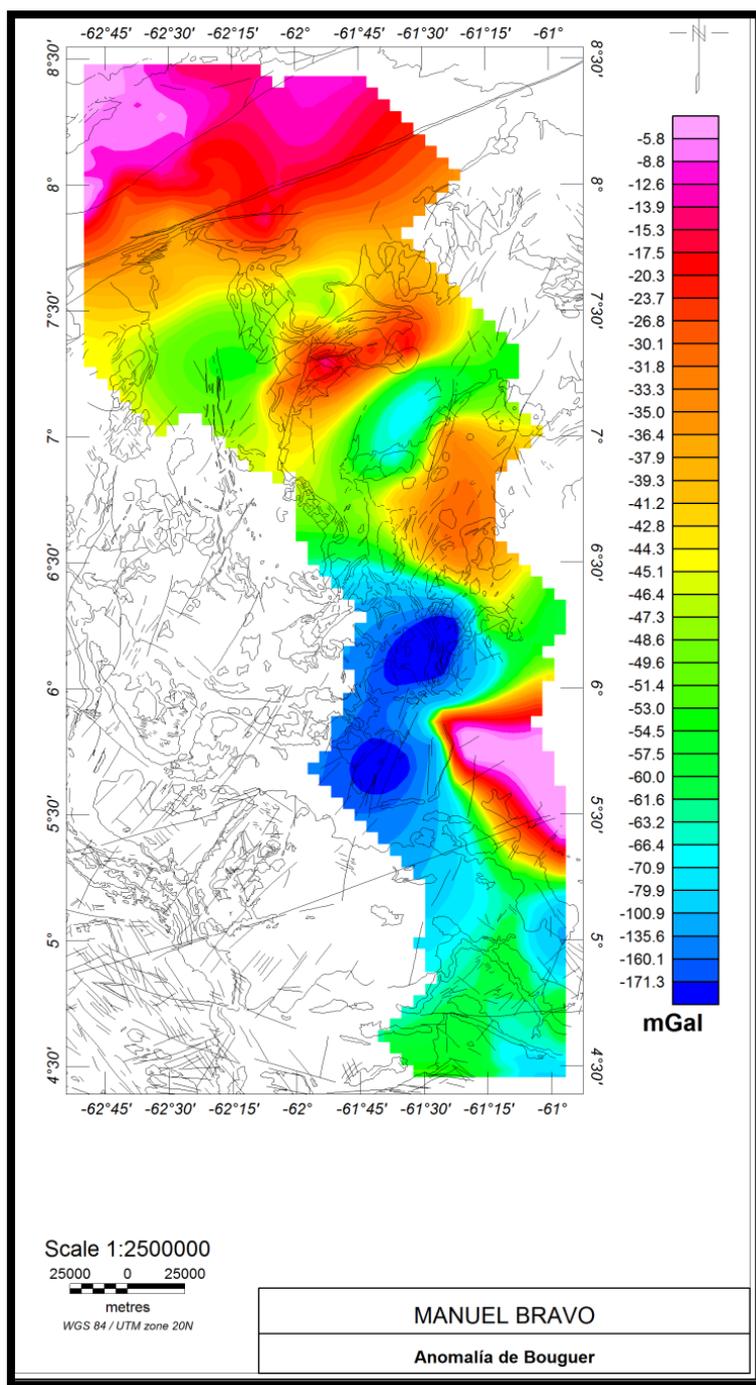


Figura 5.4 Mapa de Anomalía de Bouguer con líneas de las fallas basados en Audemard *et al.*, 2005.

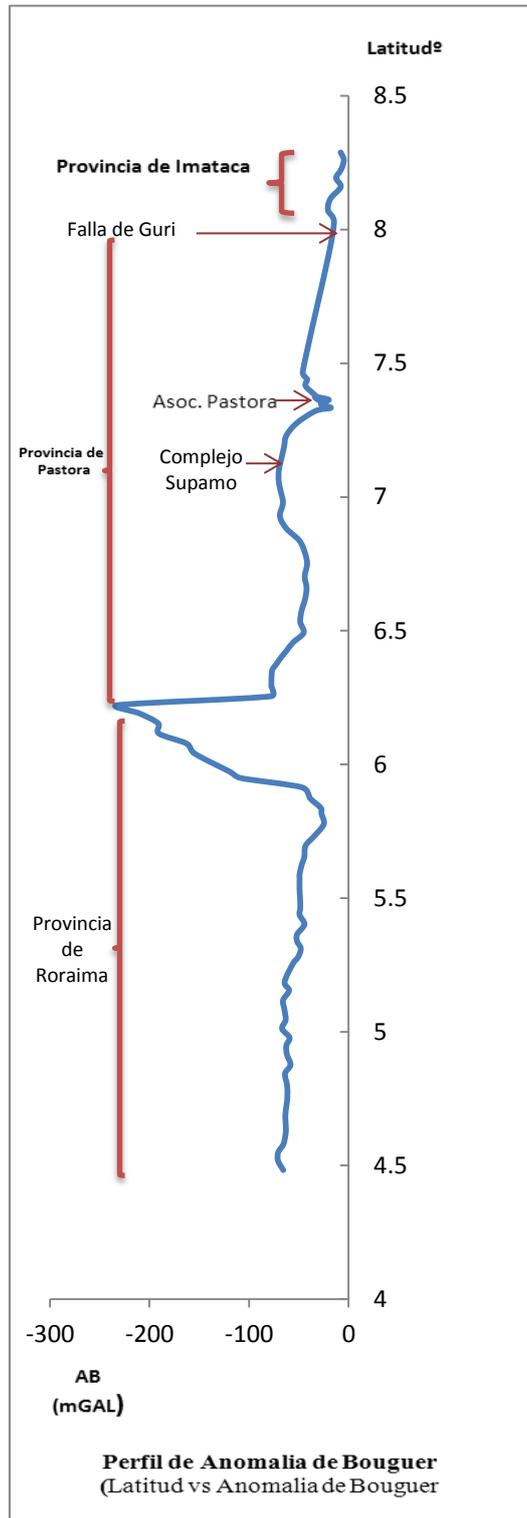


Figura 5.5 Perfil de anomalía de Bouguer con respecto a la latitud

5.3 Análisis Espectral

El análisis espectral se obtuvo aplicando la metodología que se explica en el capítulo IV referente a dicho análisis; para lo cual se realizó la separación de la señal en longitud de onda larga y corta para la separación regional y residual. En la figura 5.4 muestra el espectro de potencia se observa una primera pendiente que corresponde a una profundidad de 39.82 km que se puede atribuir a la profundidad de Moho, la segunda pendiente de profundidad 17.57 km se corresponde a lo planteado por Rangel (2014) a un contacto entre corteza superior e inferior.

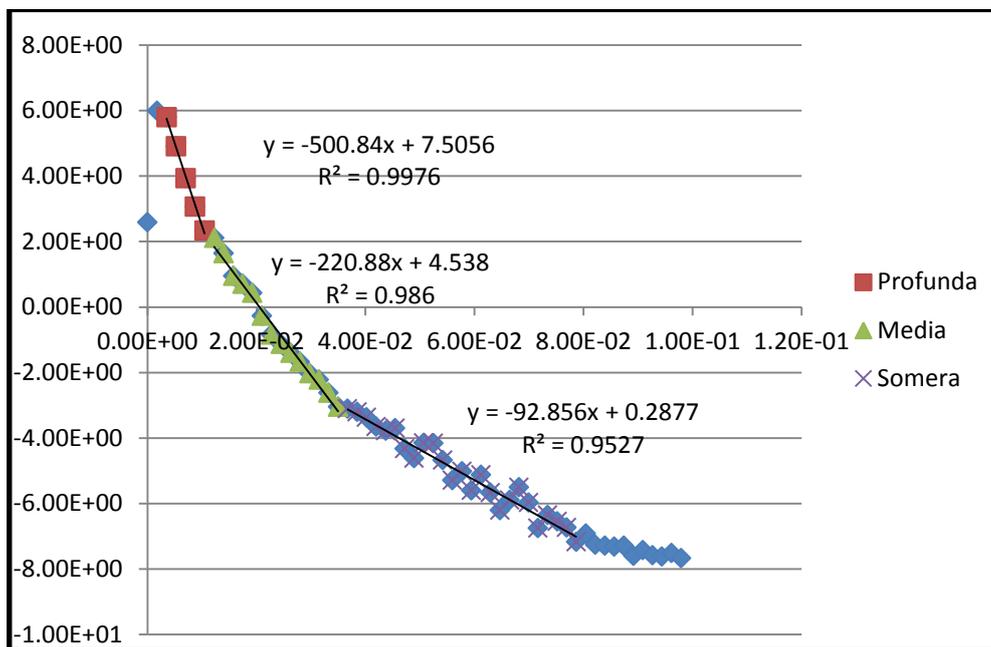


Figura 5.6 Espectro de Potencia de la anomalía gravimétrica.

Tabla 5.2 Profundidades del Análisis Espectral

Fuente	Pendiente	Profundidad
Profunda	500.480	39.827
Media	220.880	17.577
Somera	92.850	7.389

5.4 Anomalía Regional

El perfil de anomalía regional (figura 5.6) de manera general tiene un comportamiento similar al de anomalía de Bouguer total, conservando las mismas tendencias de valores. Se observa un rango de valores entre -2.8 mGal y -165 mGal. En la parte norte donde se ubica la provincia de Imataca se observan los valores de anomalía más altos entre -18.6 y -2.8 esto debido a que esta provincia posee un alto valor de densidad con respecto a las demás provincias, como se corroboró anteriormente con la muestra 5117 de densidad $3.1 \frac{gr}{cm^3}$.

En la parte central del perfil donde se ubica la provincia de Pastora se observa un rango de valores entre -36 y -52.3 mGal, donde el alto relativo de -36 mGal se ubica en las coordenadas $7^{\circ} 30' N$ y $-61^{\circ} 45' O$, y el mínimo relativo de -52.3 mGal se ubica en las coordenadas $7^{\circ} 30' N$ y $-61^{\circ} 15' O$, esto debido a contrastes de densidades a profundidades de niveles de contactos con la corteza superior.

En la parte sur del perfil en la provincia de Roraima se observa un máximo relativo de -2.8 mGal ubicado en la coordenada $5^{\circ} 30' N$ y $-61^{\circ} 15' O$ debido al contraste de densidades entre el grupo Roraima y las formaciones que lo rodean.

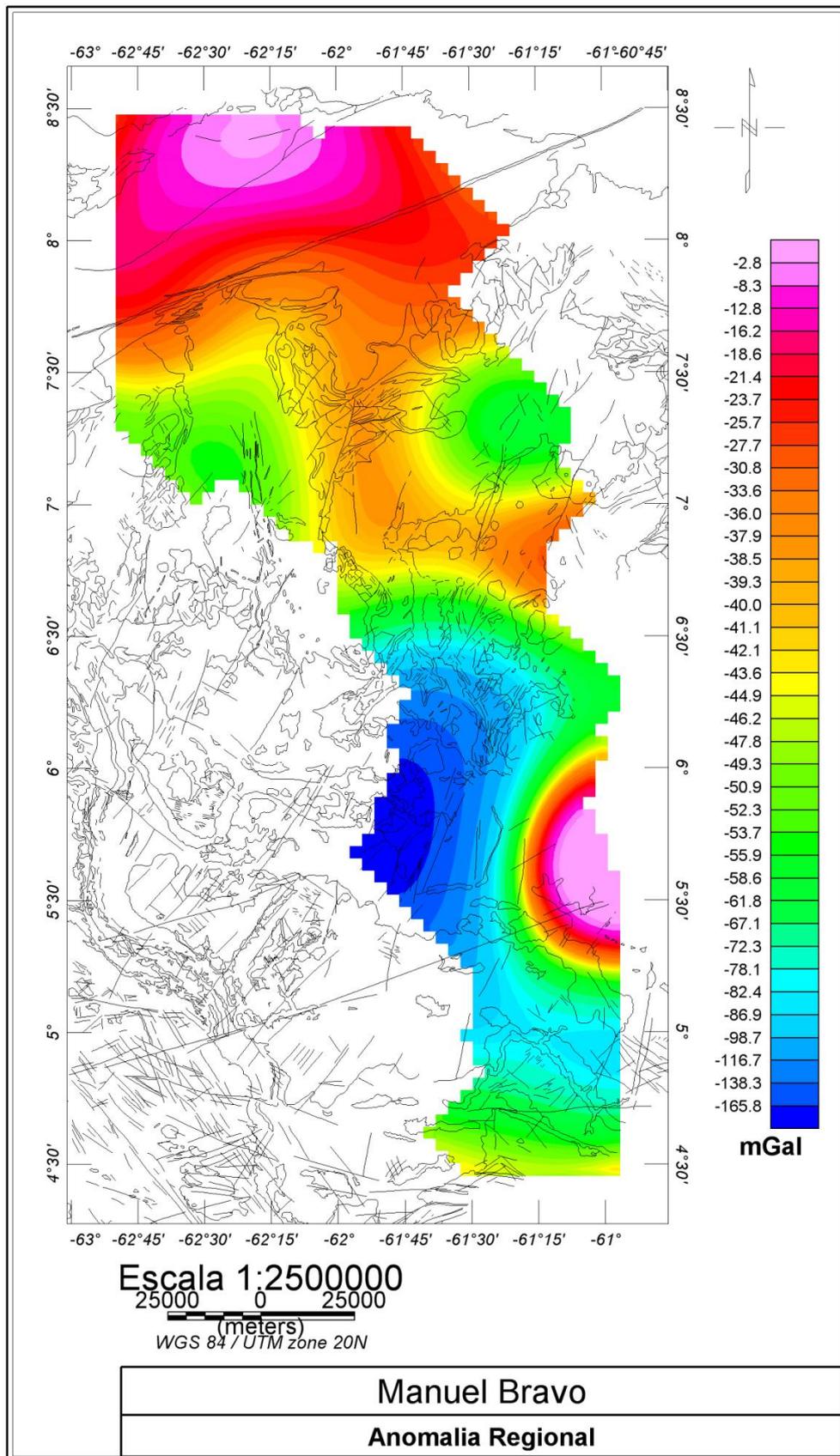


Figura 5.7 Mapa de Anomalia Regional con líneas de las fallas basados en Audemard *et al.*, 2005.

5.5 Anomalía Residual

A partir de la expresión gravimétrica, que se observa en el perfil de anomalía residual (figura 5.7), se plantea lo siguiente:

Los contornos isoanómalo, poseen una orientación preferencial similar a Bouguer total, cuyo valor es de aproximadamente N65E, y en razón de tal orientación se consiguen la mayoría de las estructuras (fallas) de la zona de estudio.

La respuesta gravimétrica parece corresponder con cuerpos geológicos intrusivos que se presentan en forma de domos TTG principalmente en la Provincia de Pastora.

Para el caso de la anomalía de 8° N $-62^{\circ}10'$ O, cuyo valor se ubica alrededor de 14 mGal, dicha anomalía se asocia a la presencia de unos anfibolitas de Carichapo, el cual se ubica al flanco sur del límite entre las provincias Imataca y Pastora.

Dentro de la formación Caballape y la formación El Callao, se encuentra unos cuerpos de metagabros, que poseen una correspondencia gravimétrica con una anomalía de 18 mGal ubicada en los $7^{\circ} 20'$ N y $-61^{\circ} 45'$. Dicha anomalía pudiera estar emparentada con una respuesta de un cuerpo más profundo a las intrusiones que se observan en superficie, el cual tiene una dirección de N65E.

Al sur de la anomalía mencionada anteriormente en la coordenada 7° N y $-61^{\circ} 40'$ se encuentra en contraste un mínimo relativo de -13 mGal que se puede asociar con un grupo de intrusiones por rocas ácidas, específicamente cuarzo monzonita.

Los dos máximos ubicados entre las latitudes $5^{\circ} 30'$ N y $6^{\circ} 30'$, están asociados a dos sills formados por diabasas, encontrándose el de más al norte inmerso dentro de la provincia Pastora y el del sur en la provincia Roraima. Entre esas dos anomalías se encuentra un mínimo absoluto ubicado en la coordenada $6^{\circ} 10'$ N y $-61^{\circ} 30'$ O con un valor de -28 mGal.

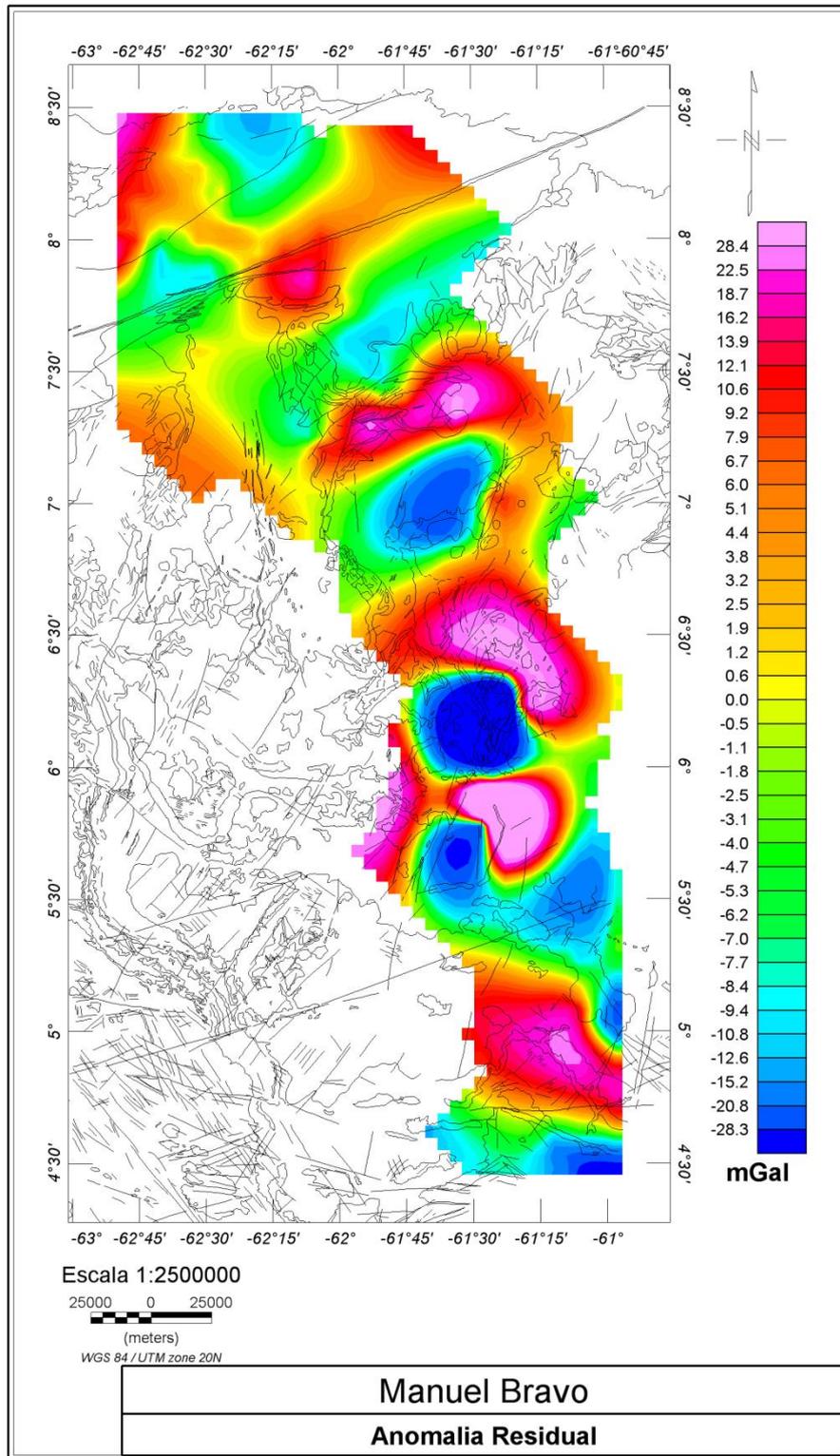


Figura 5.8 Mapa de anomalía residual con líneas de las fallas basados en Audemard *et al.*, 2005.

5.6 Deconvolucion de Euler

El análisis de la deconvolucion de Euler se realizó con el programa Oasis Montaj, en el cual se utilizaron varios índices estructurales de 0, 0.1, 0.5, y 1 debido a que la zona está controlada en su mayoría por fallas, planteando para el análisis el de índice estructura 0.1 (figura 5.8) debido a que este tenía más concordancia con valores de profundidad de estudios previos como Schmitz *et al.* (2012), Pérez (2004).

Los resultados obtenidos de la deconvolución de Euler de índice estructural 0.1 (figura 5.8), se observan 4 agrupaciones principales, Empezando desde la zona norte de la adquisición, en la ubicación 8°N, y -61°45'O, se encuentra una agrupación de soluciones de Euler, que mantienen un rango de profundidades entre los 20 a 30 Km, dicho grupo de puntos asimismo está ubicado en el límite entre las provincias geológicas Imataca y Pastora, lo cual pudiera inferir que las soluciones de la deconvolución hacen referencia a un contacto entre ambas provincias en profundidad, probablemente al éstas alcanzar una profundidad próximo a la discontinuidad de Conrad, que según Schmitz *et al.* (2012), se ubica a los 20 Km de profundidad.

Se observa un segundo dominio de soluciones de Euler, en la ubicación de 7° 30' N y - 62° 30' O, a una profundidad entre 10 y 15 km grupo que coincide con el emplazamiento de un conjunto de formaciones entre las que podemos mencionar: Formación Yuruari y Cicapra, las cuales están conformadas por rocas de origen volcánico y sedimentario. En concordancia a esta observación dichos cuerpos se asocian a su vez con una anomalía de Bouguer (mínimo relativo) de -51 mGal.

El tercer dominio, está representado por el contraste de anomalías de Bouguer de -20 y - 66 mGal, que se ubican entre los 7° y 7°30' N, y -61°30' y -62° O con profundidades entre 10 y 15 km. Dichas soluciones coinciden con cuerpos graníticos intrusivos y a el Complejo Supamo, asociándose la anomalía de menor valor a la presencia de un cuerpo ígneo de Cuarzo Monzonita. El hecho que ambos cuerpos mantengan un rango similar de profundidad según las soluciones de la deconvolución de Euler, y que geográficamente están cercanos el uno del otro, pudieran indicar que ambos cuerpos tienen un mismo origen magmático.

Hacia el sur, a los 5° 30' N y -61°30', se observa la última aglomeración importante de la zona de estudio cuyas profundidades oscilan en los rangos de valores que van desde 10 a 40 km.

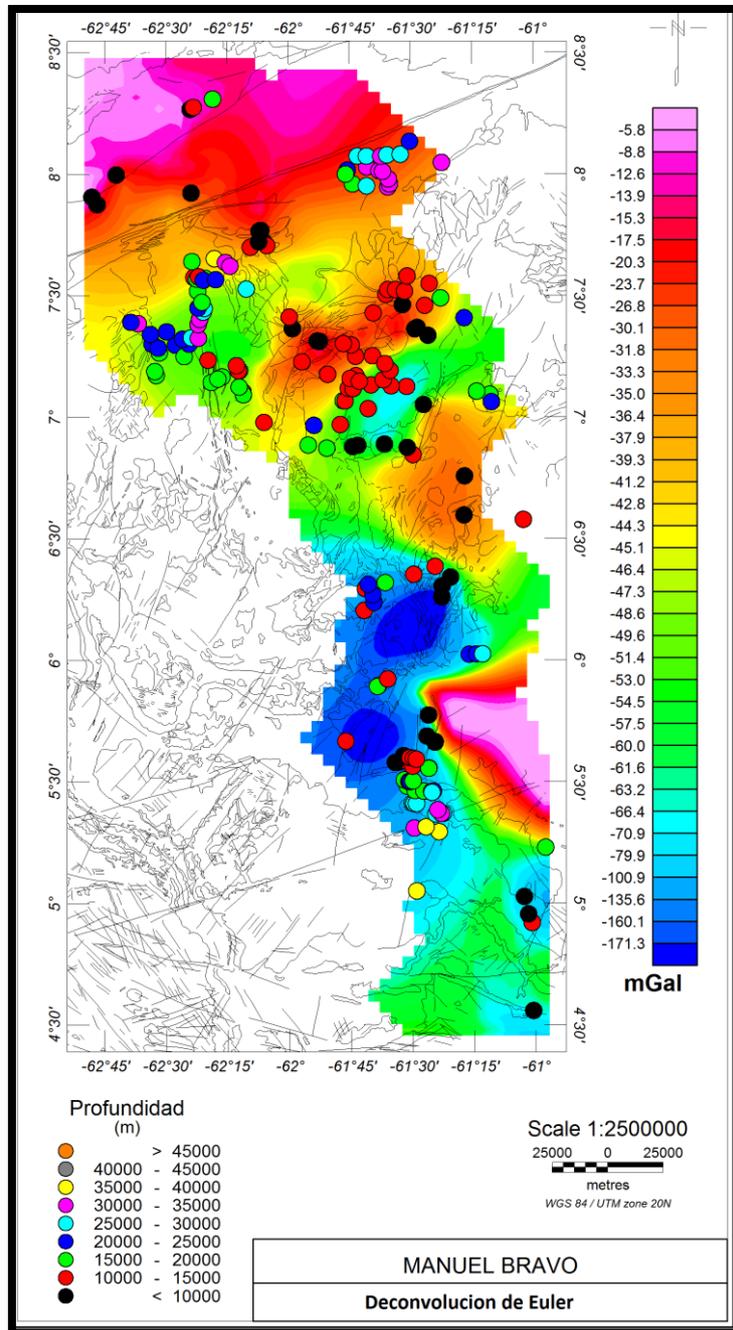


Figura 5.9 Deconvolucion de Euler, índice estructural 0.1, tamaño de ventana 3, error 10%, con líneas de las fallas basados en Audemard *et al.*, 2005.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De los resultados del análisis estadístico se tiene un valor promedio de anomalía de Bouguer de -46 mGal por lo cual se ratifica el carácter continental de la zona; con el histograma de frecuencia se plantea que los datos de la región presentan una distribución normal asimétrica con un sesgo a la izquierda evidenciando que en su mayoría los valores de anomalía de Bouguer están comprendidos entre -79.25 mGal y -4.54 mGal.

Se determina que el perfil de anomalía de Bouguer describe un decaimiento de valores en sentido norte-sur, y el rango de valores de la zona de estudio está entre -4.54 y -231.97 mGal, con los mayores valores en la provincia de Imataca comprendidos entre -5 a -20 mGal, el rango de valores en la provincia de Pastora esta entre -25 a -48 mGal. En la provincia de Roraima el mínimo relativo de -171 mGal en las coordenadas $61^{\circ} 30' O$ y $6^{\circ} 15' N$ marca clara mente el paso de la provincia de Pastora a Roraima, los máximos y mínimos relativos de esta provincia se deben a la gran carga sedimentaria.

Con el perfil de anomalía residual se logra resaltar el efecto que causa los cuerpos de anfibolitas hornblendicas de Carichapo ubicadas en la coordenadas $62^{\circ} O$ y $7^{\circ} 30' N$; se observa el efecto que ocasionan los sills de diabasas en la coordenada $5^{\circ} 30' N$ y $61^{\circ} 15' O$, además se observan que los diques de diabasas presentes en la provincia de Roraima actúan como franja de frontera con las provincias que la rodean.

Con el análisis espectral se plantea que la discontinuidad de Mohorovic se encuentra a unos 40 km de profundidad aproximadamente.

Con los resultados de la deconvolución de Euler se plantea que la discontinuidad de Conrad se encuentra aproximadamente a 20 km de profundidad, corroborando lo planteado por Schmitz et la (2002).

Las recomendaciones que se plantean después que se culminó este trabajo tenemos:

Realizar más campañas de adquisición de datos gravimétricos en el estado Bolívar para lograr cubrir la mayor cantidad de terreno posible del cratón de Guayana y de esta manera lograr tener más información de la zona.

Realizar la adquisición de datos magnéticos sobre el perfil y de esta manera obtener más información geofísica de la zona

Realizar el estudio de susceptibilidad magnética de las muestras adquiridas

Realizar un modelo gravimétrico y magnético a partir de los resultados obtenidos.

BIBLIOGRAFIA

Audemard, F., Machette, M., Cox, J., Dart, R., & Haller, K. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Venezuela and its Offshore Regions. USGS Open-File report 00-0018 (accessible from USGS webpage; open file reports ofr-00-0018).

Benaim, Nexin, 1.974. Geología de la Región El Dorado-Anacoco-Botanamo, Estado Bolívar. Conf.Geol.Interguanas.,1972,MEM Pub.Esp.p. 198-206.

Briceño, Henry, Tapia, J, Estanga, Y., 1.989. Formación Ichúm, volcanismo ácido del Grupo Roraima. VII Cong.Geol.Venezolano T V.,p.52-81

Campos, J. (2014). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos sobre un perfil localizado entre Mene de Mauroa y Palmarito. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.

Cordani, U. G y Sato, K., Teixeira, C, Tassinari, C.G. y Basei, M.A., 2.000. Crustal Evolution of the South America Platform. En:Tectonic Evolution of South America, p. 19-40 Pub. Esp. 31 Int Geol C.

Dobrin, M. B. (1980). Introducción a la Prospección Geofísica. Segunda edición, ediciones Omega, S.A, Barcelona.

Dohrenwend, J.C., Yanez G.and Lowry, G., 1.995. Cenozoic Landscape Evolution The Southern Part of the Gran Sabana, Southeastern, Venezuela. Implications for the Occurrence of Gold and Diamond Placers. En: U.S.Geol.Surv. Bull N 2121-A,p K1 - K17.

Dougan T.W. (1972) . Origen y metamorfismo de los gneis de Imataca y los Indios, rocas precámbricas de la región de los Indios – El Pilar. Estado Bolívar. Venezuela. Congreso Geol Venez IV, Caracas, Noviembre 1969, Memorias Bol. Geol, Caracas , Publ. Esp.5, III: 137-1548.

Drewes, H., Torge, W., Röder, R., Badell, C., Bravo, D., & Chourio, O. (1991). Absolute and relative gravimetric surveys of national and geodynamic networks in Venezuela. Journal of South American Earth Sciences, 4(4), 273-286.

Ghosh, S.K., 1.985. "Geology of the Roraima Group and its implications". En: Simp Am1, Caracas, 1.981.MEM Pub. Esp. V 10, p. 31-50.

Gibbs, A.K., y Barron, C.N., 1.983 "The Guiana Shield reviewed". En: Episodes V 2, p. 7-14.

Gil, D. (2014). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en la región de los llanos centro occidentales. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.

Gansser, A. (1973). Fat and theories on the Andes. J. Geol. Soc. London, 129: 93-131.

Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A., & Garraty, C. (2006). Mapa Geológico de Venezuela. 2 *hojas*. USGS OPEN-FILE REPORT 2006-1109.

Hermoso, O.(20015). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en la región occidental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.

Hinze, W., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Hildenbrand, T. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. GEOPHYSICS, VOL. 70, NO. 4.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science Ltd, 125-154

LaFehr, T. (1991). An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. GEOPHYSICS. VOL. 56. NO. 8, P. 1179-1184.

Li, X., & Götze, H. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. GEOPHYSICS, VOL. 66, NO. 6.

Lowrie, W. (2007). Gravity, the figure of the earth y geodynamics Fundamentals of Geophysics. New York, Estados Unidos: Cambridge University Press, 43-99.

McCandless, G. C. (1965) Reconocimiento Geológico de la Parte Occidental del Estado Bolívar. Bol. Geol., 7(13): 19-28.

Mendoza, S. ,Vicente, 1.973”Evolución tectónica del Escudo de Guayana (Resumen). Cong. Latinoamericano de Geol. II, Caracas, Nov. 1973, Resúmenes, p. 75

Mendoza, S. ,Vicente, 1.974. Geology of the Suapure River Area, NW Guiana Shield Venezuela. En: State University of New York, at Binghamton, Ph. Disertation, 230 p.

Mendoza, V. (1.975). Estudios geoquímicos del no-tectonizado Granito Rapakivi de El Parguaza Noroeste Guayana Venezolana. En: Conf.Geol. Interguayanas , 10 , Belem, Brasil, Memoria, p. 628-656.

Mendoza, V. (1977). Evolución Tectónica del Escudo de Guayana. Congreso Latinoamericano de Geología II, Caracas, Noviembre 1973, Memoria Bol. Geol. Caracas, Púb. Esp 7, III: 2237-2270.

Mendoza, V. (2005). Geología de Venezuela. Escudo de Guayana Andes Venezolanos y Sistema Montañoso del Caribe. Tomo I. Ciudad Bolívar. 418p.

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

Menéndez V. de V., A. (1968) Revisión de la estratigrafía de la Provincia de Pastora según el estudio de la región de Guasipati, Guayana Venezolana. Bol. Geol., Caracas, 8 (15): 116-139.

Menéndez V. de V., A. (1972) Geología de la región Guasipati, Guayana Venezolana. Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, Noviembre 1969, Memoria, Bol. Geol, Caracas, Publ. Esp. 5, IV: 2001-2046.

Menéndez V. de V., A. (1974) Petrología y tectónica de la región de El Callao y su relación con la mineralización del oro. (Resumen) Conferencia Geológica Inter. Guayanas IX, Ciudad Guayana Venezuela, Mayo 1972. Memoria Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp 6: 606.

Menéndez V. de V., A. (1994) Cinturones de Rocas Verdes del Escudo de Guayana en Venezuela; Revisión Estratigráfica; III Simposio Internacional del Oro en Venezuela; libro de Memorias Asociación Venezolana del Oro. p. 123-139

Moreno, L.A y Mendoza, V., (1.975). Petroquímica de Rocas Graníticas del Alto Supamo de la Guayana Venezolana. En: 10 Conf.Interguanas, Belém Brasil, , Mem. P. 430-452.

Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. Journal of Geodesy, 54, 395-405.

Pedraza, A., & Tocho, C. (2011). Análisis de nuevos estándares para reducir datos de gravedad: aplicación en Tierra del Fuego. Geoacta vol.36 no.2 Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

Ramírez, E. (2014). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos en el perfil Calabozo-Dabajuro. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.

Reid, A.R. 1.974. A Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela.En: Conf. Geol.Interguayanas, MEM, Pub.Esp.N 6, p.343-353

Ríos, J. H. (1969) Geología de la región de Caicara, Estado Bolívar, IV Cong. Geol. Venez., Caracas, MEM., III: 1759-1782

Rios, J.H., 1.972. Geología de la Región de Caicara, Estado Bolívar. En: IVb Cong.Geol.Venezolano, MEM Pub.Esp.V 5, N3, p.1759-1782.,

Rodríguez, I. (1974). Investigación Gravimétrica en la Región Noroccidental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela.

Schmitz, M., Chalboud, D., Castillo, J., Izarra, C. (2002) The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. Tectonophysics. 1 (345), 103-118.

SCINTREX Limited (2012). CG-5 Scintrex Autograv™ System Operation Manual. Canada, SCINTREX Limited.

Sidder, G.B., and Mendoza, V., 1.995. Geology of the Venezuela Guayana Shield and its Relation to the Geology of the entire Guayana Shield. En: U.S. Geol. Survey, Bull N 2124, p. B1-B41.

Spector, A., & Grant, F. (1970). Statistical models for interpreting aero-magnetic data. (Vol. 35, p. 293-302). Geophysics.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B y Lafon, J.M., 2000 “The Amazonian Craton”. En: Cordani y otros eds. Tectonic Evolution of South America 31 Internat. Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, 6-17 Agosto, 2000, p. 41-96

Telford, W., Geldart, L., & Sheriff, R. (2004). Gravity Methods Applied Geophysics (Second ed.). New York, Estados Unidos: Cambridge University Press.

Urbani, F., 1.977 “Metamorfismo de las Rocas del Grupo Roraima, Estado Bolívar y Territorio Federal Amazonas”. En: Cong. Geol. Venezolano 5, Caracas, Mem. V. 2, p. 623-641.

Xiong Li, et, al. (2006). The quest for perfect gravity anomaly, first Edition. New calculation standards. Estados Unidos. SEG.