

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS DEL PERFIL GUASDUALITO, EDO. APURE – ENCONTRADOS, EDO. ZULIA, REGIÓN SUR ANDINA

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Pérez S., Kathryn M.
Para optar al título de
Ingeniera Geofísica

Caracas, 2014

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS DEL PERFIL GUASDUALITO, EDO. APURE – ENCONTRADOS, EDO. ZULIA, REGIÓN SUR ANDINA

Tutor Académico: Dra. Nuris Orihuela

Tutor Industrial: Dr. Javier Sánchez.

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Pérez S., Kathryn M.
Para optar al título de
Ingeniera Geofísica

Caracas, 2014

Caracas, Noviembre de 2014.

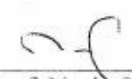
Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Kathryn Mariel Pérez Sosa, titulado:

“Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos del perfil Guasdualito, Edo. Apure – Encontrados, Edo. Zulia, Región Sur Andina”.

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniera Geofísica y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.



Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Prof. Mauricio Bermúdez
Jurado

Prof. Nuris Orihuela
Tutor Académico

DEDICATORIA

A Dios, muchas gracias por ser siempre mi guía y compañero de lucha, siempre convirtiéndote en mi fe, esperanza y fuerza para cumplir todos mis sueños y metas. ¡Siempre en mi corazón y con tu voluntad por delante!

A mis abuelos (QEPD), por dejarme un legado, la humildad y honestidad siempre van de la mano, ayuda siempre a tu prójimo llegaras lejos en su alma, nunca esperando una retribución, sino una ganancia personal única de todo lo malo o bueno que te suceda. ¡Gracias por estar a mi lado!

A mi hermano Andrés (QEPD), por ser mi luz y ejemplo de vida, en donde nada va hacer fácil, que por más grande que sea el problema nunca te rindas, que siempre con la frente en alto y una sonrisa plasmada, viendo a tu alrededor antes de empezar a quejarte, aprovechando cada instante de tu vida en vez de criticarte, simplemente no te ocupes de lo que no tiene solución, únicamente apasionate por los momentos bonitos y únicos que duran poco. ¡Hoy cumplo una de nuestras promesas, te amaré por siempre!

“Lo importante es ser capaz, en cualquier momento, de sacrificar lo que somos por aquello en lo que podríamos convertirnos.”

AGRADECIMIENTOS

A dios, por permitirme estar en este mundo, por ser mi ángel de guardián que siempre me cuida, protege, reprende y bendice con todo lo bueno de la vida, por nunca abandonarme. ¡Gracias por todo lo que me has dado y por lo que vendrá!.

A la grandiosa universidad que me dio la oportunidad de convertirme en una profesional, mi UCV, gracias por enseñarme que con disciplina y constancia se llega al límite. ¡Nunca olvidare, ni dejare de agradecerle mi Alma Mater!.

A mis tutores de tesis, Nuris Orihuela y Javier Sánchez por brindarme la oportunidad de contar con su experiencia, conocimientos, su paciencia, con su tiempo y confianza, además de sus consejos. ¡Gracias por ser los doctores que me ayudaron a subir este último escalón!.

A FUNVISIS, por el cariño, el compromiso, la disposición y las experiencias vividas. ¡Gracias familia por recibirme y tenderme la mano!.

A mis padres, por darme la vida y a dios por dármelos a ellos, por su apoyo incondicional, por nunca abandonarme en los momentos de adversidad, estrés, desánimo, alegrías y tristezas, por ser mis ejes y columnas, siendo mis tutores de vida, permitiéndome convertirme en la persona que soy hoy en día, logrando una meta más en mi vida. A mi hermano Tito, por nunca desampararme cuando más lo necesite por ser un luchador igual que yo, por sus palabras de ánimos y por todo lo que hemos vivido. Mi triunfo es el de ustedes, ¡los amo!.

A mis abuelas, las patronas de la familia a las cuales adoro, respeto y admiro profundamente por ser las mujeres más humildes, aguerridas, responsables, honestas y luchadoras que conozco. ¡Gracias por su sabiduría, son un ejemplo para mí!

A mis tíos y tías, por siempre apoyarme, por creer en mí, por sus buenos deseos y consejos y por estar cuando lo necesite. ¡Un honor para mí ser parte de su familia! los quiero.

Y al resto de la familia, simplemente gracias, ustedes también pusieron su granito para este logro.

A mis amigas del Alma, primero darle gracias a dios por qué existen y por estar a mi lado, por ser las hermanas que nunca tuve, por apoyarme, ayudarme y compartir todos estos años, por pasar duros momentos, infinitas alegrías y cortas tristezas, solo nosotras sabemos todo que hemos vivido, ustedes ocupan un gran lugar en mi corazón, ¡Gracias por su amistad incondicional, hoy mañana y siempre!.

A mis compañeros de guerras monumentales, batallas infinitas y victorias, un honor para mí haber compartido esta etapa con ustedes, los adoro, admiro y respeto, son personas

inspiradoras y luchadoras, que me dieron, fuerza, esperanza y ganas de seguir en esta lucha, para culminar este gran sueño, gracias por su amistad sincera e incondicional, están grabados en mi corazón. Jesús, Fio, Lis, Love, Mary y Naire ¡Gracias por el apoyo, imposible de olvidarlos!.

Al resto de mis compañeros de Geofísica, muchas gracias por la convivencia, apoyo y ayuda recibida, mucho éxito para todos, me llevo recuerdos muy lindos, ¡los llevare en mi corazón!.

A mis profesores académicos, gracias por la paciencia, experiencia, consejos, apoyo, amistad y ayuda recibida durante toda mi carrera, me llevo algo especial de cada uno, les guardo un profundo respeto y admiración, teniendo siempre presente la ética, moral, valores, principios y responsabilidad profesional como mis pilares. Ennodio Reina, Zaguit Soret, Gustavo León, Antonio Ughi, José Luis Quintero, Ricardo Ambrosio, Carlos Zepa, Ander deAbrisqueta, Orlando Méndez, Jesús González, Mariano Arnaiz, Yaraixa Pérez, Juan Infante, Ricardo Alezones, César Cárdenas, Katherine Silva, Graciela Martins, Michael Schmitz, Mauricio Bermúdez y a todos y cada uno de los que formaron parte de mi formación profesional.

Gracias a la vida que me ha dado tanto.

¡INFINITAS GRACIAS!

Pérez S., Kathryn M.

**ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS DEL
PERFIL GUASDUALITO, EDO.APURE – ENCONTRADOS, EDO.ZULIA,
REGIÓN SUR ANDINA.**

**Tutora Académica: Dra. Nuris Orihuela, Tutor Industrial: Dr. Javier Sánchez.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2014, 116 p.**

Palabras claves: GIAME, Andes Venezolanos, Gravimetría, Datos Terrestres, Análisis Espectral, Deconvolución de Euler,

Resumen

El objetivo de la presente investigación fue caracterizar las interface con alto contraste de densidad en el subsuelo de la cordillera de los andes, sobre el Perfil Andes Sur, Guasdualito – Encontrados, del proyecto Geociencia Integral de los Andes de Mérida, (GIAME). La orientación del perfil es NW-SE y presenta una longitud de **280 Km** . La adquisición de los datos se realizó sobre una ventana ubicada entre los 7° y 10° N y entre los 70° y 73° W, a un espaciamiento promedio entre estaciones de **1 Km** . Fueron procesados usando como referencia el elipsoide **GRS80** mediante utilización de fórmulas de segundo orden para el cálculo de anomalía de Bouguer. Se generaron mapas de anomalía de Bouguer en donde se establecieron las anomalías más significativas de la zona y se correlacionó con la geología presente en la zona. Se estimaron profundidades de la interfaces con la ayuda de análisis espectral y deconvolución de Euler, en donde se concluyó, que las profundidades de las interface varían para la discontinuidad entre cortezas con valor (18 a 20) km, para el basamento andino (8 a 10) km, y bloques montañosos y formaciones sedimentarias (3 a 5) km, siendo este un sistema de doble flexión, donde la raíz de cadena andina y la expresión del foredeep de Mérida, dan el aporte gravimétrico regional predominante, al igual que el bloque sedimentario de Caparo, para la expresión residual, las estructuras superficiales rigen la expresión de los Andes de Mérida, siendo generadas por las diferentes estructuras litológicas y edades geológicas presentes en la zona de estudio.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	I
AGRADECIMIENTOS.....	II
Resumen	IV
ÍNDICE GENERAL	V
Lista de Figuras	VII
Lista de tablas	X
Lista de Apéndices.....	X
Capítulo 1	12
PRESENTACIÒN	12
1.1 INTRODUCCIÒN.....	12
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	13
1.3. OBJETIVOS.....	14
1.4. JUSTIFICACIÒN.....	15
1.5. UBICACIÒN DEL AREA DE ESTUDIO	15
1.6 METODOLOGIA.....	17
1.7 ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÒN	17
Capítulo 2	26
MARCO GEOLÒGICO	26
2.1. PLACA DEL CARIBE.....	27
2.2ANDES VENEZOLANOS	28
2.3. CUENCA BARINAS – APURE	31
2.4. BLOQUE DE MARACAIBO	34
Capítulo 3	37
MARCO TEÒRICO	37
3.1 Gravedad.....	38
3.2. Dinámica Terrestre	39
3.3 Superficies de Referencia	41
3.4. Mediciòn de la Gravedad y Determinaciòn de Anomalías.....	44
3.5 Sistema Internacional de Unidades.....	52
3.6 Anomalías Gravimétricas	53

3.7 Superficie de Tendencia	57
3.8 Análisis Espectral	59
3.9 Deconvolució de Euler	60
Capítulo 4	62
MARCO METODOLÒGICO	62
4.1. Metodología de Adquisición de Datos	63
4.2. Metodología de Bases Utilizadas	73
4.3. Metodología de Procesamiento de Datos	78
Capítulo 5	84
RESULTADOS Y ANÁLISIS	84
Capítulo 6	107
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	107
REFERENCIAS BIBLIOGRÀFICAS	110
APÈNDICE	116

Lista de Figuras

<i>Figura 1.1. Localización del área de estudio - Perfil Andes Sur. Modelo Digital de Elevación: SRTM 30m.</i>	<i>16</i>
<i>Figura 1.2. Modelo gravimétrico de un perfil NO-SE sobre los Andes de Mérida (Tomado de Folinsbee, 1972).</i>	<i>18</i>
<i>Figura 1.3. Modelo del Noroccidente de Venezuela (tomado de Audemard, 1991).</i>	<i>19</i>
<i>Figura 1.4. Modelos a escala cortical de los Andes Sur (A) y Andes Central (B) (Tomado de Colletta et al., 1997).</i>	<i>20</i>
<i>Figura 1.5. Modelo de orógeno flotante de los Andes de Mérida (Tomado de Audemard y Audemard, 2002).</i>	<i>21</i>
<i>Figura 1.6. Modelo de un transecto NW-SE a través de la subplaca de Maracaibo (Tomado de Cediel et al., 2003).</i>	<i>22</i>
<i>Figura 1.7. Modelo de Flexión de Placas (Tomado de Henriques, 2004).</i>	<i>23</i>
<i>Figura 1.8. Modelo de un segmento noroeste desde los Andes de Mérida hasta cuenca Barinas-Apure (Tomado de Chacín et al., 2005).</i>	<i>24</i>
<i>Figura 1.9. Modelo de estructura profunda del noroccidente de Venezuela, específicamente de los Andes de Mérida y Sierra de Perijá (Tomado de Duerto et al., 2006).</i>	<i>25</i>
<i>Figura 2.1. Ubicación de Placa caribe y sistema de fallas de fallas global de Venezuela, Audemard et al., (2000).</i>	<i>26</i>
<i>Figura 2.2. Mapa de Esbozo tectónico del área del Caribe. (Tomado de Giunta & Orioli, 2011).</i>	<i>27</i>
<i>Figura 2.3. Mapa tectónico regional del noroeste de América del Sur que muestra la configuración actual de las placas circundantes (Tomado de Bermúdez, 2009 y modificado de Corredor, 2003).</i>	<i>29</i>
<i>Figura 2.4. La imagen en la esquina superior izquierda, muestra los mayores sistemas de fallas de Los Andes venezolanos y los bloques tectónicos delimitados, y definidos en este trabajo (CATB, Cerro Azul; CB, Caparo; EB, Escalante; ECB, El Carmen; SLCB, Sierra La Culata; SNB, Sierra Nevada; y TB, Trujillo) (Bermúdez et al., 2010). Los números corresponden a las edades por trazas de fisión en apatitos.</i>	<i>30</i>
<i>Figura 2.5. Distribución de cuencas de Venezuela y Andes de Venezuela. (Tomado del Yoris y Ostos, 2007).</i>	<i>32</i>
<i>Figura 2.6. Columna estratigráfica regional de la cuenca Barinas (Bejarano, 2000).</i>	<i>33</i>
<i>Figura 2.7. Evolución geológica y tectónica del Noroccidente de Venezuela con sus respectivas formaciones, (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).</i>	<i>34</i>
<i>Figura 2.8. Correlación entre Unidades y Secuencias Estratigráficas en la Cuenca de Maracaibo (Cheng & Francisco, 2011)</i>	<i>36</i>
<i>Figura 3.1. Principio de operación de un gravímetro estable; (Tomado de Telford & Sheriff, 1990a).</i>	<i>37</i>

Figura 3.2. Interacción de masas, reflejando a la aceleración de gravedad cuada por la tierra (Tomada de Estrada,2012)	39
Figura 3.3. Representación de la estructura interna de la tierra. (Tomado de Merriam-Webster, Inc., 2006).....	40
Figura 3.4. Representación espacial de las coordenadas geodésicas (Tomada del Telford & Sheriff, 1990a).	41
Figura 3.5. Fórmulas y parámetros usados en un elipsoide. (Tomado de Lozada, 2012)..	42
Figura 3.6.Representación de sistemas de referencia geodésicos y topografía con respecto a un punto (Tomada de http://inegi.org.mx/geo/contenidos/geodesia/que_es_geoide.aspx).	43
Figura 3.7. Modelo mundial EGM2008 (Tomado de http://earth-info.nga.mil).....	44
Figura 3.8. Descripción de la corrección por latitud: a) La variación de la velocidad angular con latitud alrededor de la tierra representada por vectores cuyas longitudes son proporcional a la velocidad angular. b) una exagerada representación de la forma de la Tierra, la forma verdadera de este elipsoide es el resultado de la revolución, la diferencia entre el radio ecuatorial y polar es de unos 21 km (Tomada de Lowrie, 2007).	46
Figura 3.9. Representación de la corrección de aire libre (Tomada de Lozada, 2012)....	47
Figura 3.10. Representación de correcciones de anomalía de Bouguer: a) La corrección de aire libre para una observación a una altura h encima de dato. b) La corrección Bouguer. La región sombreada equivale a una losa de roca del grosor h extendiéndose al infinito en ambas direcciones horizontales. c) La corrección del terreno. (Tomada de Lowrie, 2007).	48
Figura 3.11. Cuadrícula utilizada para el cálculo de C_t (Tomado de Lozada, 2012).....	50
Figura 3.12. Una curva de deriva gravímetro construido a partir de repetidas lecturas en una corrección de deriva. El valor fijo a restar para una lectura tomada en el momento t es d (Tomada de Lowrie, 2007).	51
Figura 3.13. La anomalía de gravedad de un punto masa o esfera (Tomada de Telford, 1990).	53
Figura 3.14. Representacion Isostática de Airy y Pratt: a) modelo de compensación isostática de Pratt. Topografía, h , es apoyado por los contrastes de densidad, por encima de un fondo de compensación, D_c , en relación con la corteza de densidad estándar. b) El modelo de Airy de isostasia. Topografía de la altura h es apoyada por una raíz cortical, r , de densidad más baja en relación con la densidad del manto (Tomada de Telford, 1990).	55
Figura 3.15. Representación de separación de las anomalías regionales y residuales de la gravedad de la anomalía de Bouguer observada. (Tomada de Telford , 1990).	57
Figura 3.16. Representación de la implementación del método de interpolación Mínima Curvatura (Tomado Entombo-Bosala, 2013).	59
Figura 4.1. Gravímetro CG-5 Scintrex Autograv System, utilizado para levantamiento del Perfil Andes Sur (GIAME).	63
Figura 4.2. Ilustración de medición de gravedad en circuito cerrado. (Tomada de Lozada, 2012).	66

<i>Figura 4.3. Trimble R8 y Controlador de mano (“Trimble Survey Controller”).</i>	69
<i>Figura 4.4. Posición de equipos geodésicos y gravímetro, durante la adquisición del Perfil Andes Sur.</i>	71
<i>Figura 4.5. Red Nacional de Estación Base de Gravedad de Venezuela (RGNV82). (Drewes et al., 1991).</i>	73
<i>Figura 4.6. Distribución de Estaciones Base, Amarres y Circuitos de Zona 2, Zona 3 y Perfil Andes Sur (GIAME).</i>	77
<i>Figura 4.7. Bases usadas en el Perfil Andes Sur.</i>	78
<i>Figura 4.8. Ejemplo de representación estadística de datos en R-Project.</i>	80
<i>Figura 4.9. Distribución estadística de datos en Excel.</i>	81
<i>Figura 4.10. Separacion regional y residual aplicando filtro pasabanda en Oasis Montaj.</i>	82
<i>Figura 4.11. Ejemplo de representación del espectro de potencia obtenido en oasis montaj, graficado en Excel.</i>	83
<i>Figura 5.1.(a) Histograma de Frecuencia, (b) Diagrama de Caja y (c) Q-Q distribución de datos observados (Gobs).</i>	85
<i>Figura 5.2. (a) Histograma de Frecuencia, (b) Diagrama de Caja y (c) Q-Q distribución de datos SBA observados.</i>	87
<i>Figura 5.3. Mapa de anomalía de Bouguer del Perfil (AB) Vs Mapa geológico de los Andes de Mérida (tomado de Hackley et al., 2005).</i>	89
<i>Figura 5.4. Mapa de anomalía de Aire Libre (AAL).</i>	90
<i>Figura 5.5. Mapa de la continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para diferentes alturas: (A) 6, (B) 10, (C) 25, (D) 50, (E) 75, y (F) 100 kilómetros.</i>	93
<i>Figura 5.6. Diferentes polinomios utilizados por el método de regresión polinómica.</i>	94
<i>Figura 5.7. Coeficiente de correlación vs grado del polinomio ajustado.</i>	94
<i>Figura 5.8. Espectro de potencia radial del mapa de anomalía de Bouguer.</i>	96
<i>Figura 5.9 . Espectro de potencia radial hacia el flanco surandino de los Andes de Mérida.</i>	97
<i>Figura 5.10. Espectro de potencia radial hacia el flanco norandino de los Andes de Mérida.</i>	98
<i>Figura 5.11. Mapa de anomalía de Bouguer Regional (ABR).</i>	100
<i>Figura 5.12. Mapa de anomalía de Bouguer Residual (ABR)</i>	101
<i>Figura 5.13. Mapas de Deconvolución de Euler para un índice estructural $N=1$ y $WS=5,10,15$.</i>	104
<i>Figura 5.14. Comparación de perfiles de anomalías de Bouguer.</i>	106

Lista de tablas

Tabla 3.1. Resumen estadístico de las diferencias entre la ondulación del geoide observada en los puntos GPS/Nivelación/Gravedad y la que se predice según diferentes modelos de geoide. Unidades en metros. (Tomado(Martín, Anquela, Padín, & Berné, 2009)).	43
Tabla 3.2. Valores del índice estructural N para valores de cuerpos anómalos en gravimetría y magnetometría.	61
Tabla 4.1. Especificaciones del levantamiento del Perfil Andes Sur.	65
Tabla 4.2. Parámetros usados en la adquisición del Perfil Andes Sur.	65
Tabla 4.3. Especificaciones del gravímetro CG-5 Scintrex Autograv System.	67
Tabla 4.4. Distribución de ondas portadoras utilizadas por el Trimble R8. Tomada del (http. www.trimble.es/).	68
Tabla 4.5. Parámetros y características de la adquisición geodésica en campo, del Perfil Andes Sur.	69
Tabla 4.6. Especificaciones del Sistema GPS del Trimble R8.	70
Tabla 4.7. Parámetros usados para aplicación de Deconvolucion de Euler.	72
Tabla 4.8. Valores de gravedad ajustados, a lo largo RGNV82 en conexión con las observaciones de gravedad absolutas ($\mu\text{m s}^{-2}$). (Drewes et al., 1991).	74
Tabla 4.9. Algunas de las estaciones base de gravedad levantadas en Zona 2.	75
Tabla 4.10. Algunas de las estaciones base de gravedad levantadas en Zona 3.	75
Tabla 4.11. Estación base de gravedad levantada en el Perfil Andes Sur.	75
Tabla 5.1. Resumen de valores estadísticos observados en el área de estudio (Gobs).	85
Tabla 5.2. Resumen de valores estadísticos observados de SBA en el área de estudio.	86
Tabla 5.3. Representación de los valores obtenidos con el cálculo de profundidad de interface por medio del espectro de potencia radial del perfil Andes Sur.	95
Tabla 5.4. Espectro radial de potencia seccionado en 5 partes, para el flanco surandino.	97
Tabla 5.5. Espectro radial de potencia seccionado en 5 partes, para el flanco norandino.	98
Tabla 5.6. Índices estructurales y ventanas utilizadas en la Deconvolución de Euler.	103

Lista de Apéndices

<i>Apéndice 1. Calibración realizada al gravímetro CG5 (INTEVEP).....</i>	<i>116</i>
---	------------

CAPÍTULO 1

PRESENTACIÒN

1.1 INTRODUCCIÒN

La gravimetría es una disciplina que se enfoca en el estudio de la distribución de masas en el interior de la tierra, de la forma de la tierra, del campo gravitacional externo de la tierra. Uno de sus métodos es la prospección gravimétrica, la cual mide variaciones laterales en el campo gravitacional de la Tierra; éstas se asocian a cambios de las densidades de las rocas debajo de la superficie permitiendo inferir la composición del subsuelo.

Los diversos procesos geológicos generan distribuciones de densidad que producen en la gravedad observada señales que son el objeto de estudio de la gravimetría. En la superficie de la corteza terrestre se encuentran estructuras geológicas que resultan de pasados procesos geodinámicos, que se vuelven “estáticos” y se conservan durante largos períodos, Los recursos naturales no renovables como el agua, petróleo, minerales y otros, se encuentran en dichas estructuras. La gravimetría es una herramienta económica para explorar y descubrir dichos recursos; así mismo estudios han concluido que los instrumentos utilizados en la prospección gravimétrica, se ven afectados de forma diferente por factores ambientales no controlados. La prospección gravimétrica es la detección de estructuras subterráneas mediante la observación en superficie de las perturbaciones que se originan en el campo gravitatorio terrestre (Griffiths, 1972).

Los errores en las lecturas de gravedad en una estación dada no sólo son afectados por factores instrumentales (drift, ruido electrónico, efectos de inclinación) sino también por otros de naturaleza ambiental (mareas terrestres, temperatura y presión atmosférica, sismicidad, estabilidad y ruido del sitio, viento). Estos errores son de magnitud variable en el tiempo y deben ser corregidos para asegurar la repetitividad de las mediciones (Bonvalot et al., 1998).

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El marco del proyecto de investigación GIAME (“Geociencia Integral de los Andes de Mérida”), centra su interés en el proceso de evolución geodinámica y tectónica de los andes venezolanos y de estructuras geológicas aledañas, además de la representación de un sistema de fallas importantes como lo es la Falla de Boconó y de deformaciones presentes desde la interacción de la Placa del Caribe y la Suramericana. Una parte del mismo aborda su gravimetría, y se establece con la adquisición de datos gravimétricos en 3 zonas denominadas (Andes Norte, Andes Central y Andes Sur) y en 3 perfiles, (Perfil Norte, Perfil Central y Perfil Sur) que reconocen estructuras que forman parte importante de la cadena andina y zonas de interés geológica. No obstante, el desconocimiento de la raíz gravimétrica de los andes de Mérida hace necesario estudiar la respuesta gravimétrica de dicha estructura y de cómo ésta afecta a las estructuras próximas.

En tal sentido, el Perfil que se desarrolla en la presente investigación (Perfil Andes Sur), cruza los estados Apure, Barinas, Mérida y Zulia de la región sur andina, donde se genera una respuesta gravimétrica negativa, asociada a la posible raíz de la cadena andina y a la expresión de la subsidencia activa de una cuenca. Dado que en el proyecto GIAME también se espera lograr la actualización y homologación de la red gravimétrica nacional, la ejecución del estudio se fundamenta en la aplicación de métodos modernos de tratamiento de datos que permitan determinar las anomalías gravimétricas de los dos flancos andinos.

En vista de lo anterior, la aplicación de metodologías conocidas con el análisis espectral y deconvolución de Euler son herramientas principales que permiten el cálculo de profundidades de las interfaces presentes en el subsuelo relacionados con la determinación de estructuras en los andes venezolanos.

1.3. OBJETIVOS

➤ Objetivo General

Adquirir y procesar datos gravimétricos con la finalidad de estimar interfaces con alto contraste de densidad en el subsuelo de la cordillera de los andes, sobre el perfil Guasualito – Encontrados del proyecto “Geociencia Integral de los Andes de Mérida”.

➤ Objetivos Específicos

- Obtener la anomalía de Bouguer de los datos adquiridos sobre el perfil Guasualito -Encontrados del proyecto G.I.A.M.E.
- Analizar el mapa de anomalía de Bouguer de la zona en estudio y sus derivados.
- Definir las posibles profundidades de las principales estructuras geológicas mediante el análisis espectral de mapas gravimétricos.
- Compilar, homogeneizar y reprocesar los datos gravimétricos existentes en la zona de estudio.
- Caracterizar cualitativamente el comportamiento de las anomalías gravimétricas con la geología del área de estudio.

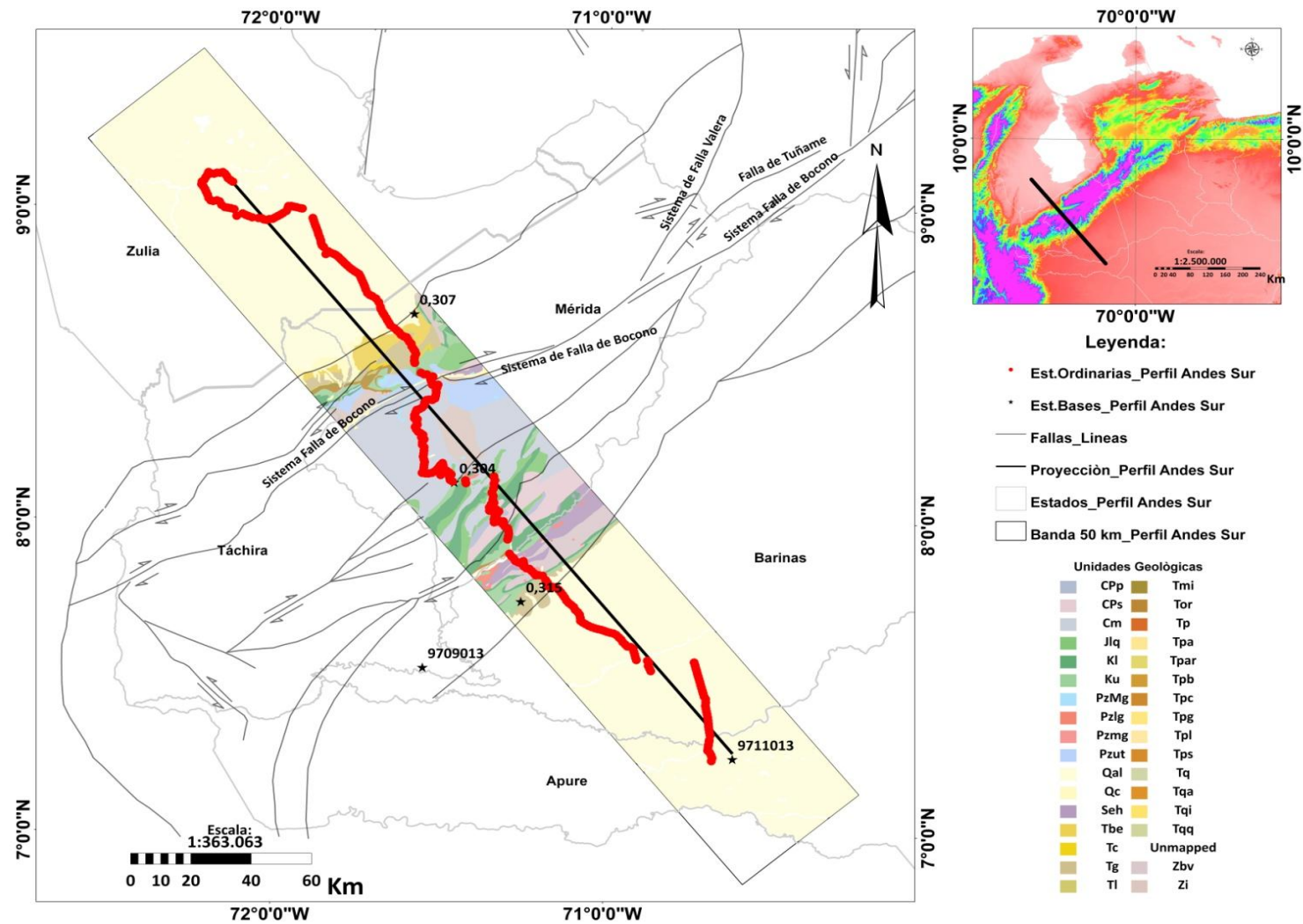
1.4. JUSTIFICACIÓN

Con la presente investigación que se genera del levantamiento del Perfil Andes Sur, se puede hacer constar que implementar equipos tecnológicos avanzados como el gravímetro (CG5), estaciones totales o GPS diferenciales (Trimble R8) y el uso de software actuales, permitirá la obtención de mapas de anomalías gravimétricas, a lo largo de los Andes de Mérida además del uso de procesos matemáticos que estiman profundidades de interfaces.

Adicionalmente puede permitir la caracterización de manera precisa de la profundidad y extensión de cuerpos anómalos presentes en la zona de interés y explicar el porqué del desplazamiento noroeste de la raíz de la montaña de los Andes Venezolanos y el comportamiento geodinámico de las estructuras geológicas presentes.

1.5. UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

El perfil para esta investigación, se estableció como el Perfil Andes Sur, este posee una orientación NW-SE (línea negra), que se encuentra emplazado entre los estados Apure, Barinas, Mérida y el Zulia. El área de estudio se ubica en la región noroccidental o sur andina de Venezuela, que está comprendida entre las latitudes 7° y 10° N y dentro de las longitudes 70° y 73° W, abarcando una extensión de 280 km y un espaciado promedio entre estaciones de 1 km (Ver Figura 1.1).



1.6 METODOLOGÍA

La ejecución de la investigación implicó la secuencia de actividades que se menciona a seguidamente:

- Recopilar información bibliográfica sobre los distintos modelos empleados para la tectónica y geodinámica de la región sur andina de Venezuela.
- Adquirir, compilar y homogenizar datos gravimétricos de la zona a estudiar.
- Realizar control estadístico a los datos.
- Realizar las correcciones pertinentes implementando un conjunto de fórmulas de segundo orden con datos Integrables de anomalía de Bouguer y de anomalía de Aire Libre.
- Generar mapa de anomalía de Bouguer y asociados.
- Separación regional y residual por aplicación de filtro pasabanda.
- Con la utilización de software específico, realizar gráficos utilizando metodología o algoritmos de inversión como análisis espectral y deconvolución de Euler para estimar profundidades de fuentes profundas aplicando filtros al mapa de AB.
- Utilizar la respuesta gravimétrica presentada en los mapas de AB, realizar una correlación geológica que comprendan la extensión territorial que corresponde a la región sur andina.

1.7 ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

Existen numerosas investigaciones previas en donde se presentan modelos geológicos y geofísicos del sistema geodinámico de los Andes de Mérida y sus cuencas adyacentes; entre estos autores se destacan:

a) **Tesis Doctoral de Robert Allin Folinsbee (MIT, Massachusetts, EEUU, 1972): “Campo Gravitatorio y Límites de Placa en Venezuela o The Gravity Field and Plate Boundaries in Venezuela”.**

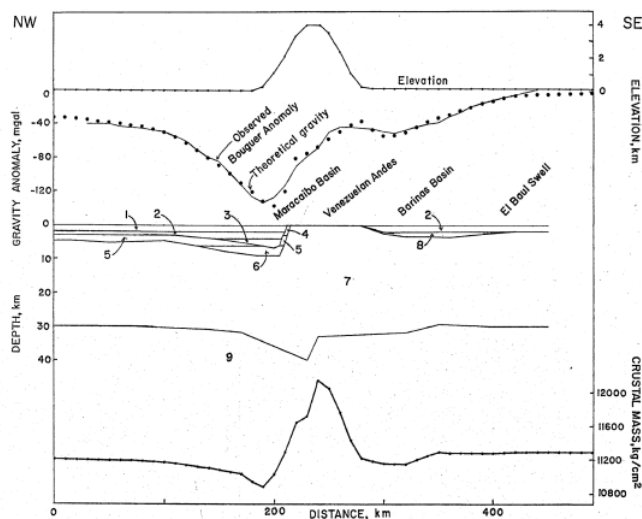


Figura 1.2. Modelo gravimétrico de un perfil NO-SE sobre los Andes de Mérida (Tomado de Folinsbee, 1972).

El modelo presentado por el autor, expresa la respuesta gravimétrica mínima presente de la anomalía de Bouguer, con respecto a los Andes Venezolanos, representado en la Figura 1.2, el desplazamiento lateral de raíz de la cadena andina, como resultado de un análisis de datos geológicos y geofísicos. Concluyendo que existe una zona de cizalla con un buzamiento sureste en la litosfera, bajo lo que sería cuenca – montaña y la presencia de un componente de estrés compresivo perpendicular a dicha zona, provocando un levantamiento en la corteza, bajo los Andes de Mérida y un descenso bajo la cuenca de Maracaibo.

b) **Tesis Doctoral de Felipe M. Audemard (Universidad de Rice, Texas, EEUU, 1991): “Tectónica de Occidente de Venezuela o Tectonics of Western Venezuela”.**

Con información de datos de sísmica de reflexión, registros de pozos, reportes paleontológicos y datos de afloramientos en superficie, proyecta la posible evolución tectónica del occidente de Venezuela durante las eras geológicas del Mesozoico -

Cenozoico, además de establecer un marco cronoestratigráfico y la evolución de la cuenca de Maracaibo presentado el modelo mostrado en la Figura 1.3.

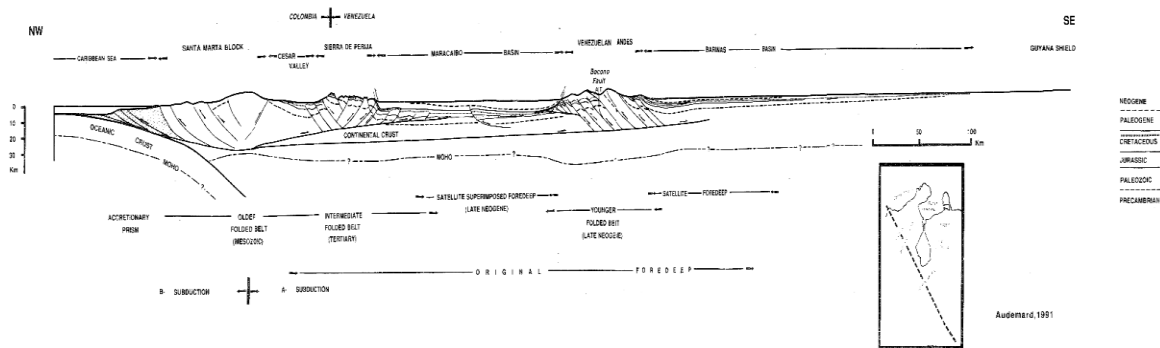


Figura 1.3. Modelo del Noroccidente de Venezuela (tomado de Audemard, 1991).

c) **Artículo de Publicación Científica de Bernard Colleta, Francois Roure, Bruno De Toni, Daniel Loureiro, Herminio Passalacqua e Yves Gou (ISAG, St.Malo, 1997): “Evidencias tectónicas y estilos estructurales en los Andes de Mérida o Tectonic inheritance and structural styles in the Mérida Andes”.**

Con perfiles de reflexión sísmica convencional a lo largo de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure y una recopilación de datos de refracción y magnetotelúricos, los resultados fueron muy aislados, con respecto a la respuesta gravimétrica, que por medio de una inversión se obtuvieron los modelos, que muestra dos secciones, la de arriba, una sección a escala cortical, que evidencia un acuñaamiento de la corteza superior y adelgazamiento de la litosfera principalmente en Los Andes de Mérida y al segunda, es una sección progresiva bajo el empuje litosférico de Maracaibo, por debajo de la placa Suramericana y el acuñaamiento progresivo de la corteza superior (Ver Figura 1.4).

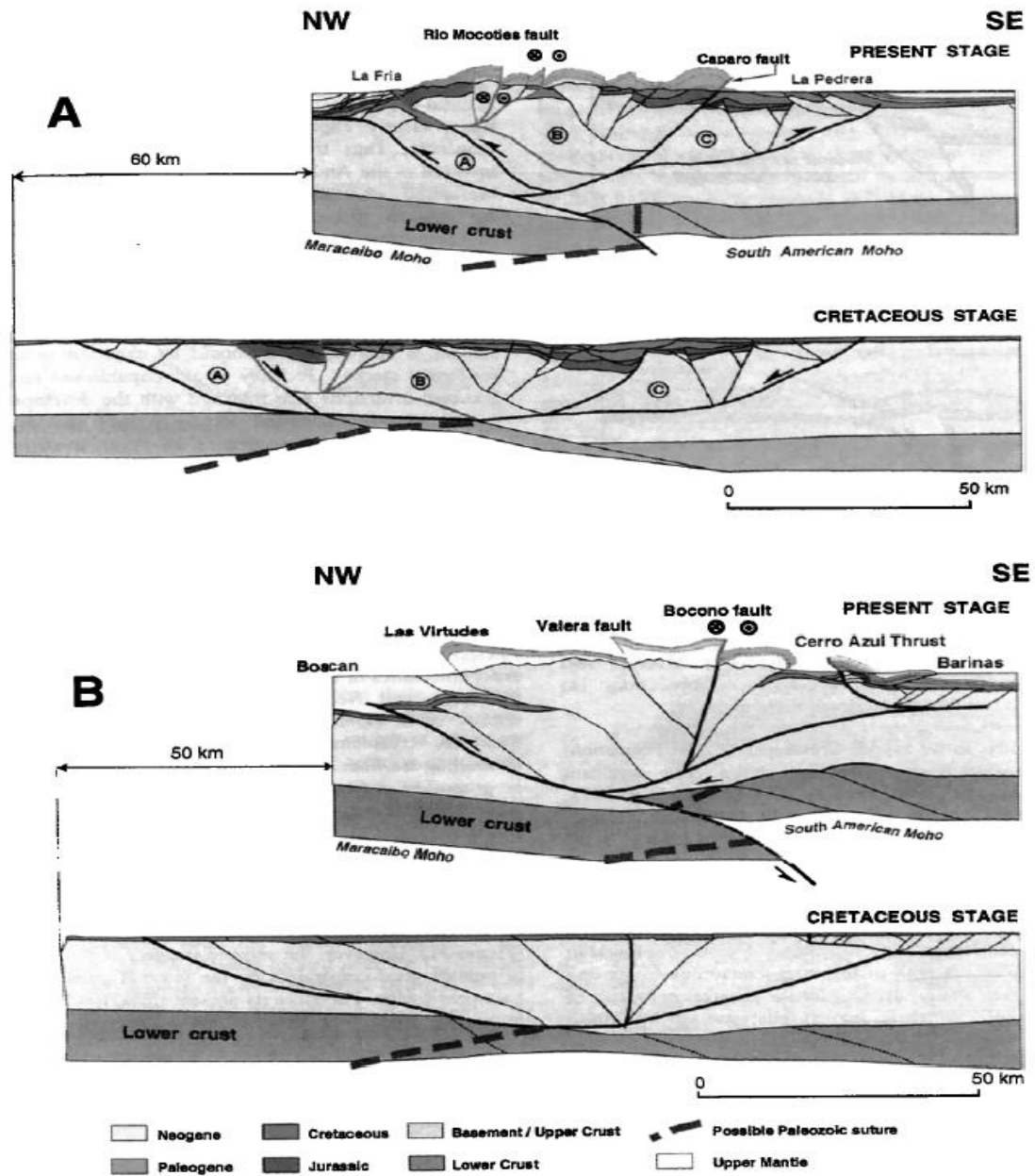


Figura 1.4. Modelos a escala cortical de los Andes Sur (A) y Andes Central (B) (Tomado de Colletta et al., 1997).

d) **Artículo de Publicación (Tectonophysics) de Felipe E. Audemard, Franck A. Audemard (Elsevier, Venezuela, 2002): “Estructura de los Andes de Mérida: relaciones con la América del Sur - Interacción Geodinámica del Caribe o Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South América–Caribbean geodynamic interaction”.**

En función de datos geofísicos y geológicos estos autores, señalan que el comportamiento de los Andes de Mérida es el de una cuña de apilamiento de corteza débil, que empieza a separarse parcialmente desde la corteza dúctil, reflejando la presencia de una subducción incipiente (Tipo A); esta cuña cortical, buza noroeste, observando que la estructura de la cadena montañosa varía según su rumbo, afirmando que la dirección de desplazamiento regional de esta cadena es hacia el noroeste, existiendo otras vergencias a nivel local. El despegue de los Andes de Mérida comenzó en la serie Mioceno Superior, en donde los procesos de partición de la deformación fueron consecuencia del desarrollo de corrimientos a lo largo de los flancos que organizan los actuales esfuerzos compresivos, convirtiendo a la Falla de Boconó en el eje simétrico de distribución. En el bloque de Maracaibo también señalan que hay un retrocorrimiento cortical más pronunciado con orientación sureste y que estructuras presentes ayudan a generar la deformación frágil de acunamiento antes mencionado (Ver Figura 1.5).

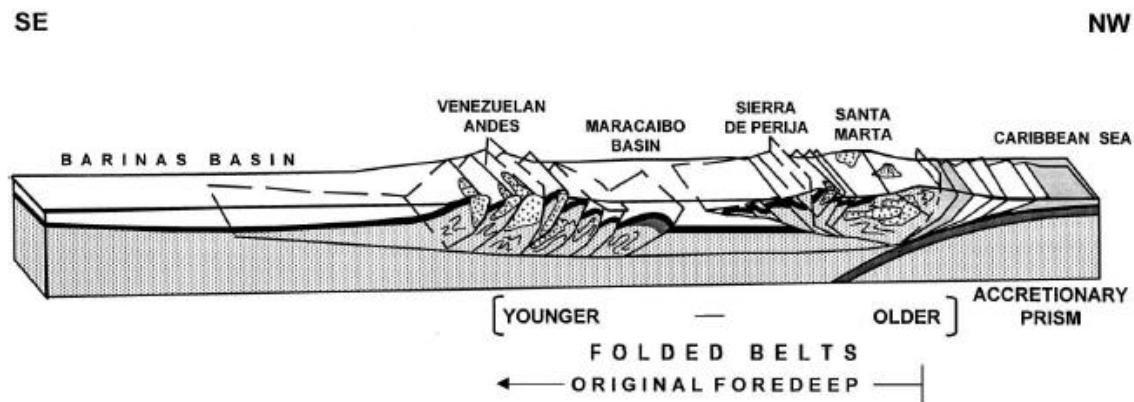


Figura 1.5. Modelo de orógeno flotante de los Andes de Mérida (Tomado de Audemard y Audemard, 2002).

e) **Artículo de Publicación (AAPG) de Fabio Cediél, Robert P. Shaw y Carlos Cáceres (Geotec Ltda, Bogotá, Colombia, 2003): “Conformación Tectónica del Bloque Norandino ò Tectonic Assembly of the Northern Andean Block “.**

Estos autores basándose en observaciones de campo, estudios geoquímicos, sísmicos, de gravedad, magnéticos, topográficos y GPS, lograron caracterizar unidades lito-tectónicas y morfológicas (específicamente en Andes de Venezuela, Colombia y Ecuador), tanto en lugares de sistemas de fallas como en bordes de placa. La Figura 1.6 representa un modelo llamado MSR (Ámbito Tectónico de la Subplaca de Maracaibo), que se extiende desde la Sierra Nevada de Santa Marta pasando por la Sierra de Mérida (Los Andes Venezolanos), el macizo de Serranía de Perijá y Santander, cuenca de Maracaibo hasta llegar a la cuenca Barinas-Apure, en donde concluyeron que existe una zona de transcurrencia con desplazamiento sinistral debajo de la Sierra Nevada de Santa Marta a una profundidad aproximada de 30 km.

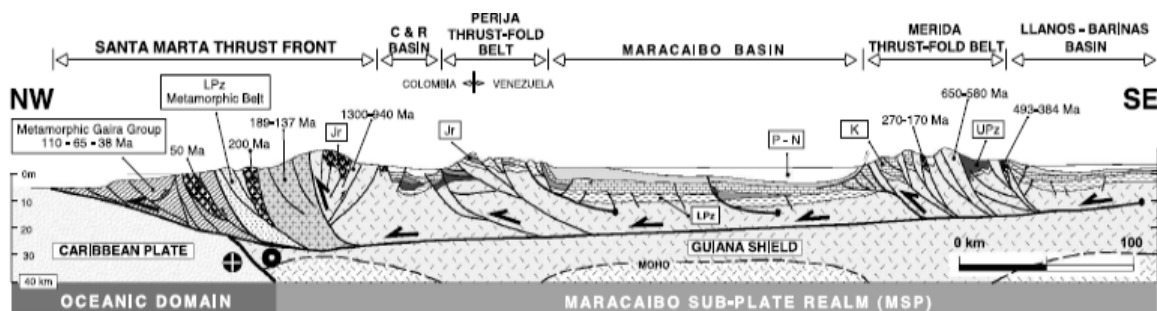


Figura 1.6 .Modelo de un transecto NW-SE a través de la subplaca de Maracaibo (Tomado de Cediél et al., 2003).

f) **Tesis de Pregrado de Luis Henriques (USB, Venezuela, 2004): “Modelado Geodinámico Integrado de la cuenca Barinas-Apure y los Andes de Mérida, Estado Barinas o Modeling the Barinas-Apure basin integrated geodynamic and los Andes in Mérida, Barinas State”.**

El autor con una sección sísmica ya interpretada, con gravimetría (determinando el moho), sismología y geología de superficie, construyó y controló el modelo mostrado en la Figura 1.7 en donde observó, que la cuenca Barinas-Apure tanto en geometría como en extensión

están regidas por una compensación regional producida por la litosfera suramericana, que está presenta con respecto a la carga tectónica de los Andes de Mérida, además de la existencia de un corrimiento con un extensión de 10 km de profundidad, destacando con esto el comportamiento mecánico de la corteza sudamericana.

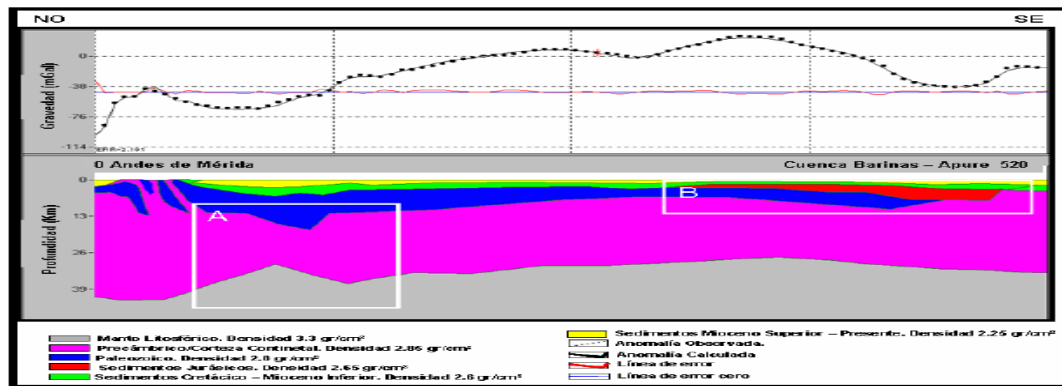


Figura 1.7. Modelo de Flexión de Placas (Tomado de Henriques, 2004).

g) **Proyecto de Investigación de Luis Chacín, María Inés Jácome, Carlos Izarra (USB, Venezuela, 2005): “Modelado flexural y gravimétrico de los Andes de Mérida y la Cuenca de Barinas-Apure, Occidente de Venezuela o Flexural an gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas- Apure Basin, Western Venezuela”.**

Del modelo presentado anteriormente, básicamente (Henriques, 2004) hace el mismo énfasis, sobre la formación de cuencas ante país a causa del levantamiento de los Andes de Mérida y el comportamiento flexural producido por la litosfera suramericana apoyando la teoría planteada por (Felipe E. Audemard & Franck A. Audemard 2002a), y una posible ruptura a nivel cortical por debajo de los cadena montañosa de los Andes de Mérida (Ver Figura 1.8).

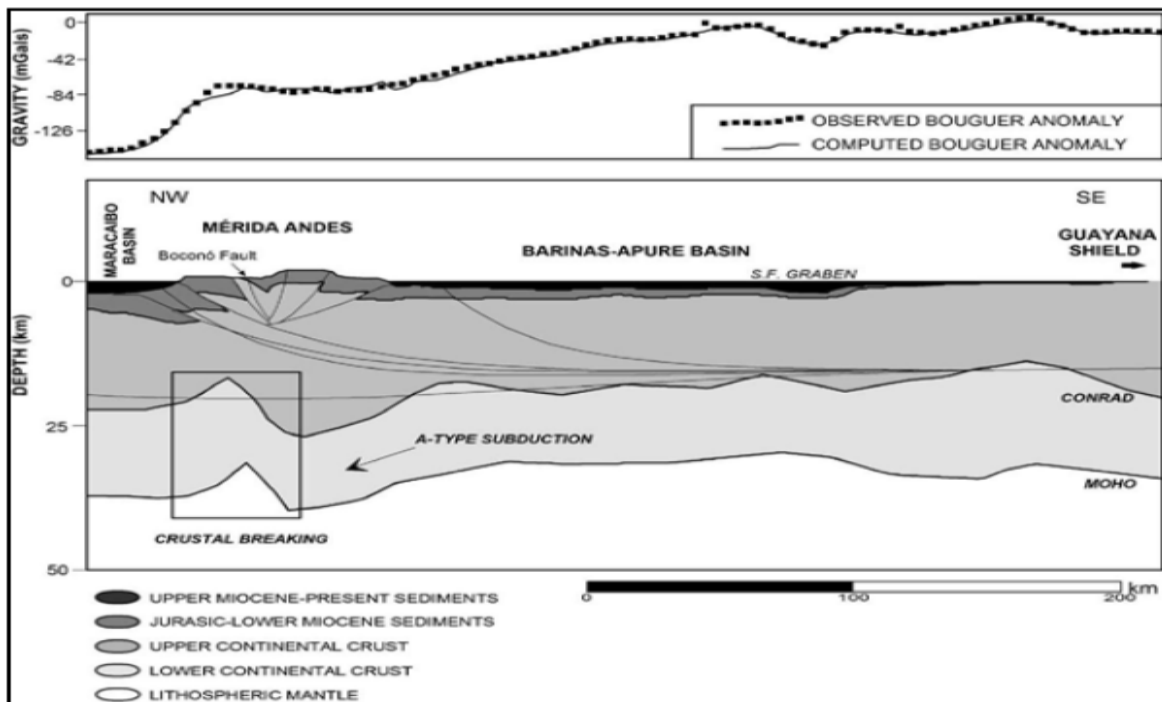


Figura 1.8. Modelo de un segmento noroeste desde los Andes de Mérida hasta cuenca Barinas-Apure (Tomado de Chacín et al., 2005).

h) Artículo de Publicación de Leonardo Duerto, Alejandro Escalona, Paul Mann (Universidad de Texas, Texas, EEUU, 2006): “Estructura profunda de los Andes de Mérida y frentes de montaña de la Sierra de Perijá, cuenca de Maracaibo, Venezuela o Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela”.

El modelo mostrado en la Figura 1.9, realizado a partir de datos de sísmica de reflexión e interpretación de mapas geológicos de la zona y pozos en el área frontal de la montaña, propone diferentes modelos estructurales para explicar la evolución convergente para la serie Paleógeno Tardío – Neógeno, sobre la ubicación de pliegues y fallas a lo largo del subsuelo de la montaña, proponiendo un estilo de deformación emergente coherente con la inversión del rift del periodo Jurásico. Los autores presentaron la misma hipótesis de (Audemard & Audemard, 2002), en donde la geometría de la cuña presentada en la cuenca de Maracaibo y que corresponde a una profundidad de 2-10 km, ubicada entre los Andes de Mérida y Sierra de Perijá, (Duerto, Escalona, & Mann, 2006).

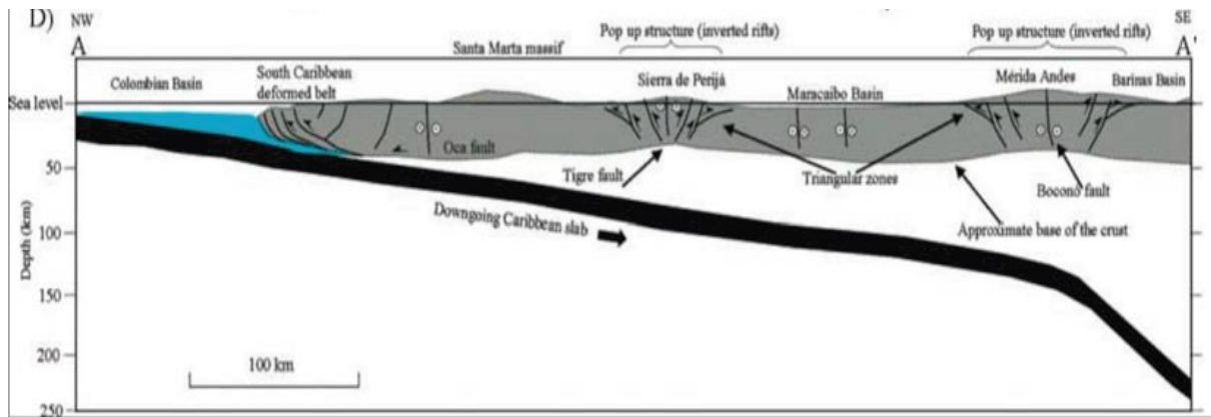


Figura 1.9. Modelo de estructura profunda del noroccidente de Venezuela, específicamente de los Andes de Mérida y Sierra de Perijá (Tomado de Duerto et al., 2006).

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

La región sur andina de Venezuela, presenta un gran número de estructuras geológicas que se ponen de manifiesto. La interacción entre dos placas tectónicas, como la placa Suramericana y la Placa Caribe, moviéndose relativamente una con respecto a la otra, ha generado un sin fin de estudios de números autores, que han realizado trabajos sobre esta zona, concluyendo que dicho movimiento no es de tipo transcurrente puro, la razón, es que la Placa Caribe subduce por debajo de placa continental “Suramericana”(Audemard (1992a). La placa suramericana y el bloque Maracaibo generan una convergencia oblicua con respecto a los actuales Andes de Mérida (Colletta et al., 1997). Hacia el sur, del frente de subducción antes mencionado, se conectan al noreste de Venezuela, con un complejo sistemas de fallas activas de desplazamiento lateral a la derecha (componente dextral), como la Falla de Oca-ancón, Boconó y el Pilar, (ver Figura 2.1).

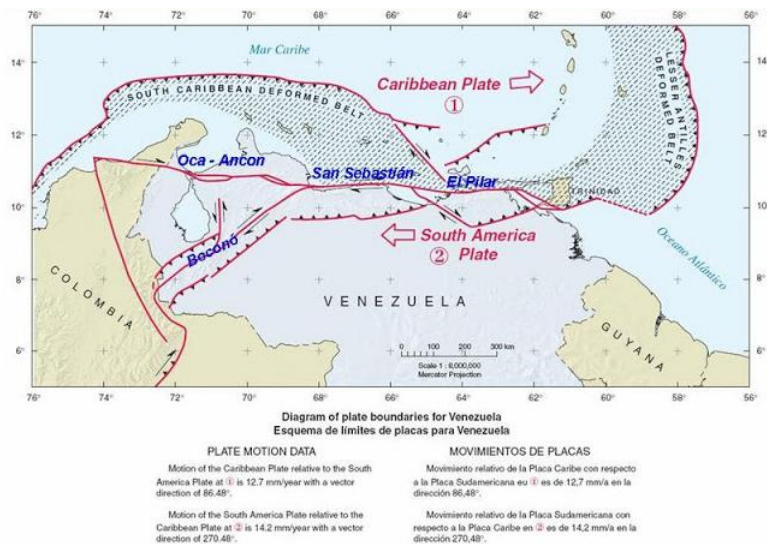


Figura 2.1. Ubicación de Placa caribe y sistema de fallas de fallas global de Venezuela, Audemard et al., (2000).

2.1. PLACA DEL CARIBE

Es una placa litósferica independiente de más de 4000 Km^2 (ver Figura 2.2), conformada por una meseta oceánica de edad Cretácica no deforme; esta se subdivide en varios arcos: las Aves con un área de 2 km , Beata con 3 km , en la Granada de $[2 - 3] \text{ km}$, Venezuela con 5 km al sudeste, Colombia 3 km , estas dos últimas contiguas a la Isla Galápagos Aruba, (James, 2007); en donde existen algunas lomas, a las cuales no se les conoce su origen. El interior de la placa del Caribe, presenta un mosaico de estructuras que varían tanto en composición como morfológicamente, con un espesor cortical que varía, de 6-8 km al oeste de la Loma de Beata, a 20 km entre la parte Central venezolana y la parte occidental de la cordillera Beata y de 3 a 5 km al sureste de la cuenca de Venezuela (Diebold & Driscoll, 1999). En su alrededor está limitada por cuencas venezolanas de 1000 Km^2 (Maracaibo y Oriental); el bloque continental Chortis del Paleozoico-Mesozoico aproximadamente 700 MKm^2 (Sur de México); éstos delimitados por cinturones marginales deformados (aproximadamente de $2,3 \text{ MKm}^2$) resultantes del Mesozoico, con presentes interacciones en las adyacentes de Nazca, Cocos (Giunta & Orioli, 2011)

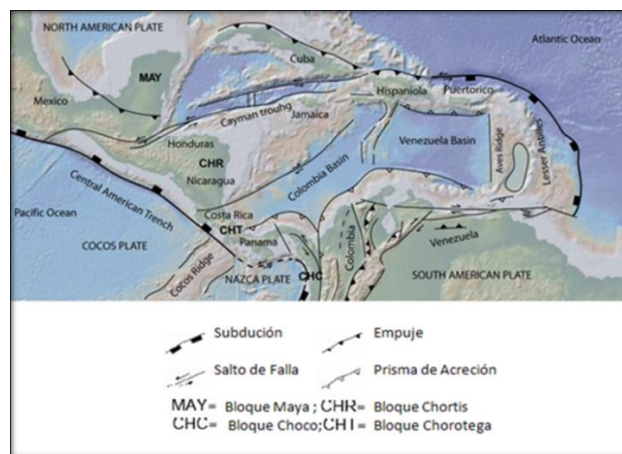


Figura 2.2. Mapa de Esbozo tectónico del área del Caribe. (Tomado de Giunta & Orioli, 2011).

Esta placa a lo largo de los años ha motivado muchas investigaciones, generando diferentes cuestionamientos e hipótesis no concluyentes tanto en estudios geológicos como geofísicos, con una dirección de enfoque bastante concreta sobre su origen y evolución.

2.2 ANDES VENEZOLANOS

Los Andes de Venezolanos se registran como una compleja interacción geodinámica (Pindell & Barrett, 1990), es un cinturón montañoso que resulta de la interacción entre placas como Caribe, Nazca y Suramericana (Figura 2.3), produciendo esta configuración geodinámica, se observan dos rasgos principales: el primero, una deformación de la cadena montañosa, que se presentan en su mayoría a largo de los dos frentes (flanco norandino y surandino) y el segundo rasgo, la Falla de Boconó la cual es considerada como el sistema de fallas tectónico más activo de Venezuela (Felipe E Audemard & Franck A Audemard, 2002; Perez et al., 2011). Para (de Juana, de Aroza, & Cadillat, 1980), esta interacción ha producido la reactivación de antiguas zonas de fallas y estructuras que han evolucionado en fallas rumbo-deslizantes hacia la derecha o hacia la izquierda, corrimientos y rotación individual de bloques (Bermúdez, 2009). Para el Neógeno, fuerzas corticales inician el proceso de ascenso de los Andes de Mérida y Perijá (Kohn et al., 1984).

Los Andes Venezolanos o la Cordillera de Mérida, se despliega por el suroeste en la Depresión de Táchira terminando al noroeste en la Depresión de Barquisimeto, con una longitud de 425 km y una anchura promedio de 80 km, éstos poseen una dirección SW-NE, la elevación media es de [2024 – 4978] m snm, además está limitada en ambos flancos por las cuencas de Maracaibo y los Llanos (Barinas–Apure), ambos flancos poseen una considerable red de drenajes, los cuales transportan gran cantidad de sedimentos (por ejemplo: los ríos Chama, Santo Domingo, Motatán, Guanare, Mocotíes, Tucaní), generando terrazas fluviales, situadas en la zona transversal de la cadena montañosa, (Guzmán et al., 2013).

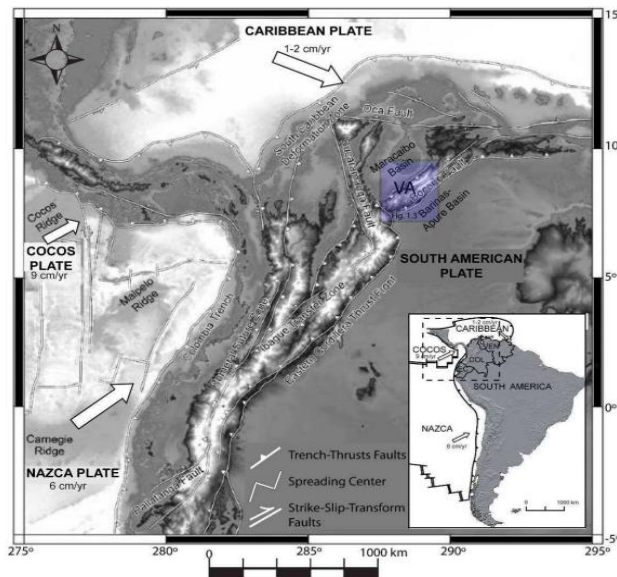


Figura 2.3. Mapa tectónico regional del noroeste de América del Sur que muestra la configuración actual de las placas circundantes (Tomado de Bermúdez, 2009 y modificado de Corredor, 2003).

Esta cadena montañosa andina comienza a formarse en el Eoceno-Oligoceno, la cual está relacionada a las primeras etapas de la colisión del Arco de Panamá contra el noroccidente de Suramérica (Audemard, 1993; Audemard & Audemard, 2002); las cuales fueron generadas por la inversión de estructuras derivadas del rifting Mesozoico las cuales fueron reactivadas durante la convergencia, esto causó la exhumación de diversos bloques tectónicos (Figura 2.4) desde el Eoceno al Plioceno (Kohn et al., 1984; Bermúdez et al., 2010). En el período Cretácico la mayor parte del norte del país se encuentra cubierto por mares epicontinentales, permitiendo la sedimentación de una espesa secuencia de rocas, que hoy día afloran en gran parte de los Andes a final de este período. Debido a la presencia de diversas estructuras a largo de la cadena montañosa de los andes, se presentan a su vez una variedad de formaciones geológicas, las rocas sedimentarias tanto en la Sierra de Perijá como en los Andes (Yoris & Ostos, 1997) incluyen secuencias de edad Carbonífero y Pérmico; las secuencias Jurásicas son generalmente de colores rojizos a violáceos; hoy en día se encuentran aflorando en los Andes de Mérida y en la sierra de Perijá como la Formación La Quinta, (Hargraves y Shagam, 1969).

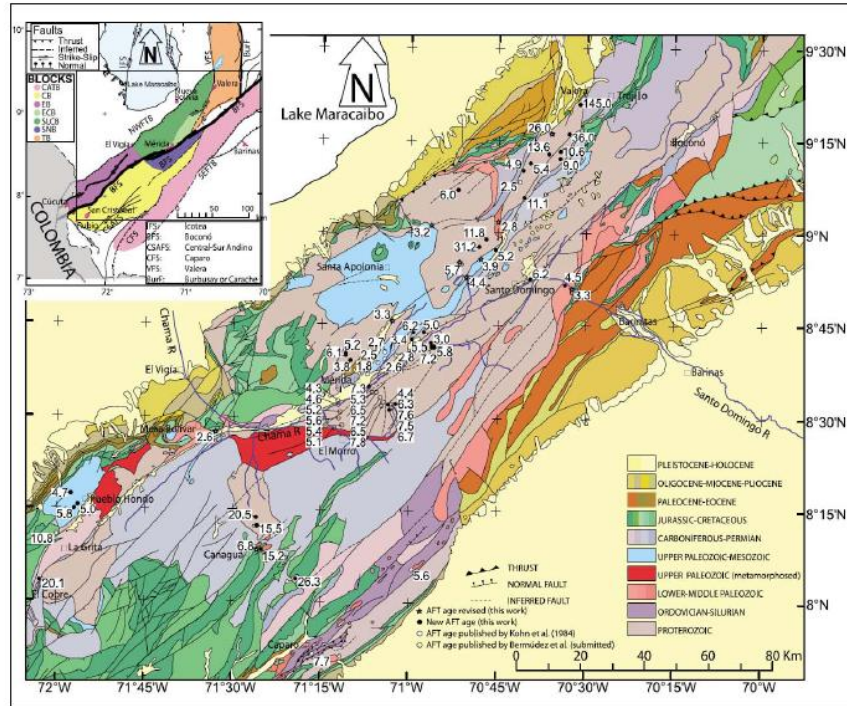


Figura 2.4. La imagen en la esquina superior izquierda, muestra los mayores sistemas de fallas de Los Andes venezolanos y los bloques tectónicos delimitados, y definidos en este trabajo (CATB, Cerro Azul; CB, Caparo; EB, Escalante; ECB, El Carmen; SLCB, Sierra La Culata; SNB, Sierra Nevada; y TB, Trujillo) (Bermúdez et al., 2010). Los números corresponden a las edades por trazas de fisión en apatitos.

La evolución de los andes de Venezuela esta acoplada con los principales sistemas de fallas rumbo-deslizantes con componentes verticales variables, producto del desplazamiento dextral de Placa Caribe contra Suramérica (Bermúdez et al., 2011), uno de los más importantes es el sistema rumbo-lateral dextral conocido como Boconó, esta falla es un rasgo geomorfológico predominante que divide casi simétricamente a los Andes de Mérida en dos Bloques: Uno situado al norte, llamado Sierra La Culata y otro al sur llamado Sierra Nevada (Bermúdez et al., 2010), un modelado numérico 3D para este estudio sugiere una exhumación asincrónica a ambos lados de la cadena (Bermudez, 2009; Bermúdez, Van Der Beek, & Bernet, 2011) que es controlado por la reactivación constante de fallas y estructuras y la inversión de fosas tectónicas del Jurásico (Colletta et al, 1997; Audemard y Audemard, 2002; Bermúdez, 2009).

Para la época, muchos modelos han sido expuestos explicando de manera concisa la estructura de los Andes de Mérida; existen dos hipótesis que tiene mayor peso, la primera aquellos que coinciden (de Juana et al., 1980; Rod, 1956) que la cadena montañosa es una cadena simétrica con respecto a una gran falla transcurrente como la Falla de Boconó, con flancos limitados por fallas de comportamiento inverso y la segunda la definen como una estructura en forma de flor positiva, a nivel de la corteza superior (Rod et al., 1958).

Otros describen la asimetría de Los Andes de Mérida, revelada por estudios gravimétricos realizados por Hospers y Van Wijnen (1959) y (Audemard, 1992b), donde precisan una acunamiento a escala cortical, con vergencia noroeste, enraizada en el tope de una corteza, desacoplada con buzamiento ligeramente hacia el flanco norte de la montaña. Algunos encuentran una polaridad hacia el sureste, propuesto por (Bermúdez et al., 2011; Colletta et al., 1997; De Toni & Kellogg, 1993; Kellogg & Bonini, 1982; Sánchez, Audemard, Giraldo, & Ruiz, 1994), y otros como Jácome et al. (1995) y Audemard & Audemard (2002) destacan a un orógeno flotante. La más reciente información viene dada por cuencas flexurales, corrimientos ciegos, cuñas intracutáneas, zonas triangulares (Audemard y Audemard, 2002; Mann et al., 2006; Monod et al., 2010; Arnaíz et al., 2011) y de variaciones de espesor elástico y flexura de bloque de Maracaibo (Audemard & Arnaíz, 2014).

2.3. CUENCA BARINAS – APURE

La Cuenca Barinas-Apure es el tercer yacimiento petrolífero de Venezuela, dicha cuenca posee una extensión de unos **95000 km²** y un espesor máximo de sedimentos cercanos a los **5 km** en el centro de la cuenca (Martínez, 1976, James, 2000a, b; Jácome y Chacín, 2008); estos sedimentos son de edad cretácica que descansan discordantemente sobre un basamento de rocas ígneas y metamórficas del cretácico y sedimentos del Jurásico-Paleozoico (Kiser, 1992). Las unidades cretácicas están entrelazadas por un sobrecorrimento en conjunto sobre el autóctono andino.

Es una depresión estructural asimétrica con su flanco meridional suavemente inclinado al noreste y el flanco septentrional marcado por afloramientos que forman parte del flanco surandino de Los Andes Venezolanos. Según (González de Juana et al., 1980) presenta la

forma de una media luna la cual es cortada por el sistema de fallas secundarias al noroeste del flanco surandino y por corrimientos frontales presentes en costas del caribe, al noroeste limitada por los Andes de Mérida, al norte por la prolongación occidental de la serranía del interior, de este a oeste por el arco del Baúl. Ver (Figura 2.5)



Figura 2.5. Distribución de cuencas de Venezuela y Andes de Venezuela. (Tomado del Yoris y Ostos, 2007).

Su origen radica en un ambiente sedimentario producto de tectónica durante el periodo Cretácico-Eoceno, presentando un sistema deltáico complejo, que para el Eoceno medio se convierte en marino, que posterior al Eoceno Tardío–Oligoceno Temprano, la sedimentación quedó interrumpida por procesos de erosión y para el Mioceno, con el levantamiento de los Andes de Mérida se instauró una sedimentación continental que permitió el posterior relleno de la cuenca.

Aunque según Yoris y Ostos, (1997) se origina a raíz del levantamiento de Los Andes de Mérida durante el Mioceno Superior y es considerada como una cuenca de tipo ante país. Para (Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003), el periodo Mioceno fue el inicio para la generación de la cuenca y la separación de ésta con la cuenca de Maracaibo.

El basamento se considera de edad Paleozoico autóctona, conformado por rocas conocidas como “Capas Rojas”, que marcan la apertura de Gondwana y Laurentia. La cuenca se divide en dos subcuencas, Uribante y Barinas, la primera a el noroeste y la segunda al este

(Carlos, 2008), la cuenca comienza a desarrollarse justo al piedemonte de Andes de Mérida, además posee dos anticlinales como Quebrada Seca y Barinitas, que detallan sedimentación eocena en la parte superior; hacia el sur de la misma, en el periodo Cretácico la cuenca sufrió pocas deformaciones que no provocaron efectos compresivos, pero si la presencia de fallas normales, que generaron levantamientos menores presentando un buzamiento leve que detalla la forma de la depresión y en su parte central, un levantamiento del basamento (cretácico) a causa de los Andes de Mérida.

Es importante destacar la presencia de grábenes en la cuenca, debido a que son evidencia de la separación de las américas, éstos fueron rellenos durante el Jurásico por sedimentos continentales, calizas marinas, rocas volcánicas y sedimentos clásticos (Yoris y Ostos, 1997), como lo son Mantecal y Apure.

Las formaciones geológicas presentes en la extensión de esta estructura para el periodo cretácico son: Aguardiente, Escandalosa, Navay (Miembro La Morita y Quevedo) y Burguita (Ver Figura 2.6).

AGE		FORMATION	LITHOLOGY
PLEISTOCENE		GUANAPA	ALLUVION
PLIOCENE			
MIOCENE	UPPER	RIO YUCA	
	MIDDLE	PARANGULA	
	LOWER		
OLIGOCENE			
EOCENE	UPPER		
	MIDDLE	PAGUEY GOBERNADOR MASPARRITO	
	LOWER		
PALEOCENE			
CRETACEOUS	MAAST CAMP.	BURGUITA	
	SANT. CON.	NAVAY	
	TURO. CEN.	ESCANDALOSA	
	ALB.	AGUARDIENTE	
	APT.		
	PRE-CRETACEOUS	BASEMENT	

Figura 2.6. Columna estratigráfica regional de la cuenca Barinas (Bejarano, 2000).

Para el cretácico, la Formación Aguardiente se extiende desde el suroeste del estado Zulia, llegando hasta los límites de Colombia de la cordillera entre Táchira y Lara, reposando

sobre la Formación Río Negro y de forma transgresiva sobre las Formaciones La Quinta y Mucuchachí, a diferencia de la Formación de Navay que aflora en la región nororiental de los Andes (Renz, 1959).

2.4. BLOQUE DE MARACAIBO

El Bloque de Maracaibo tiene una forma de triangular irregular, la cual puede apreciarse en la Figura 2.7, es una corteza continental independiente de las estructuras geológicas de la zona, limitada por el este la Falla de Boconó, al oeste el sistema de fallas de Santa – Bucaramanga, al norte por el cinturón de deformación del Caribe (Taboada et al., 2000; Audemard et al., 2005). Esta zona se encuentra enmarcada por tres fallas importantes como lo son: la falla de Boconó, la falla de Oca-Ancón y la falla de Santa Marta en Colombia (Felipe E. Audemard & Franck A. Audemard, 2002b). En el Neógeno, la erosión de las montañas emergidas, permitió convertirse en el relleno de las cuencas de Maracaibo y Barinas- Apure (Viscarret, 2009).

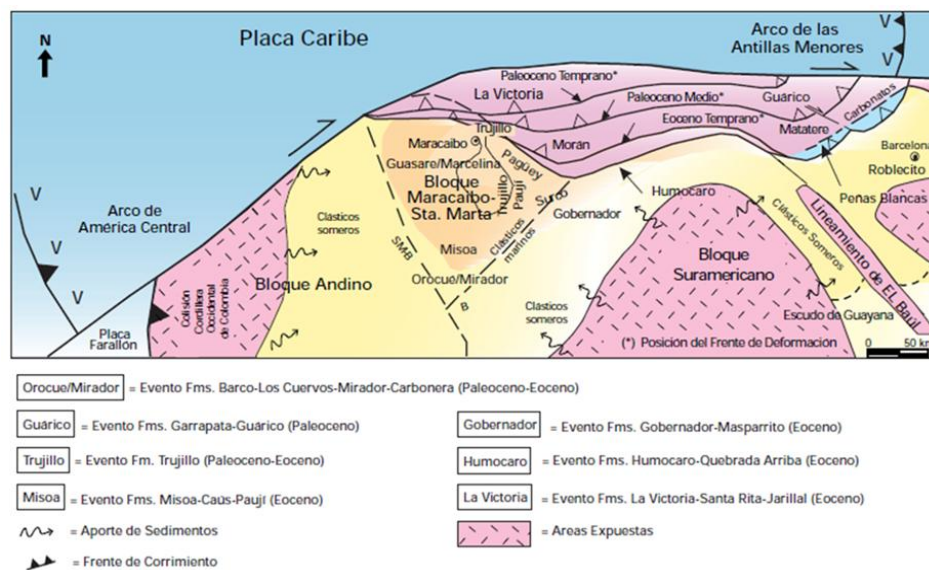


Figura 2.7. Evolución geológica y tectónica del Noroccidente de Venezuela con sus respectivas formaciones, (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

La cuenca de Maracaibo constituida por sedimentos alcanzan un volumen total de aproximadamente 250.000 km^3 (Martínez, 1976; en González de Juana et al. 1980), estos

sedimentos fueron depositados en un rango de edades que van desde el Jurásico hasta el Holoceno. La evolución de la cuenca de Maracaibo radica en tres fases importante, la primera, un rift relacionado con la separación de las américas, la segunda, la presencia de una subsidencia tipo “margen pasivo”, se presentó con mayor fuerza hacia los surcos de Uribante, Machiques, San Lázaro, Angaraveca, y con un poco menos de intensidad hacia Barquisimeto (Audemard, 1991; en Escandón, 1998) y por último, otra subsidencia de tipo “foreland” producto de la actual colisión placa Caribe y Suramericana; en el noroeste de la cuenca, la subsidencia controla la sedimentación y distribución de las unidades sedimentarias hacia el noreste (Mathien, 1989; en Escandón, 1998); todas estas unidades localizadas para el periodo Jurásico – Eoceno (Lugo y Mann, 1992).

Para el Eoceno tardío-oligoceno concluye que en este período ocurre la activación de las fallas de Oca, Santa Marta-Bucaramanga y Boconó, producto de la subsidencia al oeste de Suramérica. La sedimentación para el periodo del Eoceno, en la zona suroeste, central y oeste de la cuenca ocurrió en un ambiente fluvial (Formación Mirador) y deltáico (Formación Misoa); La Formación Misoa es equivalente lateral de la Formación Mirador hacia el sur-oeste en la provincia deltáica de la Cuenca de Maracaibo. Ambas representan facies diferentes del ambiente fluvio-deltaico (Urbina & Eros, 2001).

Durante el Cretácico los sedimentos fueron controlados por la subsidencia de la cuenca, comenzando por la Formación Río Negro que se depositó para el período de Neocomiense-Barremiense, siendo limitada por las formaciones Apón, Lisure y Maraca, las cuales conforman al Grupo Cogollo para el periodo Neocomiense-Barremiense. La Formación Apón está constituida por calizas, la Formación Lisure por areniscas calcáreas, cuarzosas y glauconíticas, Formación Maraca por calizas masivas con intercalaciones menores de lutitas negras (González de Juana et al., 1980). Para el Cenomaniense - Maestrichtiense, ocurre la depositación de la Formación la Luna constituida por calizas, con depósitos marinos a lo largo de la cuenca de Maracaibo, luego la depositación de la Formación Colón y por último se depositó la Formación Mito-Juan constituida por areniscas.

En el basamento de esta cuenca existen rocas paleozoicas (Yoris & Ostos, 1997), el cinturón orogénico del Paleozoico Inferior (Ordovícico – Silúrico) al norte de la Falla de

Apure y como parte del basamento de los Andes y de la cuenca del Lago de Maracaibo, forman parte activa de la historia tectónica del Caribe; en donde para el subsuelo, este está representado por rocas meta sedimentarias ordovícicas, que también afloran en los Andes (Figura 2.8), por la capas rojas de la edad Jurásica, representadas específicamente por las formaciones Mucuchachí y la Quinta.

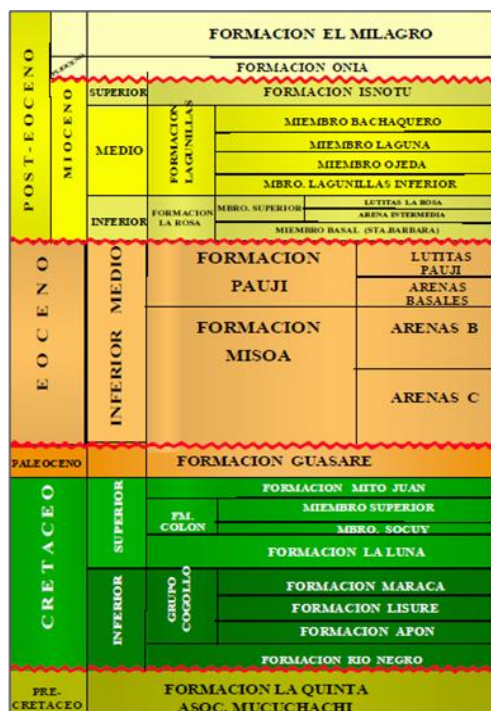


Figura 2.8. Correlación entre Unidades y Secuencias Estratigráficas en la Cuenca de Maracaibo (Cheng & Francisco, 2011)

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO

A continuación se describen los fundamentos teóricos que rigen cada uno de los métodos empleados para la elaboración del Perfil Andes Sur, del proyecto GIAME, desarrollando conceptos básicos, formulaciones y derivados del amplio campo de la gravimetría, con el fin de captar todas las posibles variaciones o contrastes de densidad presentes en el subsuelo.

La geofísica comprende diferentes técnicas en los campos potenciales, cómo la gravimetría y el magnetismo, que han permitido obtener un visión más concreta en el estudio del subsuelo, en donde por medio de imágenes o mapas 2D, se pueden observar cambios laterales y propiedades físicas de las estructuras. El uso de instrumentos específicos, cómo el gravímetro Scintrex Autograv CG-5, permiten medir el campo natural presente en el medio o zona a estudiar, por medio de un mallado (datos equidistantes en las dos direcciones horizontales, X e Y) o un perfil, siendo este muy sensible, con una estructura interna formada en su interior por sistema elástico (ver Figura 3.1) con un cuarzo suspendido, el cual trabaja con un sistema operativo llamado GUI (Graphic User Interface), incorporando de forma automática la corrección por mareas, inclinación del instrumento, temperatura y corrección topográfica cercana (Arráiz y Dinis, 2008).

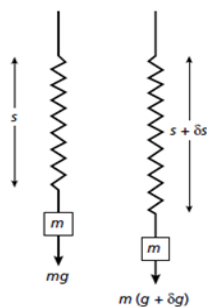


Figura 3.1. Principio de operación de un gravímetro estable;(Tomado de Telford & Sheriff, 1990a).

3.1 Gravedad

La gravedad es una interacción fundamental de la naturaleza, la cual afecta a toda forma de materia en la tierra, actuando con una única intensidad, en donde ningún cuerpo escapa de su alcance, ni de su fuerza a grandes distancias, Sebastián and Miguel (1997). La gravedad es la medida del vector “g” de la aceleración de gravedad de la tierra, que se forma por dos componentes vectoriales, la gravitación terrestre y la aceleración centrífuga, en donde su valor aproximado es de $9,81 \pm 0.03 \text{ m/s}^2$ en la superficie de la tierra; esta disminuye con la distancia r desde la superficie. Galileo fue el primero en entender que la gravedad es el común de la aceleración, en donde todas las masas experimentan “Caída Libre” sin ningún tipo de obstrucción (Jacoby and Smilde, 2009b). Si suponemos que la tierra es esférica con una masa M , la atracción a una masa genérica m sobre su superficie será igual a la ecuación (1).

$$F = \frac{G * M * m}{R^2} \quad (1)$$

Donde R es el radio medio de la Tierra y G es la constante gravitacional universal que se le asigna el valor $6,67 * 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$, la aceleración m/s^2 aunque en geofísica, a menudo se emplea el sistema CGS se implementa como 1 cm/s^2 que está definida por cómo 1 Gal , aunque la unidad más usada es mGal ; viene representada por la ecuación (2).

$$a = \frac{F}{m_2} = G \left(\frac{m_1}{m_2} \right) \quad (2)$$

para masas de atracción muy puntuales como m_1 y m_2 , (ver Figura 3.2); la segunda ley de Newton establece que g , es la aceleración de gravedad causada por la atracción de la tierra, Estrada (2012).

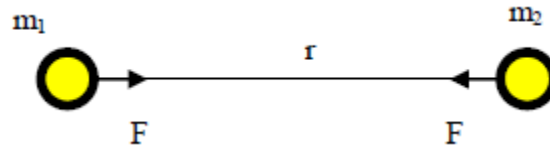


Figura 3.2. Interacción de masas, reflejando a la aceleración de gravedad cuada por la tierra (Tomada de Estrada,2012) .

La atracción gravitacional está definida por la siguiente ecuación (3):

$$\Gamma = s \int g \cdot ds \quad (3)$$

En donde s es una superficie y el ds es el elemento de superficie vectorialmente, en otras palabras, su vector normal, para el cual Γ es una constante para cualquier superficie que encierre la fuente generadora g , ejemplo, la masa de la tierra M . La variación de la atracción gravitacional es también llamada campo gravitacional (Jacoby & Smilde, 2009a), que es modificado por composición y distribución de capas que conforman la tierra y que gracias a el movimiento de rotación varía.

3.2. Dinámica Terrestre

El planeta es dinámico, en la superficie terrestre se evidencian todos los efectos, acontecimientos y procesos geodinámicos y geológicos presentes, los cuales se expresan de forma significativa a lo largo de la historia, internamente, por ejemplo, existen las plumas mantelares, vulcanismo, márgenes convergentes, movimiento de placas y procesos endógenos, que ayudan a explicar la estructura de la Tierra (ver Figura 3.3), de forma externa, tsunamis, terremotos y erupciones volcánicas, fallamiento, volcamiento,

cabalgamiento, orogénesis y procesos exógenos, y muchas otras como la topografía, la gravedad, etc. (Jacoby & Smilde, 2009a). La tierra siempre está en constante movimiento, en el aspecto geológico el tiempo juega un papel importante, presente en los llamados procesos geológicos. Lowrie (2007), destaca que en cadenas montañosas, las fuerzas tectónicas permiten elevaciones a tasas milimétricas por año ($mm/año$), además de la existencia de 2 tipos de elevación, determinada por la interpretación de una curva llamada “hipsográfica”, en donde por medio de infinitos estudios sísmicos, se analiza que la corteza continental es gruesa (20 – 80) km, 20 km en regiones de baja elevación, y hasta 80 km bajo las más altas cordilleras y mesetas, como en el Himalaya y el Altiplano de los Andes, igualmente sucede con el desplazamiento que puede producir una subducción o transcurrancia entre placas tectónicas con tasa promedio de ($2 mm/año$), mientras que en procesos de erosión a escala regional se mantiene a tasas de ($cm/año$), el manto presenta un comportamiento suave, plástico y a una tasa igual a la mencionada anteriormente, a diferencia del núcleo líquido que es rápido con unas pocas décimas de milímetros por segundo; esto permite dar una idea de las diferentes composiciones entre sustratos, dando lugar a la presencia de llamadas discontinuidades o interfaces.

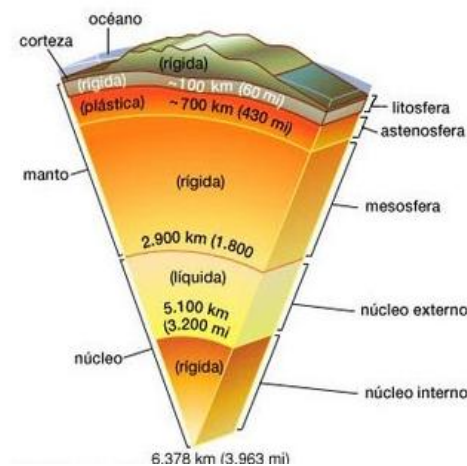


Figura 3.3. Representación de la estructura interna de la tierra. (Tomado de Merriam-Webster, Inc., 2006).

3.3 Superficies de Referencia

Desde tiempos anteriores una de las incógnitas de los geocientíficos ha sido definir la forma exacta de la tierra, por el momento la hipótesis de la forma achatada en los extremos y ensanchada en el ecuador, es la más aceptada; aunque conclusiones de algunos autores, se inclinan a que la tierra no es completamente esférica sino que es un ente dinámico y complejo. En una adquisición gravimétrica es indispensable referenciar los puntos, de una malla o perfil en donde se debe elegir una superficie de referencia acorde a la exigencia de la investigación; la proyección debe ser sobre un elipsoide de revolución, que constituye una aproximación de la forma real de la Tierra. En geodesia, es usual referir la posición espacial de puntos a una superficie que se aproxime la forma de la Tierra. Desde el punto de vista geométrico, las coordenadas representan la posición espacial de un punto, existen varias formas diferentes de expresarlo, como en coordenadas cartesianas (x, y, z) , siendo estas las más adecuadas para el cálculo y las polares (ρ, λ, β) , según (Huerta, Mangiaterra, & Noguera, 2005), además de coordenadas geodésicas (B, L, h) , permitiendo ubicar al punto en altura por medio de h (en este caso respecto del elipsoide adoptado) y determinan la posición de su proyección, sobre el elipsoide por medio de B y L (**ver** Figura 3.4).

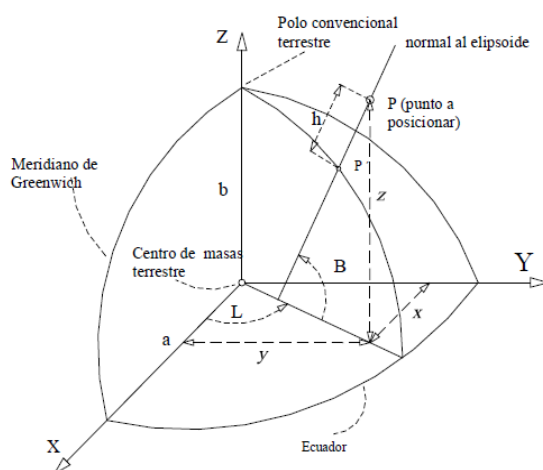


Figura 3.4. Representación espacial de las coordenadas geodésicas (Tomada del Telford & Sheriff, 1990a).

Si bien la superficie física de la Tierra puede ser representada punto a punto por medio de coordenadas como la expresadas anteriores, existen una gran cantidad de requerimientos prácticos, que imponen la determinación de alturas respecto de una superficie de nivel o superficie horizontal (Huerta et al. (2005).

El elipsoide, es una elipse que se genera rotando sobre su eje menor, formando una superficie (modelo matemático) que se ajusta a la forma de la tierra, donde se realizan mediciones angulares y de distancia, (Zurita Lozada, 2012) es cual está definido por los parámetros mostrados en la Figura 3.5.

Semieje mayor	a
Semieje menor	b
Aplanamiento	$\alpha = \frac{a-b}{a}$
Excentricidad	$e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$
2ª Excentricidad	$e' = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{b}$

Figura 3.5. Fórmulas y parámetros usados en un elipsoide. (Tomado de Lozada, 2012).

Para evitar errores derivados de la variación regional; el elipsoide de sistema de referencia geodésico (GRS80) es utilizado como datum horizontal (Hinze et al. (2005). La referencia del WGS84 se utiliza para especificar la ubicación horizontal del GPS.

Según Hinze et al. (2005), la vertical de referencia para las estaciones de gravedad es el geoide o nivel del mar, compuesto por elevaciones superficiales, sin embargo, la diferencia entre la altura elipsoide (geométrico) y elevación (altura ortométrica) en relación con el geoide, alcanza valores máximos a nivel mundial de aproximadamente ± 100 m y tiene un alcance de aproximadamente 80 m sobre América del norte y océanos adyacentes (**ver** Figura 3.6); N representa la distancia geoide-elipsoide denominada ondulación del geoide (Huerta et al., 2005), y si N es conocida, se calcula la cota ortométrica H, la cual es variable de interés al momento de realizar la nivelación.

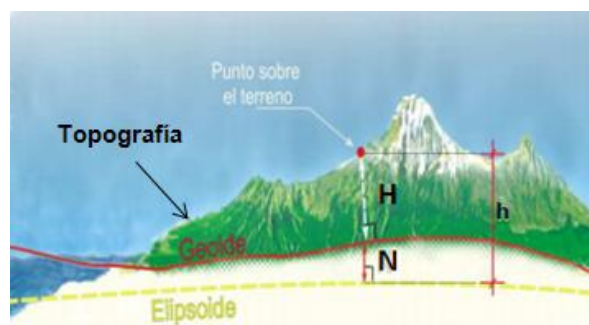


Figura 3.6. Representación de sistemas de referencia geodésicos y topografía con respecto a un punto (Tomada de http://inegi.org.mx/geo/contenidos/geodesia/que_es_geoide.aspx).

Existen también modelos globales de geoide EGM96 y EGM08 (Nasa GSFC y DMA) que permiten calcular las ondulaciones del geoide desde un desarrollo en armónicos esféricos del potencial gravitacional terrestre. Estos modelos, aunque carecen de resolución suficiente para muchas aplicaciones resultan útiles como referencia para modelos regionales (Huerta et al., 2005). Pruebas con datos GPS/nivelación de más de 12.000 puntos, a nivel global han demostrado que la precisión de EGM2008, en desviación estándar se encuentra en el orden del decímetro (Sobrino, Mourón, & Fernández, 2009), (ver Figura 3.7). La Tabla 3.1, muestra un gran ajuste de los puntos de ondulación con respecto al campo gravitatorio local, sobrepasando los 20 centímetros, en otras palabras, las diferencias entre el modelo global y el modelo local de alta resolución son mínimas.

Tabla 3.1. Resumen estadístico de las diferencias entre la ondulación del geoide observada en los puntos GPS/Nivelación/Gravedad y la que se predice según diferentes modelos de geoide. Unidades en metros. (Tomado (Martín, Anquela, Padín, & Berné, 2009)).

	EGG97	IGG2005	IBERGEO2006	CG03C	GCV07	EGM2008
Media	-0.876	-0.313	-0.153	-0.669	-0.746	-0.624
Desviación	0.123	0.134	0.110	0.201	0.093	0.079
Máximo	-0.642	-0.042	0.092	-0.265	-0.583	-0.476
Mínimo	-1.061	-0.523	-0.338	-0.963	-0.887	-0.755

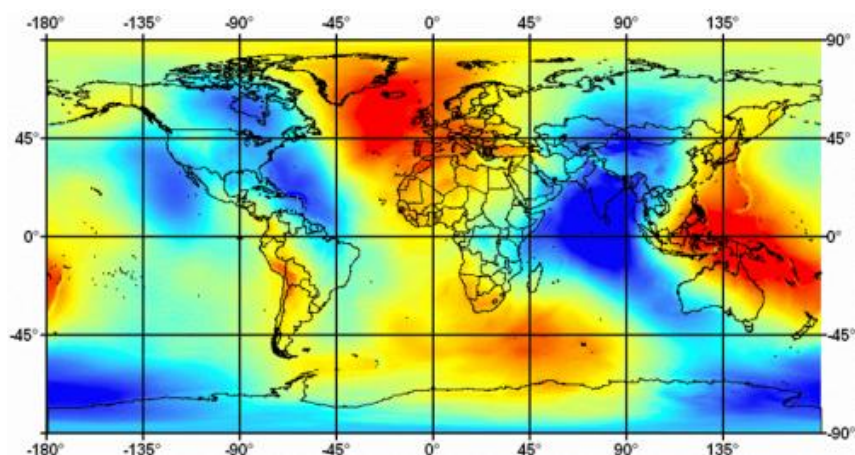


Figura 3.7. Modelo mundial EGM2008 (Tomado de <http://earth-info.nga.mil>)

3.4. Medición de la Gravedad y Determinación de Anomalías

Todo estudio gravimétrico radica en las mediciones de gravedad en un punto de la superficie terrestre, modelando así las variaciones de densidad presentes en el subsuelo y con ayuda de la geología poder explicar esas diferencias de gravedad, esos cambios litológicos pueden ser indicios de fallas, contactos, diques, intrusiones, generando cambios laterales de densidad. La aplicación del método gravimétrico, requiere de lógicas correcciones para la gravedad natural leída en el gravímetro para su correcta lectura e interpretación. Por esto obtener la gravedad observada en un punto, implica el uso de varios instrumentos delicados, difíciles de transportar y con un tiempo considerable para realizar las mediciones, (Estrada, 2012), uno de ellos llamado péndulo, es antiguo y consta de una masa suspendida a una longitud L , que oscila con un período T , y la gravedad es la fuerza

recuperadora del sistema, $T = 2\pi\sqrt{L/g}$; y el método de Caída Libre que utiliza la conocida relación $z = \frac{1}{2}gt^2$, puede asegurar el 0,01 miligal, medido en campo, cuando el tiempo y la distancia se miden electrónicamente.

Pero en la actualidad, la gravedad medida en campo se realiza por medio de gravímetros digitales, como, por ejemplo; un CG5 Scintrex, que según (Estrada, 2012), su principio es el de una masa suspendida en un resorte muy sensible que se acorta y se alarga con los

cambios de gravedad, que consta de un brazo dentro de un círculo y así se logra la máxima sensibilidad del sistema; estos cuentan con una resolución de lectura de 1 μGal con una desviación estándar $< 5 \mu\text{Gal}$. Aunque uno de los gravímetros más preciso y delicado es el La Corte Romberg.

Las mediciones de gravedad se realizan en la superficie topográfica y la gravedad observada se determina con el elipsoide del sistema de referencia, para ello es necesario realizar las correcciones que se aplican en el proceso para obtener los valores de anomalía de Bouguer. (Hinze et al., 2005),

Los datos crudos en su mayoría se ven afectados por una variedad de fuentes anómalas de diferentes amplitudes, periodos y longitudes de onda que se reflejan generalmente, en variaciones de gravedad de interés geológico, para ello se debe minimizar los efectos, con un procedimiento de conversión muy común llamado corrección, que es simplemente una conversión de observaciones de gravedad a la forma de una anomalía, (Jacoby & Smilde, 2009).

Los resultados son llamados anomalías, que son el objetivo de la interpretación. Una anomalía es la diferencia entre la gravedad observada y el modelado o valor predicho de la gravedad en la estación. El valor observado es una conversión de la medida cruda del gravimétrico a la gravedad absoluta en la estación, corregida por las variaciones temporales mediante vínculos a las estaciones de gravedad conociendo el valor teórico de la gravedad en una estación tomando en cuenta los efectos gravitacionales y topográficos.

Las ecuaciones descritas en esta sección se utilizan en la hoja de cálculo de gravedad y se ajustan a las nuevas normas de gravedad por el U.S. Geological Survey (Hildebrand, 2002) y el grupo de trabajo de estándares/formato del Comité norteamericano gravedad de bases de datos (Hinze et al., 2003).

➤ **Corrección por latitud**

El cálculo de g_t o gravedad teórica para el elipsoide de sistema de referencia antes mencionado, se emplea la formula cerrada Somigliana (1930), dada por Pizzetti en 1894 que fue adoptada en la Asamblea general de Estocolmo en 1930, la cual sirvió de base para la

Fórmula de Gravedad Internacional, Moritz (1980), presentando modificaciones como, el valor de g_e (gravedad ecuador), κ que es una constante derivada, e^2 es la excentricidad numérica y ϕ latitud (norte o sur), expresada por la ecuación (4).

$$g_t = g_e \frac{1 + \kappa \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}} \quad (4)$$

Donde los valores para el GRS80 son: $g_e = 978032.67715$ mGals, $\kappa = 0.001931851353$ y $e^2 = 0.0066938002290$ son coeficientes adimensionales.

La gravedad varía con la latitud debido a la forma no esférica de la tierra y por la velocidad angular de un punto en la superficie de la tierra (ver Figura 3.8), disminuyendo de un máximo en el Ecuador, a cero en los polos (Kearey, Brooks, & Hill, 2009), debido a que tanto la rotación tierra, como el abultamiento ecuatorial, producen un incremento de la gravedad con la latitud (Telford et al., 2004).

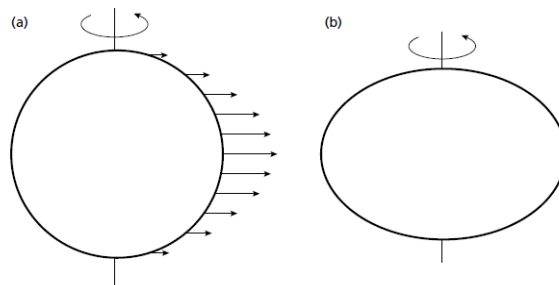


Figura 3.8. Descripción de la corrección por latitud: a) La variación de la velocidad angular con latitud alrededor de la tierra representada por vectores cuyas longitudes son proporcional a la velocidad angular. b) una exagerada representación de la forma de la Tierra, la forma verdadera de este elipsoide es el resultado de la revolución, la diferencia entre el radio ecuatorial y polar es de unos 21 km (Tomada de Lowrie, 2007).

➤ Corrección de Aire Libre

Los cambios de alturas entre las estaciones, en necesario corregirlos debido a que la gravedad varía inversamente con el cuadrado de la distancia, por este motivo los datos se

deben referir a una estación base o datum, no se considera las variaciones en los contraste de densidad; cabe destacar que esta corrección se suma cuando la estación está por encima del datum y se resta si esta se encuentra por debajo del nivel del mar (ver Figura 3.9). Para calcular la corrección se utiliza la fórmula de aproximación de primer orden $0.03086 * h$, en miligal, pero para mejorar la exactitud en terrenos y en montañas, con menos de 1 km de variaciones de altura; se aplica la fórmula de aproximación de segundo orden (Heiskanen y Moritz, 1969) mostrada en la ecuación (5).

$$\Delta g_{AL} = -(0.3087691 - 0.0004398 * \sin^2 \phi) * h + 7.2125 * 10^{-8} * h^2 \text{ mGal} \quad (5)$$

Donde h es a diferencia en metros entre el datum y la estación medida, y ϕ es la latitud en grados.

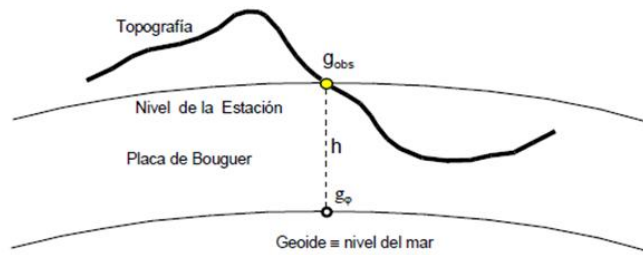


Figura 3.9. Representación de la corrección de aire libre (Tomada de Lozada, 2012).

Dependiendo de la latitud, la diferencia entre la corrección de primer orden y segundo orden pueden ser grande como varios miligales, a alturas de varios miles de metros (Li y Gotze, 2001).

➤ Corrección de Bouguer

A diferencia de la corrección anterior, esta se aplica en sentido opuesto, se resta cuando la estación se ubica por encima del datum y viceversa, en donde las variaciones de densidad o del material existente son necesarias para definir un valor promedio de densidad que es

$2,67 \text{ g/cc}$ (corteza terrestre). Esta corrección de primer orden determinado como C_B en miligales, se calcula entre el datum y la estación, (ver Figura 3.10) representada por una losa horizontal infinita que posee el mismo espesor igual al de la elevación de la observación representada por la ecuación (6) (Telford et al., 2004).

$$C_B = 0.04191 * \sigma * h \quad (6)$$

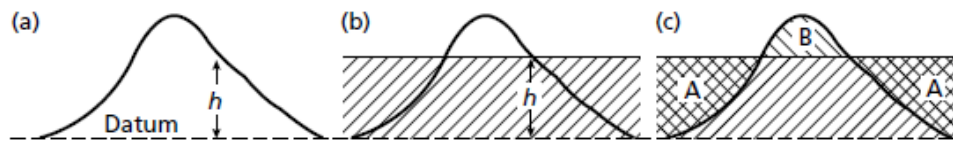


Figura 3.10. Representación de correcciones de anomalía de Bouguer: a) La corrección de aire libre para una observación a una altura h encima de dato. b) La corrección Bouguer. La región sombreada equivale a una losa de roca del grosor h extendiéndose al infinito en ambas direcciones horizontales. c) La corrección del terreno. (Tomada de Lowrie, 2007).

En la ecuación (6): σ es la densidad de la losa horizontal en kilogramos por metro cúbico, y h es la altura de la estación de metros respecto al elipsoide o nivel del mar, pero es justo pensar en el efecto también de la curvatura de la tierra. Según LaFehr (1991) convertir la losa o lamina horizontal en un casco esférico de forma cerrada de radio 166.7 km , en donde R es el radio de tierra, definido por $R_0 + h$, R_0 es el radio de la tierra medio, h es la altura por encima del elipsoide, y σ es la densidad del material tomada por encima de la tapa del esférica y λ, μ son coeficientes adimensionales, convirtiendo la corrección en segundo orden (7).

$$\delta_{gsc} = 2\pi G\sigma(\mu h - \lambda R) = 4.193 \times 10^{-5} \sigma h \quad (7)$$

El efecto gravitatorio en la tapa o casco esférico es menor que el de la losa horizontal, debido al truncamiento convencional en 166,7 km, en donde existe mayor atracción gravitacional de la curvatura hacia abajo que el de la losa; jugando la densidad un papel importante, ésta dependerá del tipo de material que esté compuesto el casco esférico, sin embargo, en bases de datos regionales y continentales, la densidad media que se utiliza, es de 2670 kg/m^3 para la tierra sólida (Chapin, 1996b; Hinze, 2003).

➤ Corrección Topográfica

Las ondulaciones, de valles y montañas que la losa horizontal no toma en cuenta; se deben calcular, tomando el efecto de las masas que circundan en la estación, correspondiente a las irregularidades presentes en el terreno, deben realizarse para observar el relieve topográfico en las cercanías de la estación de gravedad (Kearey et al., 2009).

Para los datos con su altura o cota, se utiliza una plantilla o grátícula (ver Figura 3.11.), que pueda calcular el efecto gravitacional, dividida por líneas radiales y concéntricas en un gran número de compartimientos por unidad de altura, que permite obtener el factor T local, que es la suma de todas las correcciones topográficas por cada estación, esta se calcula con la implementación de software, que efectúan de forma automática, la suma de corrección de todos los sectores, donde se introducen las cotas por cada estación, las inclinaciones del terreno en metros de las orientaciones (N,S,E,W,NE,SE,NW,SW) manifestando un valor de densidad igual 1, estas se les conoce como las Tablas de Hammer (Cavada, comm. pers.); y para el T regional se calcula por medio de un modelo digital de elevación, de los cuales existe varios modelos como, el TOPEX, NOAA, SRM30, SRM90.

Esta corrección será siempre positiva (Estrada, 2012) y el valor real de C_r , es la suma de las corrección topográfica local y regional. Para el cálculo de esta corrección, se emplea la ecuación (8).

$$C_t = T * \sigma \quad (8)$$

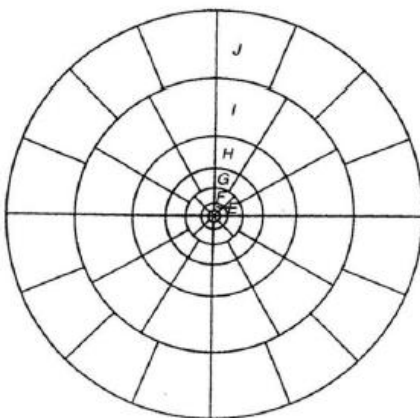


Figura 3.11. Cuadrícula utilizada para el cálculo de C_t (Tomado de Lozada, 2012).

➤ Corrección de Deriva Instrumental y Mareas

La deriva es la variación que experimentan las lecturas en una misma estación con respecto al tiempo. Se debe a deformaciones no perfectamente elásticas del sistema (fatiga) y a otras variaciones por la temperatura y perturbaciones que eventualmente sufre un instrumento durante una adquisición o trabajo de campo (Chelotti et al, 2009).

La deriva y la marea se corrigen con una secuencia de medición en circuitos cerrados, que implican volver a la estación designada como base, las correcciones son proporcionales al tiempo, por esta razón las horas menos recomendables para las mediciones están entre 11:00 – 13:00 y 23:00 – 01:00 hora militar, en las restantes se puede considerar lineal la deriva y marea. La marea puede generar una pequeña anomalía en la gravedad medida, su valor es aproximadamente de 0.05 mGal/h , se desprecia su cálculo puesto que la corrección de deriva la suele eliminar, pero en la actualidad ya existen gravimétricos que corrigen este efecto cuyo valor es el orden de 0,2 miligal y el de la deriva mucho más bajo de 0.1 miligal. La corrección de la deriva en el tiempo t es d , la cual se resta del valor

observado (Figura 3.12). Conociendo esta diferencia de gravedad, la gravedad observada de los puntos de observación, se pueden calcular a partir del valor conocido de la gravedad en la base (Kearey et al., 2009).

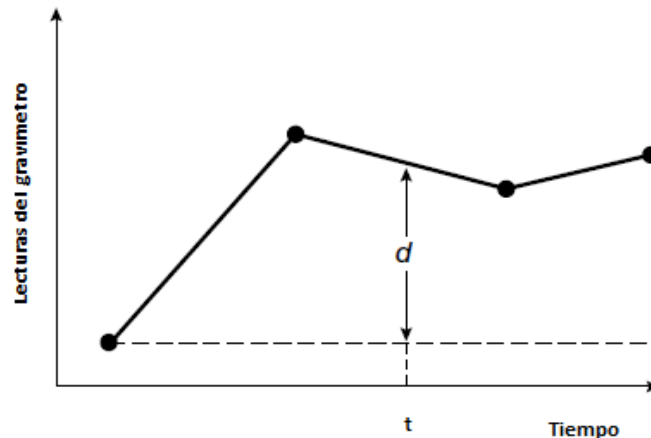


Figura 3.12. Una curva de deriva gravímetro construido a partir de repetidas lecturas en una corrección de deriva. El valor fijo a restar para una lectura tomada en el momento t es d (Tomada de Lowrie, 2007).

Según (Estrada, 2012), si ubicamos el gravímetro en una estación y tomamos varias lecturas durante el día, veremos que los valores cambian. Esta variación tiene dos causas: La Deriva originada por cambios físicos en el instrumento, fundamentalmente por las constantes elásticas de los resortes, y el efecto de Marea o de atracción que ejercen el Sol y la Luna sobre la masa del gravímetro.

➤ Corrección Atmosférica

Esta corrección relativamente nueva, incluida en el cálculo de anomalía de Bouguer de segundo orden, llamada corrección atmosférica, se basa en utilizar la altura h de la estación de gravedad en metros sobre el elipsoide GRS80, en la siguiente ecuación (9), (Hildebrand, 2002).

$$g_{atm} = 0.874 - 9.9 \cdot 10^{-5}h + 3.56 \cdot 10^{-9}h^2 \quad (9)$$

Donde el resultado es el efecto de la gravedad en miligals. Esta corrección, es necesaria utilizarla en lugares que cubren una amplia gama de alturas, la cual se resta de la gravedad teórica elipsoidal en una estación. Los efectos provocados por esta corrección, para una anomalía gravimétrica a una altura de 100 m aumenta 0,86 mGal y a 1000m a aproximadamente 0,77 mGal (Hinze, 2005).

Sin embargo, la masa de la atmósfera por encima de una estación no afecta a la medida de gravedad en la estación, suponiendo que la atmósfera se compone de un casco esférico homogéneo, en donde cualquier punto gravitacional dentro es constante, en otras palabras, la gravedad en ese casco que recubre es cero.

3.5 Sistema Internacional de Unidades

Según (Jacoby & Smilde, 2009), El MKS, es el sistema en el que toda unidad de longitud esta expresada en metros (M), la masa en kg (K), y el tiempo en segundos (S) o SI (sistema internacional), la unidad de “g” es $\frac{m}{s^2}$ para valores muy precisos, a veces se usa $10^{-9} \frac{m}{s^2}$ o $\frac{nm}{s^2}$; tradicionalmente geofísicos utilizan $\frac{cm}{s^2} = \text{Gal}$ (de Galilei), 10^{-3} Gal o mGal y 10^{-6} Gal o μGal ($\frac{10^{-9} m}{s^2}$). Según (Lowrie, 2007a), los pequeños cambios en la aceleración de gravedad son causados por estructuras geológicas y son medidos en miligales o miles de gales (mGal); y en donde la magnitud de gravedad (Telford and Sheriff, 1990b) depende de factores como la latitud, elevación, topografía, las mareas y el factor importante las variaciones de densidad. Las variaciones de gravedad causadas por variaciones de la densidad en el subsuelo son del orden de $100 \mu m s^{-2}$.

Por gradientes de gravedad, la unidad es $\frac{\frac{m}{s^2}}{m} = s^{-2}$. Generalmente $10^{-9} s^{-2} = 1\text{E}$ (Eötvös). El gradiente vertical estándar de gravedad cerca de la superficie es $\sim 3086\text{E}$.

3.6 Anomalías Gravimétricas

Una anomalía gravimétrica es la diferencia entre la gravedad observada y la teórica en un punto de la tierra (ver Figura 3.13) que se debe puramente a variaciones laterales de la densidad del subsuelo (Jacoby & Smilde, 2009a), son también las discrepancias entre la gravedad medida, corregida y la teórica, en donde las anomalías surgen debido a distribuciones de densidad en el interior de la tierra, lo que se conoce como anomalía de Bouguer (Griffiths, 1972). Las anomalías de gravedad se muestran convencionalmente en perfiles o como mapas de contornos (isogal).

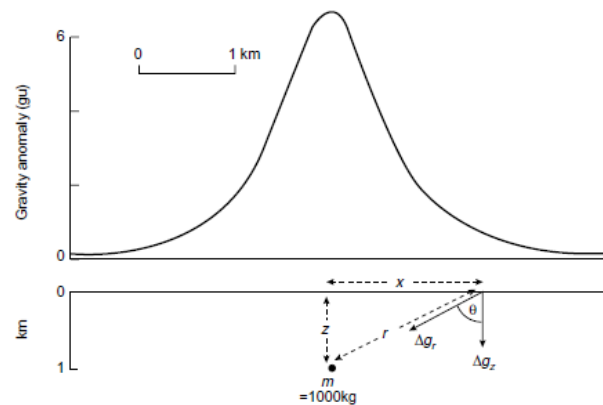


Figura 3.13. La anomalía de gravedad de un punto masa o esfera (Tomada de Telford, 1990).

➤ Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer (AB), es la base para la interpretación de datos de gravedad sobre la tierra. La interpretación de anomalías de campo (gravedad, magnética y eléctrica) es inherentemente ambiguo. La ambigüedad surge, porque se ha dado alguna anomalía, que podría ser causado por un número infinito de posibles fuentes. Por ejemplo, esferas concéntricas de masa constante, pero de diferente densidad y radio, produciría todas las mismas anomalías, puesto que su masa actúa, como si estuviera situada en el centro de la esfera (Kearey et al., 2009), viene dada por la ecuación (10).

$$SBA = AB = g_{obs} - (g_t + g_{AL} - g_{atm} + \delta_{gSC} - C_t) \quad (10)$$

➤ Anomalía de Aire Libre

La anomalía que queda después de reducción de altura (11), se llama anomalía de aire Libre (AAL) (Jacoby & Smilde, 2009a). La anomalía de aire libre sólo toma en cuenta los cambios de altitud corregidos por la corrección de aire libre, en otro orden de ideas, esta unifica toda la masa sobre el nivel del mar en una delgada capa infinita, realizando la medición de gravedad y generando la distribución masiva en profundidad, es decir que pone a prueba la llamada isostasia (Kearey et al., 2009). Por otra parte, la (AAL) proporciona una amplia evaluación del grado isostático de compensación en un área.

$$FAA = AAL = g_{obs} - g_t + g_{AL} \quad (11)$$

➤ Isostasia

La isostasia es “el concepto de que la corteza terrestre está “flotando” en equilibrio gravitatorio sobre el material del manto terrestre” (Tarbuck & Lutgens, 2003). Las anomalías resultantes se denominan "anomalías isostáticas", es decir, las desviaciones de gravedad observada (observada, la altura y las reducciones masivas) modificado por el efectos de la masa batimétrico/topográfica y su compensación isostática (Jacoby & Smilde, 2009a), las anomalías gravimétricas pueden ser usados para probar si un área está en equilibrio isostático, ya que el FAA debe ser aproximadamente cero, sin embargo, estas no se definen por la teoría de Airy o la de Pratt (ver Figura 3.14).

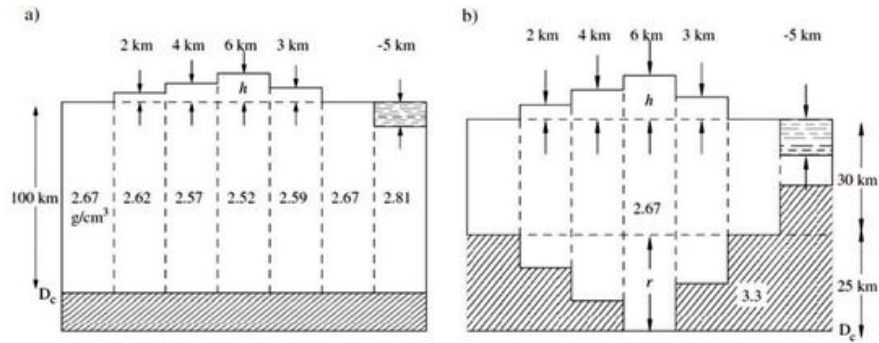


Figura 3.14. Representación Isostática de Airy y Pratt: a) modelo de compensación isostática de Pratt. Topografía, h , es apoyado por los contrastes de densidad, por encima de un fondo de compensación, D_c , en relación con la corteza de densidad estándar. b) El modelo de Airy de isostasia. Topografía de la altura h es apoyada por una raíz cortical, r , de densidad más baja en relación con la densidad del manto (Tomada de Telford, 1990).

Cuando se realizan mediciones de gravedad se detectan siempre anomalías negativas en las montañas y en zonas costeras positivas, aquí es donde Airy expresa que cada bloque de corteza flota, por ejemplo, las montañas tienen raíces y atraen menos al hundirse, que la propia corteza; Pratt cuestiona esta conclusión, diciendo que todos los bloques flotan a un mismo nivel de compensación y pesan lo mismo, dicho de otro modo, un bloque más alto tendrá menor densidad, posterior a esto, Heiskanen mejoró la teoría de Airy, estableciendo una profundidad de compensación fija desde donde comienzan todas las raíces montañosas, siendo está la profundidad de un bloque al nivel del mar, en pocas palabras, es como si la tierra se reajustara a un equilibrio gravitatorio, en que la litosfera flota, hablamos de isostasia.

Cuando una región rígida recibe sedimentos a una velocidad mayor que la necesaria para hundirse y alcanzar el equilibrio hidrostático, el fenómeno dará un efecto positivo. Si hubiera erosión de una montaña, esta debería ascender, y si lo hace con menor velocidad que la de erosión, dará un efecto negativo que implicará una sobrecompensación (Estrada, 2012).

➤ **Densidad**

La densidad de una cierta roca depende de su composición y porosidad, en donde la variación en la porosidad es la principal causa de las variaciones de densidad en rocas sedimentarias, para lo que la densidad se define como la masa por unidad de volumen. Para eliminar cualquier tipo de efecto superficial, es necesario definir un valor promedio coherente de densidad, existen muchas formas de estimarla, una de ellas, es la implementación de muestras de laboratorio tomadas en campo, por ejemplo, afloramientos, en donde esta no es una forma confiable, ya que en el subsuelo no se mantiene la presencia del mismo material, en otras palabras, no se mantiene la misma densidad, además de las muestras pudieran no ser representativas, por estar meteorizadas o por otras causas (Pérez, 2011).

La densidad de Bouguer asumido habitualmente es 2670 kg/m^3 , estimada como el promedio ponderado de las rocas superficiales (Jacoby & Smilde, 2009a). La densidad de las rocas, en un perfil de gravedad, es importante para el cálculo de la placa de Bouguer y de las correcciones topográficas; una forma simple de determinar la densidad apropiada para utilizar en un estudio de la gravedad es hacer una colección representativa de muestras de rocas con la ayuda de un mapa geológico, sino la densidad puede medirse en pozos perforados, se utiliza la densidad determinada en el pozo para refinar la interpretación de la estructura (Lowrie, 2007b).

➤ **Campos regionales y residuales**

Los campos de la anomalía de Bouguer a menudo son caracterizados por una amplia y suave variación, en donde una anomalía regional se presenta por longitudes de ondas más largas y cortas sobrepuesta por anomalías locales, que son de principal interés, el primer paso en la interpretación es aislar anomalías regionales y residuales, esto puede ejecutarse por medio de filtros, que luego serán esbozadas en un campo lineal o curvilíneo (Kearey et al., 2009). Para realizar la interpretación es necesario ubicar estas anomalías, en donde se utilizan perfiles perpendiculares a la estructura o una malla.

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

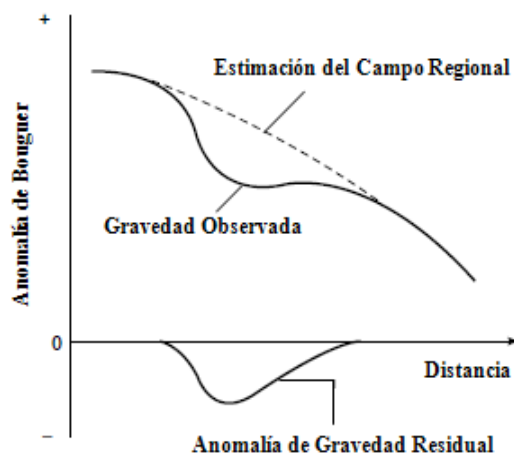


Figura 3.15. Representación de separación de las anomalías regionales y residuales de la gravedad de la anomalía de Bouguer observada. (Tomada de Telford , 1990).

Existen métodos gráficos de suavizado de curvas y de ajuste de tendencias y filtros, alguno de estos, pueden ser, la continuidad analítica hacia abajo o arriba, las derivadas de orden superior que identifican con mayor exactitud las estructuras de pequeña y gran escala. La separación regional/residual (ver Figura 3.15), es fundamental para evitar la generación de anomalías residuales ficticias (Estrada, 2012). Varios métodos analíticos de análisis del campo regional y residual están disponibles e incluyen análisis de tendencia la superficie (ecuaciones polinómicas), (Beltrão et al.1991) y filtrado de paso bajo o gaussiano.

3.7 Superficie de Tendencia

Las superficies de tendencia son una generalización a mayor dimensión del ajuste de curvas por mínimos cuadrados, son métodos de interpolación globales, en donde se distingue métodos como Kriging y el inverso de la distancia, que utilizan la información de un subconjunto (el vecindario) de puntos de muestreo. El método de la mínima curvatura es un

método híbrido puesto que realiza primero una interpolación global, pero a continuación acerca las estimaciones a través de un proceso iterativo que toma en cuenta los residuos locales (Arce, 2001). Pueden ser consideradas como un primer filtro que recoge la variación a gran escala. El ajuste de superficies de tendencia mediante regresión polinómica, obtiene una forma suavizada del comportamiento global de los datos analizados. El análisis y ponderación de distintos métodos de interpolación, es punto clave en el desarrollo del procesamiento gravimétrico

➤ **Mínima Curvatura**

La superficie interpolada generada por la mínima curvatura es análoga a un delgado, plato elástico que atraviesa cada uno de los valores del datos con una cantidad mínima de doblar o con el mínimo combamiento posible (Burrough y Mc Donnell, 1998). La mínima curvatura genera una superficie muy lisa que intenta estimar sus datos tanto como sea posible (ver Figura 3.16), tratando de mantener los valores interpolados tan próximos a los datos. No obstante, no es un interpolador de los más exactos. El método de mínima curvatura está inspirado por el principio de las reglas flexibles “thin-plates” en las cuales la presión ejercida en un punto dado produce una reacción (deformación) que afecta un ambiente local determinado por ciertos puntos fijos o fronteras. En el espacio 2D, este ambiente local es conocido como una placa o pieza que formando parte del mosaico total de la superficie interpolada. La unión entre las diferentes placas del mosaico debe definir una superficie continua, derivable al primer y al segundo grados (pendiente y curvatura)(Arce, 2001).

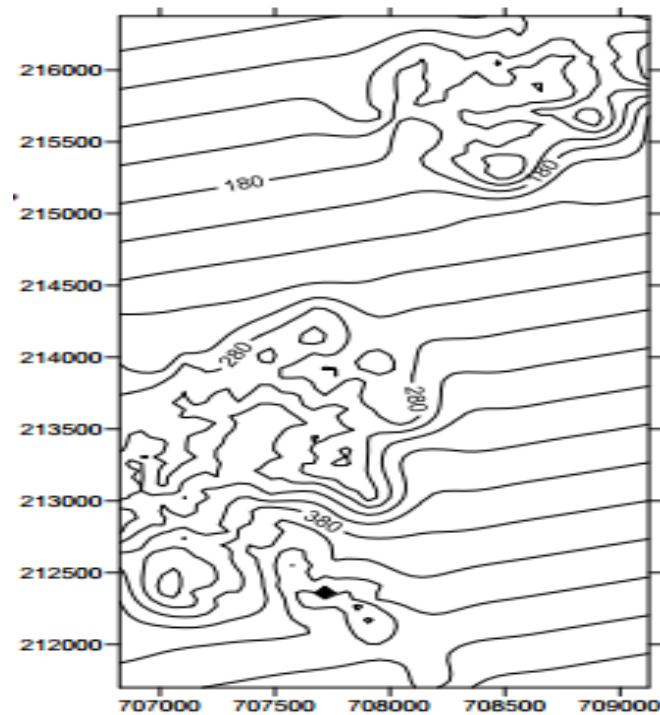


Figura 3.16. Representación de la implementación del método de interpolación Mínima Curvatura (Tomado Entombo-Bosala, 2013).

3.8 Análisis Espectral

El análisis espectral consiste en el estudio de una serie temporal transformada al espectro de frecuencias, con el objeto de detectar particularidades que pasan inadvertidas en el dominio del tiempo, el cambio del dominio del tiempo al de frecuencias depende del tipo de datos con que se cuenta. Este brinda la posibilidad de determinar las profundidades de un cuerpo, aplicando filtros al mallado de datos en el dominio del espacio, llevándolo al dominio de la frecuencia, permitiendo así transformar el espectro de energía en función de la frecuencia. Es conveniente el uso de la Transformada Discreta de Fourier (DFT).

La aplicación del filtro dependerá de si el objetivo de estudio es somero o profundo. Las técnicas de filtrado mediante análisis espectral se pueden realizar en una o dos dimensiones mediante la aplicación del análisis de Fourier. Este análisis permite descomponer una función compleja en sus componentes seno y coseno simples, de manera que la suma de

todas las componentes, definida por su amplitud, su fase y su longitud de onda, da como resultado la función original (Telford, 1976). La profundidad de la fuente o interface se obtiene por la ecuación (12).

$$h = - \frac{s}{4\pi} \quad (12)$$

En donde, h es la profundidad de la fuente y s pendiente del espectro de frecuencia.

3.9 Deconvolución de Euler

Este método de estimación de profundidad, se basa en el concepto de que los campos gravimétricos son funciones homogéneas y por lo tanto satisfacen a la ecuación de Euler o teorema de homogeneidad, que se puede aplicar sobre las funciones, que describe el campo potencial anómalo (gravitacional o magnético) de las fuentes simples. La ecuación utilizada para resolver paramétricamente las localizaciones de las fuentes. En años recientes, el uso de este método se ha vuelto muy popular, al ser automatizado para trabajar ya sea con mallas o perfiles de datos (Alatorre-Zamora et al. 2012). La ecuación (13) de interpretación se puede escribir en la forma (Thompson, 1982):

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = -N(f - B) \quad (13)$$

Donde x, y, z son las coordenadas del punto, donde la función potencial f (potencial o sus derivadas de orden superior) se define; x_0, y_0, z_0 son las coordenadas de la fuente; N es el llamado índice estructural (a veces se utiliza la abreviatura SI) y B es el denominado término "background", que describe la contribución constante del ámbito regional. El papel del valor de N durante la aplicación del método es muy importante,

describe el tipo de la fuente y que contribución se reconoce con la interpretación de los datos. La ecuación es homogénea de grado $n = -N$. Los valores del índice estructural N para cuerpos gravimétricos y magnéticos se muestran en la Tabla 3.2 (Pasteka, 2001).

Tabla 3.2. Valores del índice estructural N para valores de cuerpos anómalos en gravimetría y magnetometría.

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

CAPÍTULO 4

MARCO METODOLÓGICO

En base a los objetivos planteados, a continuación se explicará en este capítulo cada una de las fases empleadas para su desarrollo, las diferentes etapas realizadas en este trabajo, se resumen a continuación:

Fase 1

Recopilación de Información

- Antecedentes, artículos y trabajos previos de indole geológico-geofísico sobre la cuenca de Maracaibo , Andes de Mérida y cuenca Barinas-Apure.
- Adquisición de datos gravimétricos del Perfil Andes Sur (G.IA.M.E).

Fase 2

Procesamiento de los datos

- Cálculos de correcciones gravimétricas y anomalía de Bouguer aplicando fórmulas de primer y segundo orden respectivamente.
- Control de calidad de los datos: Estadística Descriptiva, Histogramas de Frecuencias, Diagrama de Cajas y Bigotes, Normal Q-Q.
- Generar mapas de anomalía de Bouguer, aplicando filtros, regresion polinomial, pasabanda, continuidad analítica hacia arriba y gaussiano.
- Análisis espectral y Deconvolución de euler .

Fase 3

Interpretación

- Relacionar la respuesta gravimétrica y el comportamiento geológico de la región sur andina.

4.1. Metodología de Adquisición de Datos

Equipos Utilizados:

➤ Gravímetro Modelo CG-5

Para este levantamiento se contó con un gravímetro CG-5 Scintrex Autograv System de serial (S/N: 051200159), ver (Figura 4.1). El gravímetro Scintrex CG-5 Autograv, es un gravímetro relativo del tipo lineal con una resolución de 1 μGal , una repetitividad de menos de 10 μGal y un rango operacional de más de 8000 mGal (Scintrex Limited, 2009); su diseño incluye una serie de microprocesadores, que permiten la automatización de las mediciones. El gravímetro CG-5 mide a una frecuencia de 6 Hz, durante un período de tiempo definido por el usuario, el cual como mínimo es de 1 segundo. Puede utilizarse en dos modos: el primero, es el modo levantamiento para la adquisición de mediciones discretas, y el segundo, es el modo cíclico para el registro continuo de datos. El instrumento, en su interior posee una masa de cuarzo suspendida, en donde la fuerza gravitacional sobre la masa es balanceada por un resorte y una pequeña fuerza electrostática restauradora.



Figura 4.1. Gravímetro CG-5 Scintrex Autograv System, utilizado para levantamiento del Perfil Andes Sur (GIAME).

Especificaciones técnicas y de manejo del CG-5

Partes del Gravímetro:

- Un brazo metálico con una goma protectora
- En su parte superior, contiene un teclado con teclas para funciones específicas (27 alfa clave/numérico) y una pantalla gráfica (1/4 VGA 320 x 240).
- En su parte inferior, presenta una base con tornillos giratorios de nivelación (trípode), la cual encaja perfectamente en la estructura metálica del gravímetro.
- Posee 2 compartimientos para introducción de Baterías (2 x 6Ah (10,8 V), litio recargable baterías inteligentes).
- En una de sus lados en la zona superior, se encuentran 4 entradas, conectores tipo “Bayonet Circular”; en donde cada uno cumple una función de derecha a izquierda, 1) entrada de fuente de energía o corriente eléctrica, 2) Adaptador tipo RS-232 (descarga de datos), 3) adaptador tipo USB (realiza la misma función anterior), 4) una entrada auxiliar.
- Las dimensiones del gravímetro son de: 30 cm (H) x 21 cm x 22 cm; con un peso de 8 Kg incluyendo el peso de las baterías.

Requerimientos mínimos antes de la adquisición:

- Al encender el gravímetro, existen una variedad de variables que modificar antes de comenzar una adquisición, hay que previamente realizar un control de calidad al instrumento por medio de una calibración.
- Deben ser activadas correcciones como: marea, inclinación continua, filtro sísmico y la grabación de datos crudos antes de la adquisición. La variación del terreno se corrige por medio de la corrección topográfica.

- En la pantalla principal, opción setup, se deben modificar los parámetros presentes (ver Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Especificaciones del levantamiento del Perfil Andes Sur.

Nombre del levantamiento	Perfil Andes Sur
Nombre del responsable que realizo el levantamiento.	Kathryn Pérez
Latitud geográfica	71° W
Longitud geográfica	7.5° N
Azimut	0
Elevación: La altura ortométrica de la estación gravimétrica.	H
UTM zona	19
GMT Diff	0
Pantalla parámetros: LAT/LONG	SI

- En cada medición es necesario colocar el número correspondiente para cada estación. Otros parámetros importantes, ver (Tabla 4.2).

Tabla 4.2. Parámetros usados en la adquisición del Perfil Andes Sur..

Tiempo de lectura	60 seg
Tiempo de ciclado	-
Número de ciclos	5 para amarre de Bases, y 3 para estaciones ordinarias
Inicio de retardo	-
Separación entre líneas	0
Separación entre estaciones	Para estaciones ordinarias 1Km
Incremento automático de estaciones	NO
Pantalla de medición	Gráfica
Calentador LCD	Off
Registro de temperatura ambiental	NO

- Se utilizó mediciones de gravedad en circuitos cerrados, tanto en estaciones base como en ordinarias, siguiendo un esquema muy similar al de la Figura 4.2; en donde A es la estación base o de apertura y tanto B, C, D son estaciones ordinarias o de medida experimental y finalizar o cerrar el circuito en estación A nuevamente.

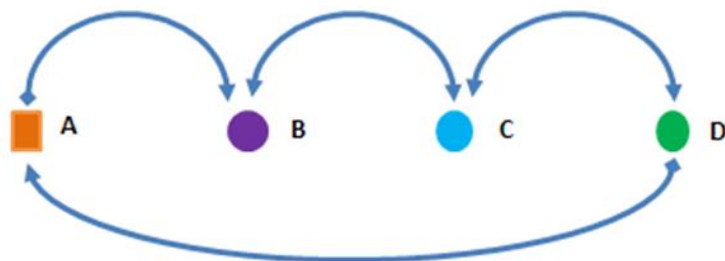


Figura 4.2. Ilustración de medición de gravedad en circuito cerrado. (Tomada de Lozada, 2012).

- Las variaciones entre las medidas por cada ciclo debían de ser menores a 20 μGal , esto para mayor precisión. Las variaciones entre las medidas en campo no fueron tan dispersas, en otras palabras, si esto ocurría fue necesario cambiar el lugar de medición.
- El tiempo que se configuró en el equipo fue con respecto a el huso -4:30 GMT.
- Durante la adquisición se abrió y cerró en la misma Estación Base, pero cabe destacar que hubo una excepción, para las bases Canaguá – Mucujepe-8R, en donde el circuito se abrió en la primera y se cerró en la segunda.
- Las rutas más accesibles y aledañas al perfil, se recorrieron por día, en un tiempo promedio de 12 a 14 horas diarias, con una cobertura de medida, para cada lado del perfil de 25 km.
- Variables como la alimentación del instrumento, golpes por transporte, variaciones de temperatura y presión, no son controlados por el gravímetro, pero que deben tomarse en el momento de realizar las medidas (ver Tabla 4.3).

Tabla 4.3. Especificaciones del gravímetro CG-5 Scintrex Autograv System.

Especificaciones presentadas por el CG-5 Scintrex Autograv System	
Consumo	4.5 vatios a 25 °C
Temperatura de Funcionamiento	40°C a 45°C
Coeficiente de Temperatura Ambiental	0.2 microGal / °C (típico)
Coeficiente de Presión	0.15 microGal/kPa (típico)
Coeficiente de Campo Magnético	1 microGal/Gauss (típico)
Memoria	Tecnología Flash (seguridad de datos) Estándar de 1 Mbyte Extensible a 12 Mbyte
Reloj en Tiempo Real	Interno, proporciona día, mes, año, horas, minutos, segundos. Litio continuo respaldo de batería
USB y Salida de Datos Digital	RS-232 C e interfaz de USB
Formatos de Datos Digital	• Scintrex • Texto • CG-3 • xyz
Accesorios	• CG-5 consola • Trípode base • 2 Baterías recargables • Cargador de batería, 110/240 V • Alimentación externa de la consola 110/240 V • RS-232 y USB Cables • Adaptador de 12 V para vehículo • Bolso de transporte
Ventajas:	
Software para descarga de datos (basado en Windows)	SCTUTIL Scintrex Utilities
Desviación Estándar	< 5 mGal
Deriva de tiempo largo (instrumental)	0.02 mGal/hora
Error por impacto	< 5 mgal para impactos de 20G (sin seguro)
Variación de lectura por temperatura	0.2 mgal / °C

➤ Sistemas GPS

El Trimble R8 cuenta con tecnología Trimble R-Track, que sigue una nueva señal civil llamada GPS L2C, esta tiene como finalidad modernizar el sistema GPS con dos señales de navegación civil conocidas, esta señal se encuentra siempre disponible y programada en cualquier lanzamiento de satélites además de permitir mejorar el rendimiento del rastreo de los mismos y la segunda es la L2 que no es más que incremento en la robustez de la frecuencia a partir de señal antes mencionada.

El sistema de posicionamiento global (GPS) fue desarrollado en 1973, por el Ministerio de Defensa de los Estados Unidos, para proporcionar señales para posicionamiento, información de tiempo, datos de navegación a entidades militares y a civiles de todo el mundo. En la actualidad hay 31 satélites GPS activos y en buenas condiciones en el espacio. El GPS transmite señales en tres tipos de frecuencia de onda portadora: L1, L2, y L5. Las diferencias entre las ondas portadoras son presentadas en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4. Distribución de ondas portadoras utilizadas por el Trimble R8. Tomada del ([http. www.trimble.es/](http://www.trimble.es/)).

Portadora	Frecuencia (MHz)	Código
L1	1575.42	C/A,P(Y),M
L2	1227.6	P(Y),L2C,M
L5	1176.45	I5,Q5

➤ Sistema GPS Trimble R8

Este sistema actualmente combina la tecnología del Trimble R8 que combina un receptor GPS de doble frecuencia, con 24 canales, su antena GPS y un radio enlace de datos en una unidad compacta, además incluye las capacidades WAAS y EGNOS incorporadas, lo que proporciona un posicionamiento diferencial en tiempo real sin una estación base, además de

poseer un controlador de mano (Figura 4.3 Trimble R8 y Controlador de mano (“Trimble Survey Controller”).



Figura 4.3. Trimble R8 y Controlador de mano (“Trimble Survey Controller”).

Este sistema como posee una radio interna son ahora totalmente intercambiables como estaciones base y móviles según lo requiera el levantamiento; el rango de transmisión de esta radio es de 3-5 Km, para mayor alcance simplemente se utiliza una de las radios externas al Trimble como repetidora y alcanza un radio de hasta 20 km, además sirve para recibir correcciones de una estación base. En campo, en cada estación gravimétrica se obtuvo las coordenadas geográficas (latitud y longitud) y la altura elipsoidal. Los instrumentos de geodesia utilizados en campo, parámetros de adquisición y especificaciones, (Figura 4.4, Tabla 4.5, Tabla 4.6)

Tabla 4.5. Parámetros y características de la adquisición geodésica en campo, del Perfil Andes Sur.

Equipo	Geodésico - Doble frecuencia
Cs.Fabricante	Trimble
Modelo	R8 modelo n°2
Seriales	9602(Base)/9593(Móvil)
Método de Medición - Estático Rápido	
Tiempo de Observación	10 min
Intervalo	15 seg
Máscara de Elevación	10°

Tabla 4.6. Especificaciones del Sistema GPS del Trimble R8.

Sistema GPS Trimble R8	
Tecnología del Gps	Receptor GPS de doble frecuencia, Waas /Egnos y RTK
Receptor	Robusto y compacto con antena , radio para enlaces de datos, comunicaciones de tecnología Bluetooth(sin cables) y batería removible
Resistente	Caídas de 2 m y puede sumergirse en 1 m
Peso	Incluyendo baterías, pesa tan solo 3.5 Kg
Radio Integrada	Radio de 450 MHz o un módem GSM
Consumo	< 2.5 vatios
Memoria Interna	2 MB y 4MB adicionales
Controlador de Mano - Trimble TSC2	
Especificaciones	• Comunicación vía Bluetooth • Envía y recibe archivos fácilmente por correo electrónico • Internet utilizando módem de móvil externo • Pantalla táctil y Gráfica para información en tiempo real • Escucha los avisos en tiempo real y registra mensajes de voz en tiempo real • Software de campo ("Trimble Survey Controller")



Figura 4.4. Posición de equipos geodésicos y gravímetro, durante la adquisición del Perfil Andes Sur.

➤ Datos

Para el desarrollo de esta investigación, fue necesario organizar, compilar y estructurar toda la información posible y disponible distribuida en la zona de estudio e identificar estructuras geológicas importantes, para planificar la ubicación y medición del perfil gravimétrico.

Los datos para la ejecución de esta investigación, proceden de un perfil, que atraviesa 4 estados del país como los son: Apure, Barinas, Mérida y Zulia. El diseño del perfil, contiene lateralmente un banda de 25 Km por lado, con una longitud de 280 km, en donde se realizó un levantamiento de 310 estaciones ordinarias y 5 estaciones bases, incluidos monumentos (REGVEN, RED GEODÉSICA MUNICIPAL y BM), en el cual se utilizó una separación promedio entre estaciones ordinarias de **1 km**. Se seleccionó una ventana sobre el área estudio, comprendido entre las UTM, norte **(775000 – 1205000)** y este **(125000 – 350000)**.

➤ **Origen de los datos gravimétricos**

- Los datos originalmente fueron dadas en coordenadas geográficas, las cuales de forma opcional, se transformaron a coordenadas UTM con huso 19 N y a grados decimales.
- La altura elipsoidal GRS80 (1980) dada en metros, se transformó a altura ortométrica referenciada a dos modelos geoidales como lo son EGM96 (1996) y EGM08 (2008) por medio de la implementación del software *GNSS Solutions*.
- La densidad promedio utilizada para generar el mapa de Bouguer fue de 2,67 gr/cm³
- La distribución de los datos fue buena, manteniendo la cobertura, perpendicularidad del perfil.
- Se realizaron 2 calibraciones al gravímetro al inicio y a mitad de campaña (Apéndice 1.)
- El método de interpolación de mínima curvatura fue el empleado para generar los mapas de anomalía de Bouguer, en el software *Oasis Montaje 6.4.2* y *Surfer@2012*.
- La extensión de la zona de estudio durante el tratamiento de los datos fue de **(-72,3° a -70°)** longitud oeste y **(7,15° a 9,2°)** latitud norte.
- Para la deconvolución de Euler en *Oasis Montaje 6.4.2* se usaron los parámetros mostrados en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7. Parámetros usados para aplicación de Deconvolucion de Euler.

Max %. Tolerancia de profundidad	15
Tamaño de Ventana	[5 - 15]
Máxima distancia aceptada	50 km
Índice estructural	[0-2]

4.2. Metodología de Bases Utilizadas

Las bases de gravedad utilizadas, se respaldan en una red de estaciones de bases a nivel nacional, elaborada por (DCN) Dirección de Cartografía Nacional (DCN); para la década de 1970. Para RGNV82 (1982/83) se seleccionaron 26 estaciones, con un total de 674 puntos de observación, levantados por 3 gravímetros LCR (Lacoste & Romberg, 1982), (Drewes et al., 1991). El diseño de la red se muestra en la Figura 4.5.

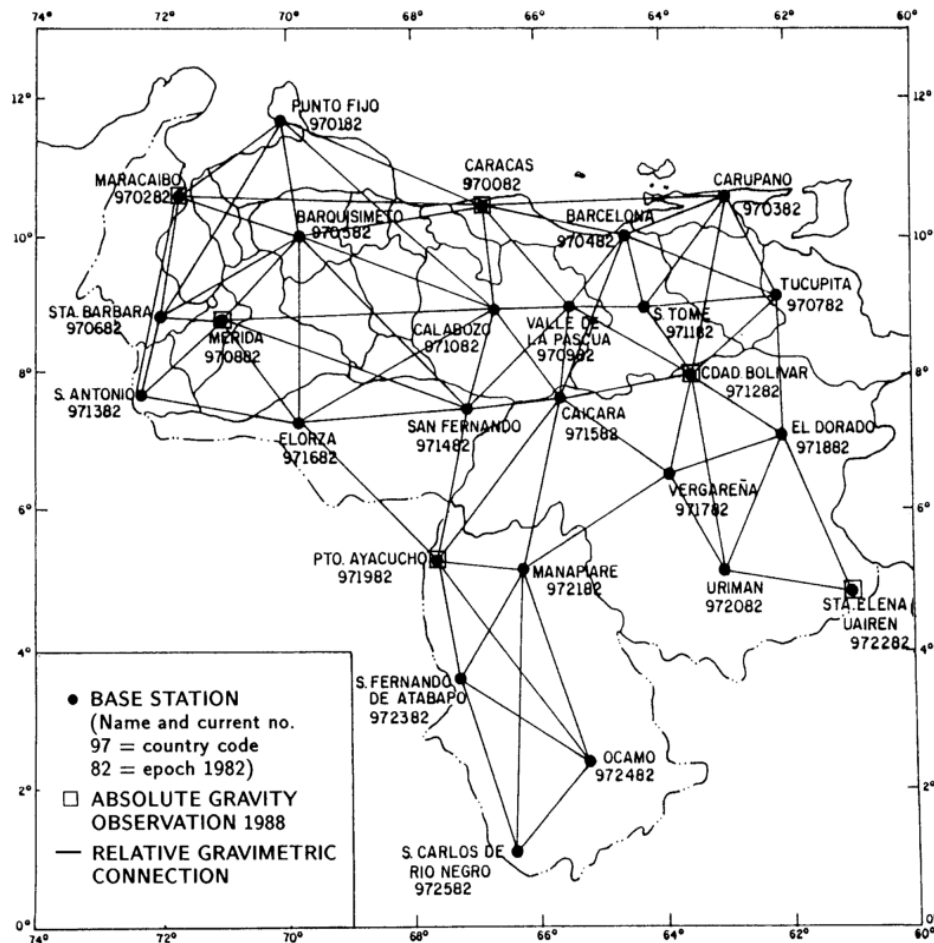


Figura 4.5. Red Nacional de Estación Base de Gravedad de Venezuela (RGNV82). (Drewes et al., 1991).

De la tabla 4.8, se utilizó los valores de gravedad correspondiente a las bases utilizadas en la zona 2 y 3 del Proyecto GIAME para obtener la gravedad observada en estaciones ordinarias.

Tabla 4.8. Valores de gravedad ajustados, a lo largo RGNV82 en conexión con las observaciones de gravedad absolutas ($\mu\text{m s}^{-2}$). (Drewes et al., 1991).

No.	Notes	Station	Name	Gravity	RMSE
1	□	962467	Ccs-Cagigal	9780246.95	±0.07
2	■	970070	Ccs-Maiquetia	9782309.10	±0.10
3	→	975070	Ccs-Sta. Inés	9780510.43	±0.08
4	⊗	970082	Caracas (Ccs)	9780612.93	±0.07
5		970182	Pto. Fijo	9782507.46	±0.14
6	■	970282	Maracaibo	9781601.95	±0.09
7		970382	Carupano	9782090.78	±0.12
8		970482	Barcelona	9781357.22	±0.09
9		970582	Barquisimeto	9780247.08	±0.10
10		970682	Sta. Barbara	9780451.94	±0.11
11		970782	Tucupita	9781132.94	±0.09
12	●	970882	Mérida	9777363.09	±0.26
13		970982	V. de Pascua	9781460.63	±0.09
14		971082	Calabozo	9781501.63	±0.09
15		971182	San Tomé	9780510.85	±0.10
16	⊗	971282	Cd. Bolívar	9781367.41	±0.07
17		971382	San Antonio	9779278.06	±0.16
18		971482	San Fernando	9781234.33	±0.08
19		971582	Caicara	9781114.66	±0.08
20		971682	Elorza	9780666.60	±0.09
21		971782	Vergarena	9780045.37	±0.11
22		971882	El Dorado	9780433.16	±0.10
23	⊗	971982	Pto. Ayacucho	9780458.99	±0.07
24		972082	Uriman	9779348.84	±0.16
25		972182	Manapare	9780209.15	±0.11
26	●	972282	Sta. Elena	9778227.97	±0.22
27		972382	San Fernando	9780184.82	±0.11
28		972482	Ocamo	9779736.12	±0.14
29		972582	San Carlos	9780076.46	±0.12

De las estaciones base usadas en Zona 2 y Zona 3, se utilizaron como estaciones base para el Perfil Andes Sur; la estación base BM AT.99 (Punta de Piedras), REGVEN (Guasdalito), RGM (Canaguá), RGM (Mucujepe 8R) y REGVEN Suripa, está ultima siendo el resultado de un solo amarre realizado en adquisición del Perfil Andes Sur. Para cada zona, se explicara por medio de las (Tabla 4.9, Tabla 4.10, Tabla 4.11) las bases utilizadas en los amarres y con la (Figura 4.6) sus respectivas distribuciones, para así comprender como se transformaron los valores de gravedad experimentales a gravedad observada. Zona 2

Tabla 4.9. Algunas de las estaciones base de gravedad levantadas en Zona 2.

Código	Nombre	Latitud(°,°)	Longitud((°,°)	Altura (m)	Grav. Absoluta(mGal)	Estado
9700013	REGVEN Santa Inès	10.51	-66.922	914.16	978051.043	Caracas
9701013	REGVEN San Juan de los Morros	9.902	-67.358	428.00	978068.600	Guárico
9702013	REGVEN El Sombrero	9.385	-67.055	158.00	978131.798	Guárico
9703013	REGVEN S. Rafael de Onoto	9.681285	-68.961487	138	978104.3831	Cojedes
9706013	REGVEN Papelòn	8.851151	-69.370169	106	978108.4678	Portuguesa
9709013	BM AT.99	7.533080556	-71.54840833	175.59	978001.3213	Tachira
9710013	REGVEN Elorza	7.060049	-69.498557	84.324	978065.8884	Apure
9711013	REGVEN Guasdualito	7.245048	-70.733609	119.559	978069.5017	Apure

➤ Zona 3.

Tabla 4.10. Algunas de las estaciones base de gravedad levantadas en Zona 3.

Código	Nombre	Latitud(°,°)	Longitud((°,°)	Altura (m)	Grav. Absoluta(mGal)	Estado
0.305	BM 317 - A	8.54651	-71.2412	1147.35	977802.6925	Mérida
0.307	RGM Mucujepe 8R	8.66404	-71.5853	124.433	977982.654	Mérida
0.313	CIDA	8.783333333	-70.86666667	3600	977352.214	Mérida
0.304	RGM Canaguá	8.12567	-71.46002	1470.19	977765.1317	Mérida
9000	BM N°3A243E	9.314944444	-70.608	544	977974.4068	Trujillo

Los cuadros de color rojo resaltan las bases utilizadas de las Zona 2, Zona y en el Perfil Andes Sur. En la adquisición del Perfil se realizó solo un amarre de una base representada a continuación, (ver Tabla 4.11).

Tabla 4.11. Estación base de gravedad levantada en el Perfil Andes Sur.

Código	Nombre	Latitud(°,°)	Longitud((°,°)	Altura (m)	Grav. Absoluta(mGal)	Estado
0.315	REGVEN Suripa	7.746633333	-71.25537222	241.497	978011.0606	Suripà

Para la Zona 2, se contó con 5 amarres, en donde la estación base de apertura fue Santa Inés (Distrito Capital), la cual representa el valor gravedad utilizado para calcular la gravedad observada de las estaciones, señalada en la Tabla 4.8. Para el primer circuito se partió de la estación antes mencionada, pasando por la estación de San Juan de los Morros (Guárico), cerrando en la estación de El Sombrero (Guárico). El segundo circuito se abrió en la estación de Santa Inés (Distrito Capital) finalizando en la estación San Rafael de Onoto (Portuguesa). El tercer circuito formado, por la última estación mencionada en el segundo circuito y la estación de Papelón (Portuguesa). Para el cuarto circuito, se abrió en la estación Papelón (Portuguesa) y se cerró en la estación de Punta de Piedra - AT.99 (Táchira), siendo esta, la última estación de apertura utilizada en el

quinto circuito, que paso por la estación de Guasdualito (Apure) y cerro en la estación de Elorza (Apure).

En la Zona 3, se presentó un inconveniente de ubicación, de una de las estaciones base, llamada CIDA (Mérida), por este motivo se tuvo que realizar un amarre improvisado para solventar posibles errores en las medidas, por consiguiente la explicación de los 4 amarres para esta zona, van en orden contrario al relatado. El primer circuito, formado por la estación CIDA (Mérida) y la estación 317-A (Mérida), siendo esta ultima la estación de apertura para los dos circuitos posteriores. El segundo circuito, abriendo en la estación 317-A (Mérida) y cerrando Canaguà (Mérida). El tercer circuito, comparte la misma estación inicial del segundo circuito, culminado en la estación de Mucujepe-8R (Mérida). El cuarto circuito contó con la estación de Mucujepe-8R (Mérida), cerrando en la estación de Valera (Trujillo).

Para el Perfil Andes Sur, solo se realizó un amarre, el circuito tomo como estación de apertura a Punta de Piedra- AT.99 (Táchira) y cerró en Suripá (Barinas).

Toda esta distribución de amarres se representa gráficamente en la Figura 4.6. Para más detalle en la Figura 4.7 se presenta una representación fotográfica de algunas de las bases usadas.



Figura 4.7. Bases usadas en el Perfil Andes Sur.

4.3. Metodología de Procesamiento de Datos



Toda la secuencia de procesamiento de los datos, que involucra a la investigación, fue realizada gracias al uso de varios algoritmos como, “*Microsoft Excel 2010*”, “*R-Project 2.12.2*”; “*Oasis montaj v. 7.0.1 (Geosoft Inc, 2007)*”, “*Golden Software Surfer (2012)*”.

Empleando un gravimétrico digital Autograv Modelo CG-5 mencionado anteriormente, en donde mediante el uso del algoritmo llamado “*Sctutil Scintrex Utilities (versión 1.12)*”, se realizó la descarga de datos en formato “.txt, .raw, .sgd, .smp”. El archivo “.txt”, fue

adaptado a una hoja de Excel, permitiendo manipular con mayor facilidad los datos, para realizar el análisis estadístico, ajuste y procesamiento de los mismos.

El primer control de calidad, fue aplicado al instrumento, antes y durante la adquisición, por medio de 2 calibraciones in situ. El segundo control se aplicó a los datos por medio de hojas de Excel, análisis estadístico realizado con software como “**Microsoft Excel**” y “**R-Project**”, con la finalidad de obtener la estadística descriptiva de los datos, histograma de frecuencias, Diagrama de Cajas y Bigotes y Gráfico Normal Q-Q.

R-Project 2.12.2

Según (Castillo, 2009), R es un lenguaje de programación especialmente aplicado a el análisis estadístico. R es manejado a través de una consola en la que se introduce una serie de códigos propios de su lenguaje, para obtener los resultados deseados.

➤ **Carga de datos en R - Project:**

Datos → Importar Datos → desde Conjunto de Datos Excel, Access o dbase → Buscar la ubicación en donde se encuentre los datos en formato Excel o Ms Excel 2007 file xlsx “Datos” → elegir tabla → ok.

➤ **Graficas Estadísticas en R – Project.**

Las representaciones gráficas (Figura 4.8) obtenidas (Histograma de Frecuencia, Diagrama de Caja y Q-Q Normal), se colocaron en una única ventana, para facilitar comparaciones, diferencia, distribución y comportamiento de los datos, para ello a continuación se mostrara los diferentes comandos utilizados para su ejecución:

Para colocar en una ventana, 4 gráficos, código:

```
>par (mfrow=c (2,3))
```

Gráfico secuencial:

```
>plot (Datos$ALT., type="p", ylab="Altura (m)", main="Gráfico Secuencial", col=3)
```

Histograma de Frecuencia:

```
>plot(Hist(Datos$"ALT.",main="HistogramadeFrecuencias",xlab="Altura(m)",ylab="Frecuencia", scale="frequency", breaks=5, col=3))
```

Diagrama de Cajas y Bigotes:

```
>plot (boxplot(Datos$ALT.,main="Diagrama de Cajas y Bigotes", ylab="Altura (m)", col=3))
```

Grafico Normal Q-Q:

```
>plot(qqPlot(Datos$ALT.,dist="norm",xlab="CuartilesTeóricos",ylab="Altura(m)",main="Normal Q-Q",col=3))
```

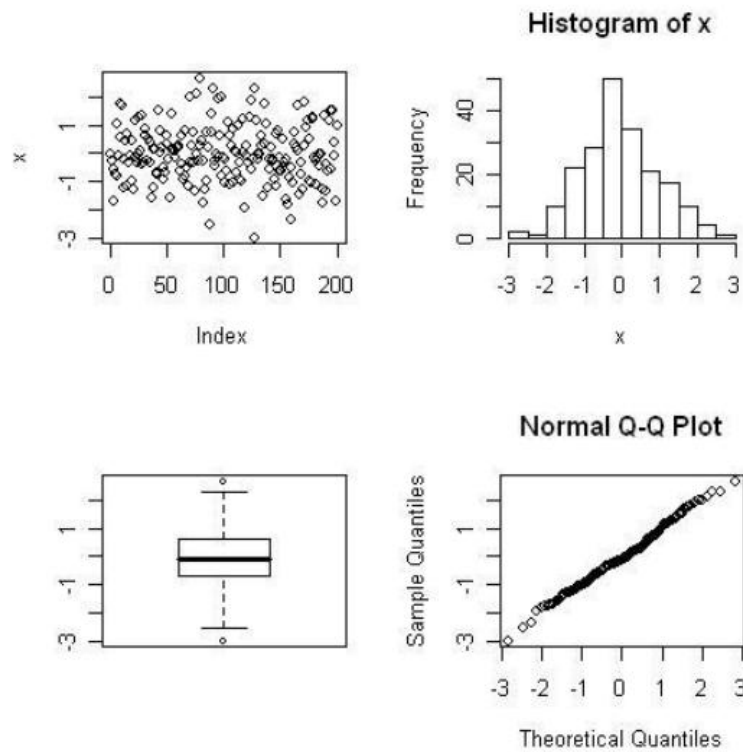


Figura 4.8. Ejemplo de representación estadística de datos en R-Project.

Microsoft Excel 2010

Este software también permite realizar estadística a los datos (Figura 4.9). Para ello se contó con una herramienta llamada “**Herramienta para Análisis**” que es un complemento de Excel que ayuda de forma automática a obtener medidas de estadística descriptiva y gráficos directamente, sin necesidad de ningún cálculo anterior, simplemente es necesaria la data o datos.

Valores Estadísticos	Gobs(mG)	SD(μG)	Gt(mG)	Ac	Hc	Tc
Error típico	9.557609954	0.000361014	0.79783198	0.004353496	14.80757874	0.235215053
Mediana	978009.9178	0.00578794	978137.9011	0.86108871	-40.45918975	0.970890671
Moda	977989.0116	0.00135687	#N/A	0.729166852	#N/A	0.03
Desviación estándar	169.6307491	0.006407364	14.16011295	0.077266887	262.8084516	4.174653064
Varianza de la muestra	28774.59103	4.10543E-05	200.5087987	0.005970172	69068.28224	17.42772821
Curtosis	0.363532863	185.8808203	-1.243351756	0.119745804	0.267878794	1.154255818
Coefficiente de asimetría	-1.333400815	12.01781573	0.019053283	-1.293356638	-1.339440223	1.319595269
Rango	590.8865447	0.105268926	47.41962305	0.250011306	866.1899395	19.00518553
Mínimo	977480.4441	0.000459688	978114.7149	0.624805013	-863.6445988	0.01
Máximo	978071.3307	0.105728614	978162.1345	0.874816319	2.545340739	19.01518553
Suma	308047246.5	1.962928441	308113999.7	257.884492	-58102.67156	1100.094618
Total de Datos	315	315	315	315	315	315
Nivel de confianza(95.0%)	18.80505346	0.000710312	1.569772476	0.008565711	29.13461746	0.462796837

Figura 4.9. Distribución estadística de datos en Excel.

Oasis montaj v. 7.0.1

Se generó el mapa de anomalía de Bouguer, además de los mapas de la separación regional y residual, por medio de opciones del programa, que se explicarán a continuación:

➤ **Cargar de datos**

Data → *Import* → *Ascii*, se debe buscar el archivo Excel en formato “**cvs**” (delimitado por comas) de la siguiente forma: **Import Wizard** ~ *File to import* → *Browse* (**buscar los datos**) → *Wizard*, aparecerá un ventana que consta de 3 pasos, **Data Import Wizard** ~ *File Type* → *Delimited* → *Siguiente* → *Columns Delimited* → *Microsoft Excel CSV* → *Siguiente* → *Channel Type* → *Data* → *Finalizar*.

➤ **Regional y Residual**

La opción *Magmap* → *Interactive Filtering* → *Interactive Spectrum Filters*, es empleada para generar mapas de anomalía regional y residual a partir de filtros como, pasabanda, gaussiano, continuidad analítica hacia arriba, con la finalidad de obtener un mejor ajuste de las estructuras presentes en el subsuelo tanto profundas como superficiales, ver (Figura 4.10) .

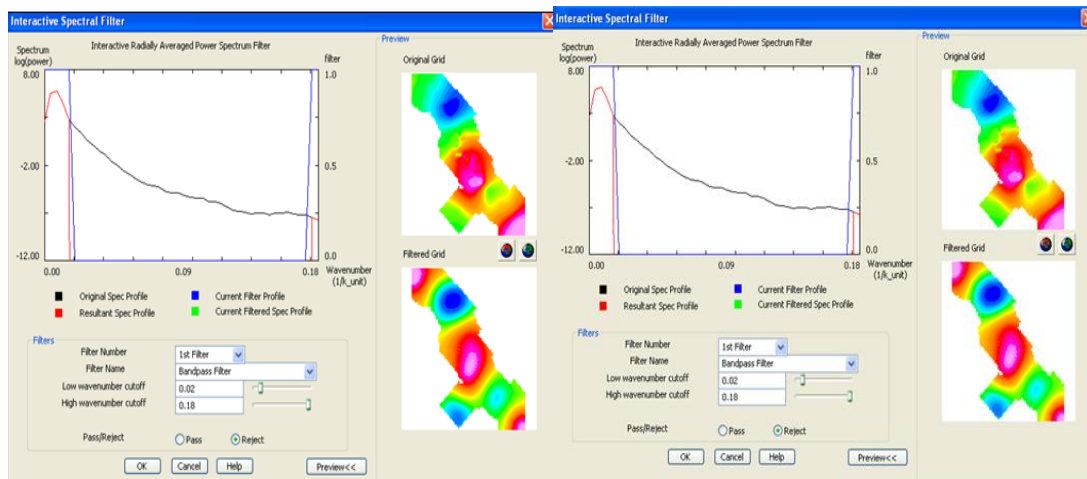


Figura 4.10. Separacion regional y residual aplicando filtro pasabanda en Oasis Montaj.

➤ **Espectro de Potencia**

La aplicación de la transformada rápida de Fourier (*Forward FFT*), generada por el programa, utilizando la herramienta *Step-by-Step Filtering* → *Prepare Grid*, en donde lo que se hace es crear el *grid* para luego generar la *FFT*.

Para el espectro medio radial de potencia, simplemente se aplica lo siguiente: *Spectrum Calculation and Display* → *Radial Average Spectrum*, posterior si se desea ver el gráfico se selecciona *Display Spectrum*, ver (Figura 4.11), esto se hace con la intención de realizar un ploteo rápido de los valores (Ln espectro de potencia radial v_s , Número de Ondas y profundidad).

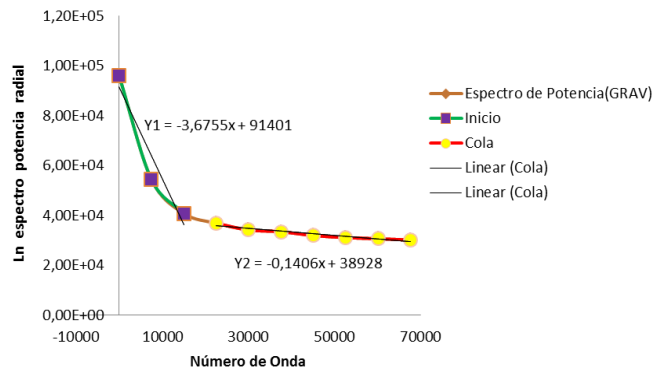


Figura 4.11. Ejemplo de representación del espectro de potencia obtenido en oasis montaj, graficado en Excel.

➤ **Deconvolución de Euler**

Finalmente para realizar la deconvolucion de Euler, se hace del siguiente modo: *Euler3D* → *Grid Data*, donde simplemente se genera un mapa referenciado a la anomalía de Bouguer, para proyectar sobre el los valores de profundidad, tomando en consideración parámetros como, el tamaño de ventana, máximo porcentaje de tolerancia de la profundidad, índice estructural, máxima distancia aceptada, que deben ser iterados para cada rango, por medio de la herramienta *Standard Euler Deconvolution*, generando una nueva Database con valores de *X_Euler*, *Y_Euler* y *Depth Z*.

Surfer 2012

➤ **Cargar los datos**

Grid → *Data*, y se busca el archivo que contenga los datos en formato “**xlsx**”.

➤ **Método de Regresión Polinómica (separación regional y residual)**

Este método de interpolación de tendencias polinómicas, genera ciertos mapas originados por el uso de ecuaciones polinómicas a diferente grado, para poder determinar el polinomio más representativo, según las características gravimétricas del perfil gravimétrico.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS Y ANÁLISIS

➤ **Control de calidad de datos**

El control de calidad de datos gravimétricos se aplicó con la finalidad de cuantificar, y discriminar su distribución y examinar el comportamiento estadístico de los mismos. El primer control, es totalmente estadístico, basado en la construcción de histogramas de frecuencias (Figura 5.1a) y la obtención de medidas descriptivas de todos los datos. Se realizaron los histogramas para dos variables, como la gravedad observada y la anomalía de Bouguer; la Gobs, oscila entre (977400 a 978100) mGal, con una distribución asimétrica a la izquierda o de cola negativa, debido a que el valor de mediana toma un valor mayor al de la media, sugiriendo dispersión de los datos hacia valores bajos, indicando la presencia de una pequeña familia asociada a la respuesta de los Andes de Mérida, la desviación estándar, varianza y error típico presenta una dispersión muy alta con respecto a la media (Tabla 5.1), esto ocurre por la heterogeneidad presente en los datos, atribuidos a los diferentes litologías explorados.

El segundo control, presentado mediante diagrama de cajas y bigotes en la (Figura 5.1b), tiene la finalidad de determinar valores anómalos que podrían ser eliminados antes o durante el procesamiento de los mismos, en donde para la Gobs, se observa que los datos entran dentro de un rango de valores aceptables, con la existencia de un pequeño grupo con valores menores a 977650 mGal, asociado al flanco norandino de los andes de Mérida.

Para el análisis probabilístico de gráficos Q-Q de distribución normal, la Gobs se comportó de forma diferente, pero tiene un comportamiento normal, aunque en el grafico no es posible identificarlo, pero, si seccionan los datos para cada estructura, estas se presentan normales, en otras palabras, la suma de normales es normal; la relación entre los datos observados y la desviación es alta, notándose un rango alto sobre la línea de tendencia, presente en la (Figura 5.1c) , representando la diferencia entre los valores de la variable y los cuartiles de la normal estándar, entre el número de variables, probablemente esto se deba a parámetros de localización y heterogeneidad de los datos.

Tabla 5.1. Resumen de valores estadísticos observados en el área de estudio (Gobs).

Valores Estadísticos	Gobs (mGal)
Media	977927.985
Error típico	9.56158089
Mediana	978009.918
Moda	978020.00
Desviación estándar	169.701226
Varianza de la muestra	28798.5062
Curtosis	0.36503799
Coefficiente de asimetría	-1.33520187
Rango	590.886545
Mínimo	977480.444
Máximo	978071.331
Suma	308047315
Total	315

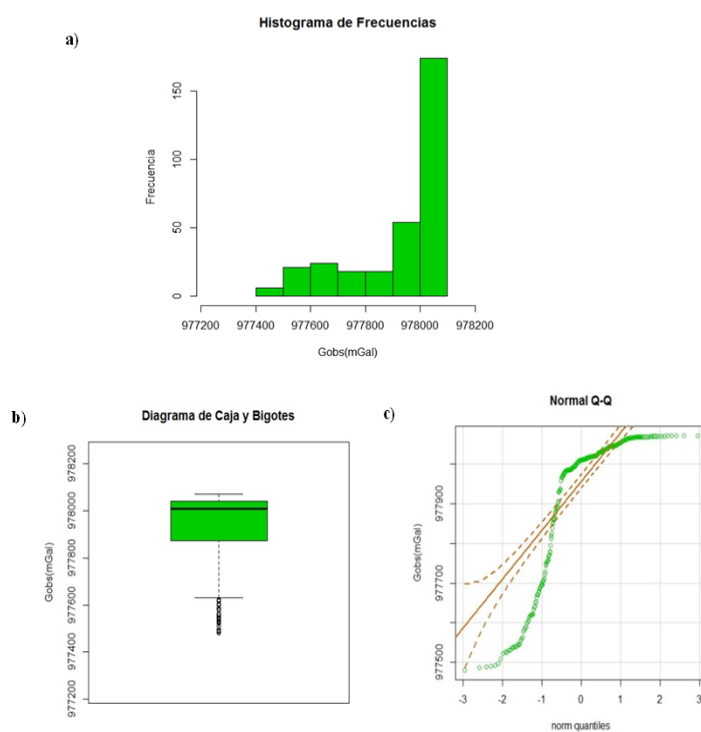


Figura 5.1.(a) Histograma de Frecuencia, (b) Diagrama de Caja y (c) Q-Q distribución de datos observados (Gobs).

Para la variable de anomalía de Bouguer (BA) (Tabla 5.2) las variables de dispersión como la desviación estándar, varianza y error típico son altos con respecto a la media, esto se debe posiblemente a la heterogeneidad presente en los datos y al espaciamiento presente durante la adquisición de los datos, los valores se encuentran entre (-155.60 a 0) mGal. El valores mínimos entre (-100 a -150) mGal, posible son inferidos a la respuesta regional de la raíz de la cadena andina y a la subsidencia de una cuenca aislada, acentuándose en el histograma de frecuencias (Figura 5.2a), presentando una distribución casi simétrica o unimodal con valor igual -86.680 mGal, con un valor de asimetría de -0.0239 mGal, con respecto a la media, asociado en su totalidad a las estructuras antes mencionadas. El diagrama de cajas y bigotes, para la variable SBA (Figura 5.2b), no presentó ningún valor atípico o anormal fuera del rango intercuartil, mostrando una distribución de datos equitativa, en otras palabras, el cuartil 0.5 toma un valor cercano a la media obtenida, corroborando la presencia de una simetría en los datos, todos los datos se encuentran dentro del rango establecido, nótese que la variable Gobs, es un elemento de cálculo para la BA. El gráfico Q-Q de distribución normal (Figura 5.2c), BA se comportó de forma normal indicando un buen ajuste de los datos, los valores se encuentran dentro de la línea de tendencia, aunque sigue existiendo presencia de heterogeneidad en los datos, notando que el procesamiento de los datos, no se vio afectado por factores de localización ni de ubicación.

Tabla 5.2. **Resumen de valores estadísticos observados de SBA en el área de estudio.**

Valores Estadísticos	SBA
Media	-90.459591
Error típico	1.82346488
Mediana	-87.0376437
Moda	-86.6800
Desviación estándar	32.3632911
Varianza de la muestra	1047.38261
Curtosis	-0.48957409
Coefficiente de asimetría	-0.02395498
Rango	137.9411
Mínimo	-155.139739
Máximo	-17.1986384
Suma	-28494.7712
Total	315

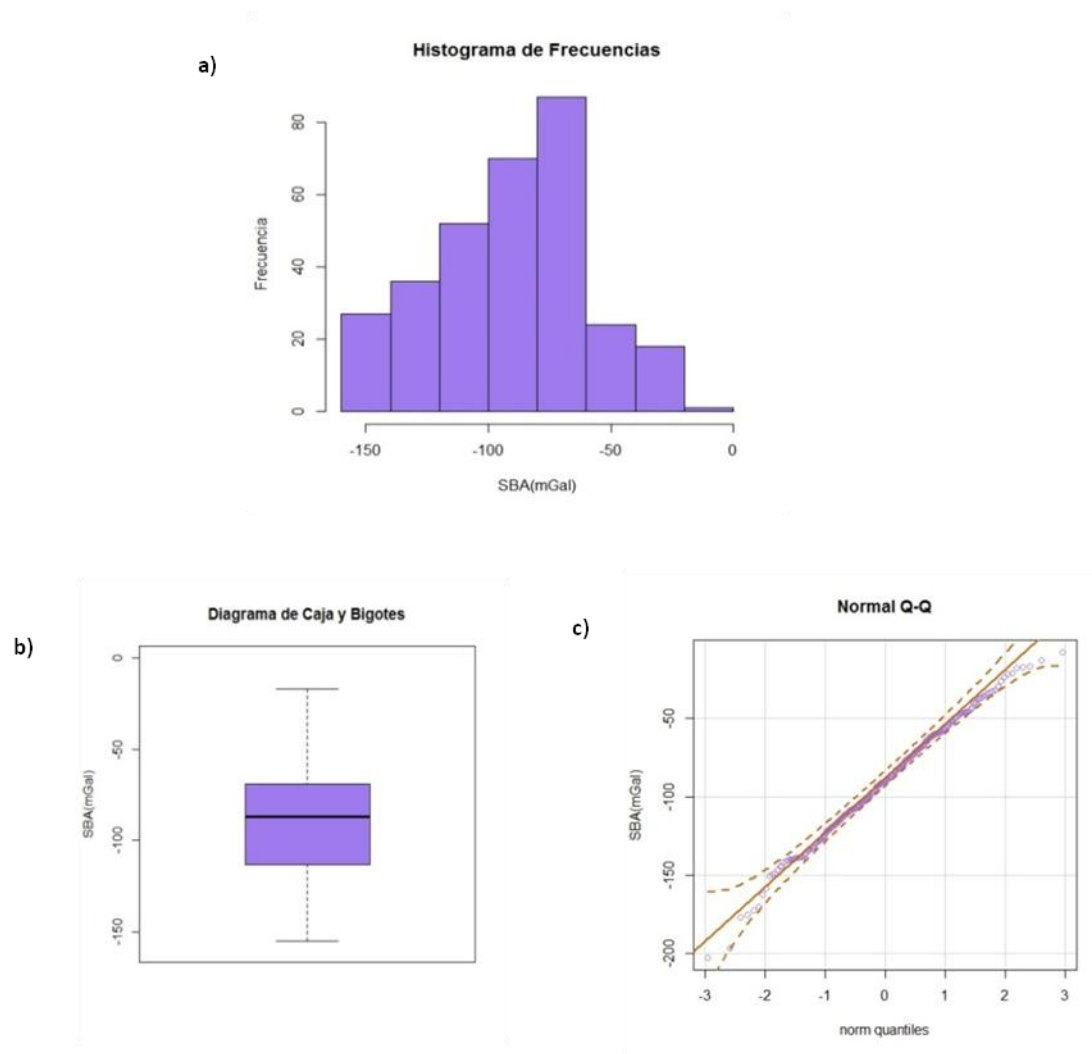


Figura 5.2. (a) Histograma de Frecuencia, (b) Diagrama de Caja y (c) Q-Q distribución de datos SBA observados.

➤ **Mapas gravimétricos e interpretación geológica**

Para la interpretación se contó con una serie de técnicas, mapas y cálculos que permitieron estimar la profundidad de las interfaces presentes en las estructuras de interés; a continuación en esta sección se explicará brevemente cada una de ellas.

El mapa de anomalía de Bouguer (AB) mostrado en la Figura 5.3, se presenta con una fuerte tendencia asimétrica a lo largo de toda su extensión, lo que refleja la complejidad geológica estructural del área. La existencia de un mínimo absoluto y dos máximos relativos en los valores de AB, presentan una orientación entorno al mapa de N45°E. El mapa posee dos máximos relativos en la parte central y sur con valores entre (-65 a -35) mGal, asociados a contrates altos de densidad y a una cuenca producto de fallamiento, con un valor mínimo de -150 mGal, asociado a la expresión de dos estructuras una la raíz de la cadena andina y la otra, el asentamiento de una cuenca individualizada cerca del piedemonte del flanco norte, específicamente al inicio del flanco surandino el gradiente es suave, con un valor de 0.55 mGal/km asociada a un bloque sedimentario, se observa también hacia el flanco norte un gradiente abrupto de 1.65 mGal/km, asociación de la flexión de Andes de Mérida y la subsidencia activa de formaciones sedimentarias.

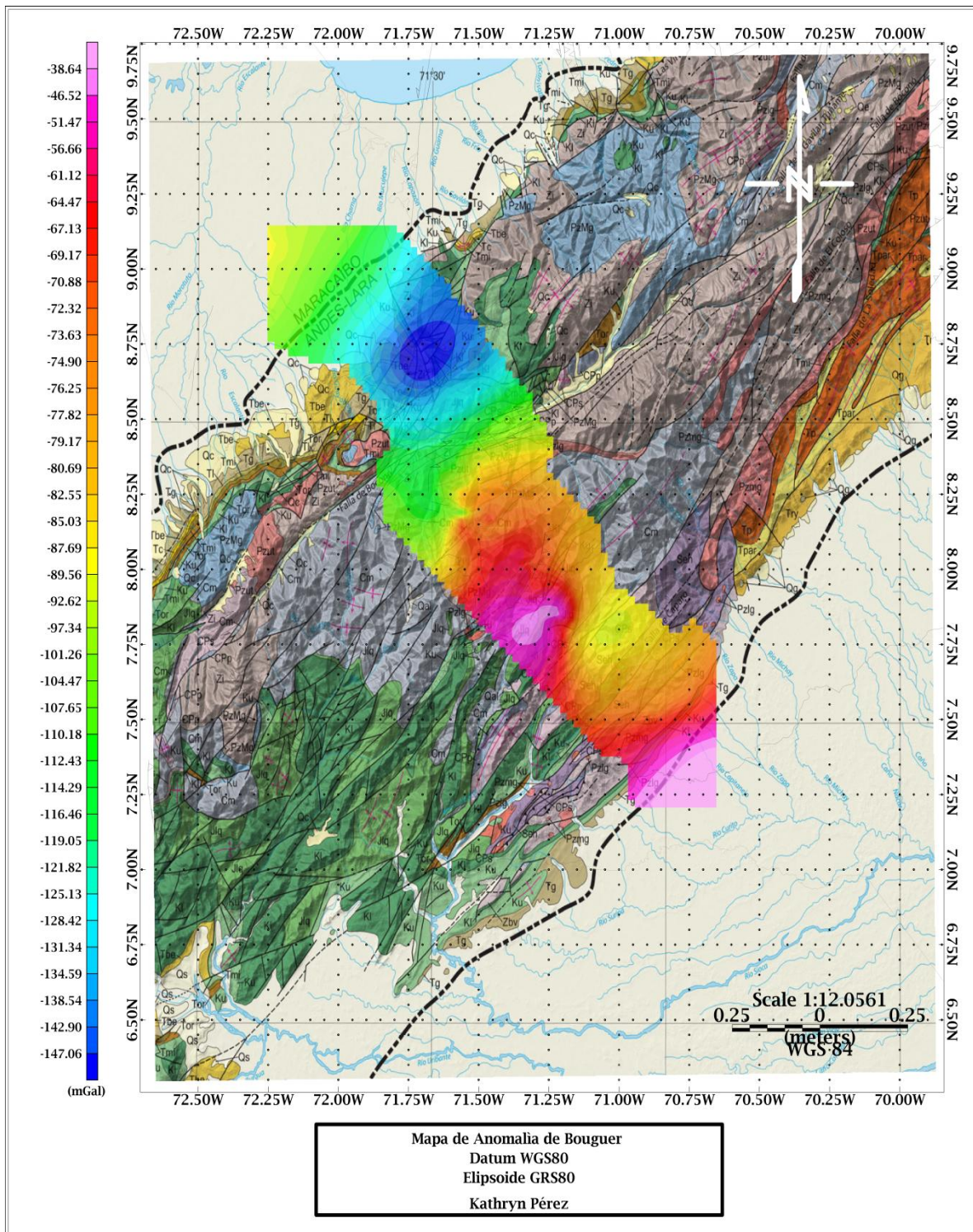


Figura 5.3. Mapa de anomalía de Bouguer del Perfil (AB) Vs Mapa geológico de los Andes de Mérida (tomado de Hackley et al., 2005).

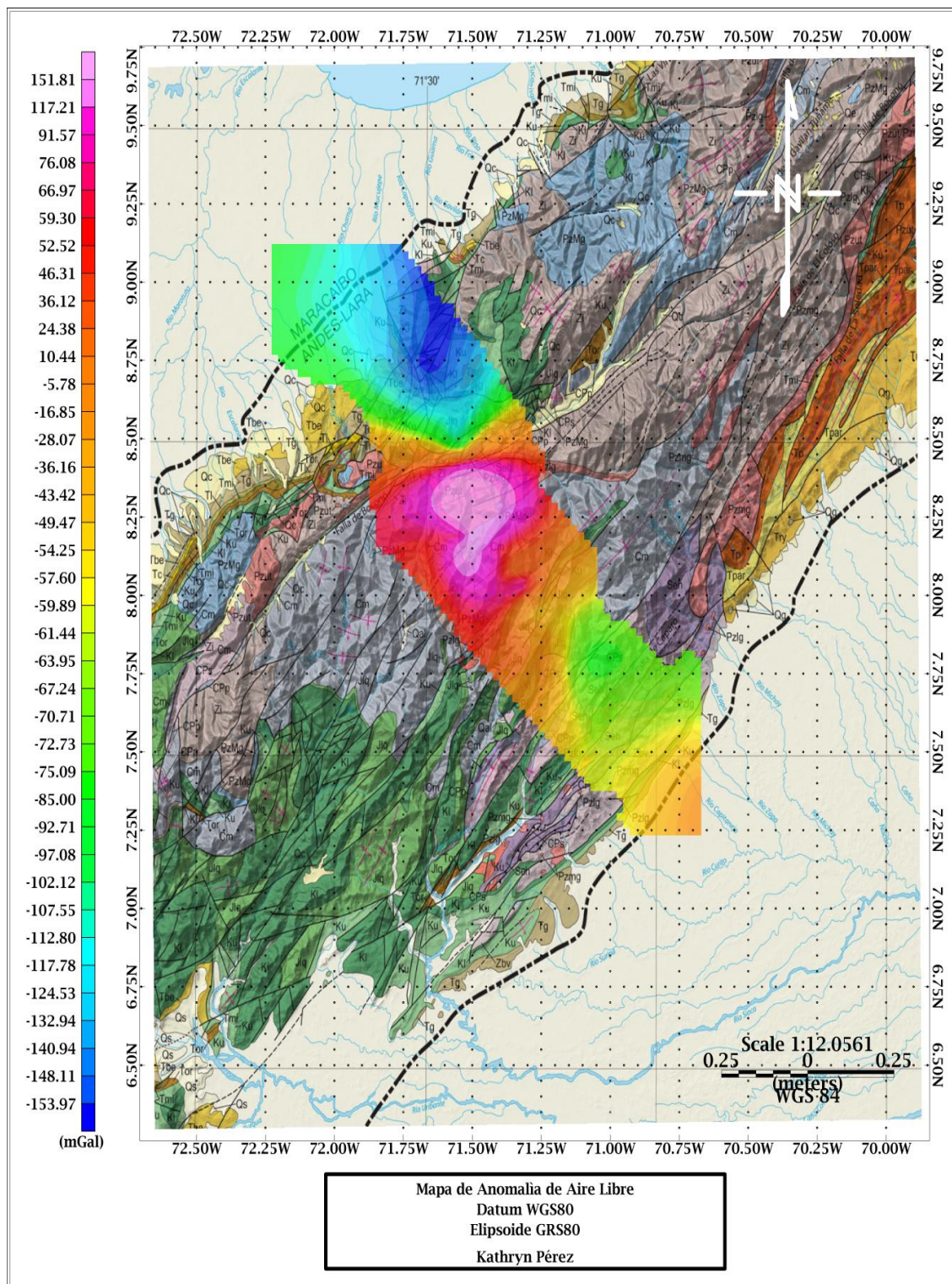


Figura 5.4. Mapa de anomalía de Aire Libre (AAL).

En el mapa de anomalía de Aire Libre (AAL) mostrado en la Figura 5.4, en este se nota mejor la definición de las estructuras presentes, los máximos con valores entre (40 a 160) mGal, se relacionan a los Andes de Mérida con mayores alturas, dividido por la Falla de Bocinó en dos grandes bloques montañosos como, la sierra Nevada hacia el flanco surandino y la sierra La Culata en el flanco norte, y el mínimo con valor de -150 mGal, asociado al basamento de una cuenca con subsidencia activa, es una depresión situada delante de divergencia asimétrica de los Andes de Mérida, dominada por fallas compresionales, llamada Foredeep de Mérida (Summa et., al, 2003). Tal diferencia podría también, estar asociada a la distribución asimétrica de las masas (cargas) dentro de la estructura Andes de Mérida (Audemard y Audemard, 2002; Arnaíz-Rodríguez et al., 2011). Los valores positivos de aire libre muestran compleja distribución de cargas en la zona.

➤ **Anomalías Regionales y Residuales**

Separar las anomalías regionales de las residuales, tiene como finalidad interpretar las estructuras profundas y relacionarlas con la geología, de forma más confiable. Se aplicaron dos filtros uno llamado continuación del campo hacia arriba (*Oasis Montaj*), que secciona el mapa de anomalías de Bouguer a diferentes alturas para observar la respuesta regional. El segundo filtro, un filtro pasabanda (*Oasis Montaj*), que permite determinar los valores de números de onda por medio de espectro radial de potencia promedio, para generar los mapas regionales y residuales de la anomalía de Bouguer. Este último, siendo el que se ajustaba a las respuestas gravimétricas regionales y residuales.

El uso de continuación analítica hacia arriba (CAHA), permitió generar 6 mapas a diferentes alturas (6, 10, 25, 50, 75, 100 km) mostrados en la Figura 5.5, los cuales tienen forma de S invertida desde la parte superior derecha a inferior izquierda. Se observa en el primer CAHA de 6 km, la presencia de anomalías residuales asociadas a depresiones, altos contraste de densidad, formaciones sedimentarias de diferentes eras geológicas, grabens y corrimientos. A diferencia del CAHA a 10 km, en el cual comienzan a opacarse las estructuras someras a presentar una deformación un poco regional, comenzando a asomarse las estructuras profundas, notando que la respuesta gravimétrica no ha tenido modificación. Para el CAHA a 25 km, la respuesta gravimétrica ya empieza a perder su forma original, las anomalías residuales se pierden y comienza a notarse la presencia de bloques

sedimentarios y basamento de cuenca, al igual que la expresión de la flexión de los Andes de Mérida. Para el CAHA de 50 km, se empieza a notar la raíz de la cadena andina de los Andes de Mérida y se pierde en su totalidad las anomalías residuales, en CAHA de 75 km, la respuesta regional gravimétrica se hace notar, dándole protagonismo a los Andes de Mérida y la expresión de placa suramericana. Para el CAHA de 100 km, el comportamiento es litosférico, observando a la placa suramericana, una parte de la expresión del bloque Maracaibo y posiblemente se detalle la raíz andina.

Para alturas mayores a 25 km, la respuesta gravimétrica es regional. La respuesta de los Andes de Mérida se mantiene durante todos los CAHA, a diferencia del “Foredeep de Mérida” que se empieza a opacar a los 25 km y se pierde a 50 km, por la expresión de la raíz de la cadena andina.

Otro método usado para comparar la expresión regional de las estructuras más profundas es el de regionales polinómicos, utilizado también para realizar la separación de componente regional y residual de la respuesta gravimétrica de AB, implementado en el algoritmo de *Surfer12_Golden Software*, a los datos se le aplica el método de (*regresión polinómica*), obteniendo varios mapas de anomalía regional por medio de ecuaciones polinómicas, ver (Figura 5.6), de éstos se debe extraer los datos de anomalía residual por medio de opción de grid (*residuals*), estos fueron trasladados a una tabla de Excel y se calcularon los coeficientes de correlación, de las anomalías regionales. Se graficaron en la (Figura 5.7) la curva proyectada de los valores obtenidos y en esta curva el punto de inflexión, indica el grado del polinomio que mejor ajusta la tendencia de los datos. Aunque para este estudio, el grado del polinomio que resultó fue un polinomio cuadrático, no fue del todo concluyente debido a que su expresión era residual.

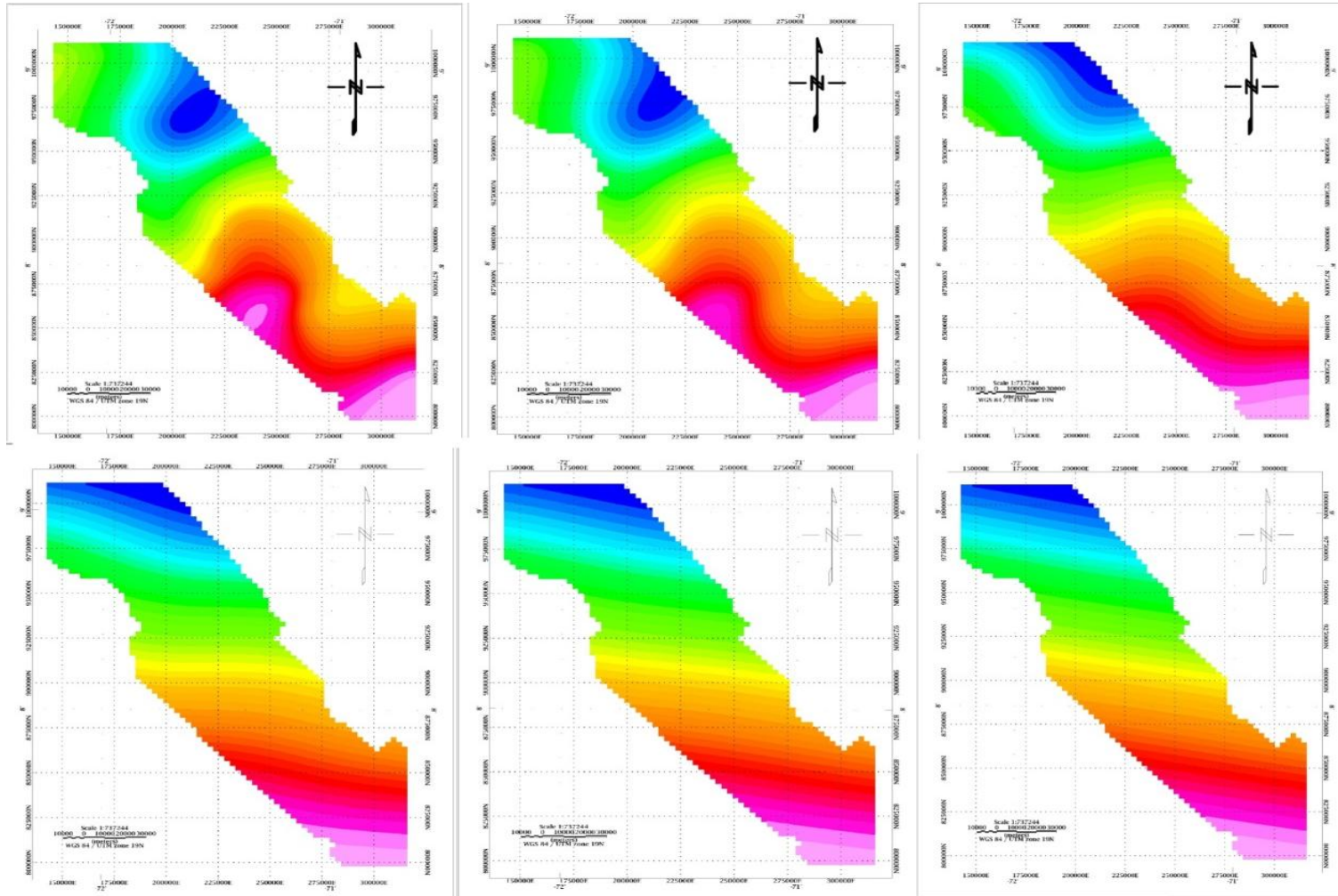


Figura 5.5. Mapa de la continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para diferentes alturas: (A) 6, (B) 10, (C) 25, (D) 50, (E) 75, y (F) 100 kilómetros.

GRADO	POLINOMIO
Simple	$Z(x, y) = A + Bx + Yz$
Bilineal	$Z(x, y) = A + Bx + Yz + Dxy$
Cuadrático	$Z(x, y) = A + Bx + Yz + Dx^2 + Exy + Fy^2$
Cúbico	$Z(x, y) = A + Bx + Yz + Dx^2 + Exy + Fy^2 + Gx^3 + Hx^2y + Ixy^2 + Jy^3$

Figura 5.6. Diferentes polinomios utilizados por el método de regresión polinómica.

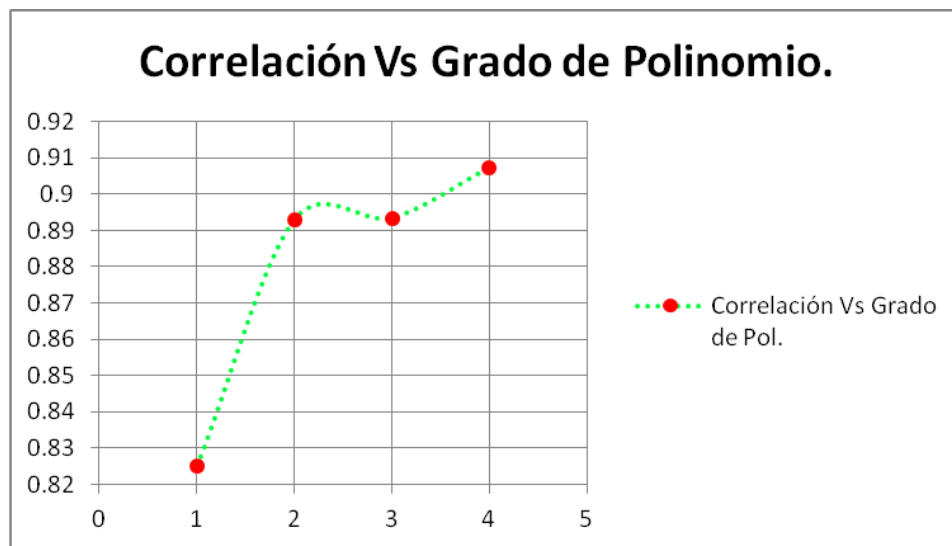


Figura 5.7. Coeficiente de correlación vs grado del polinomio ajustado

➤ **Profundidades obtenidas a partir de espectros de potencia promedio**

El espectro radial de potencia obtenido de los datos, fue dividido (Ver Tabla 5.3), permitiendo determinar las pendientes o número de ondas a utilizar en el software de *Oasis Montaj*; además de ser indicadores de profundidad de las interfaces asociadas a estructuras geológicas profundas y someras. En la tabla 5.3 se denotan variables que cuantifican y determinar el valor de profundidad de las interface.

Tabla 5.3. Representación de los valores obtenidos con el cálculo de profundidad de interface por medio del espectro de potencia radial del perfil Andes Sur.

Interface		Coefficiente de Correlación	Pendiente	Profundidad (km)	Rango número de onda
Regional	Profunda	-35.59	-260.8	20.75	0.00832 - 0.0291
Residual	Intermedia	-28.81	-135.03	10.75	0.0333 - 0.0582
	Superficial	0.9285	-50.128	3.99	0.0624 - 0.0915
		0.629	-33.264	2.65	0.0956 - 0.149
		-4.371	4.2247	-0.34	0.153 - 0.187

La profundidad obtenida para la interface profunda fue de 20.75 ± 2 km, influenciada por la posible ubicación, de la interface entre las cortezas superior e inferior, a diferencia de la componente residual que se divide en dos pendientes una intermedia y otra superficial, la intermedia probablemente este asociada a la expresión del basamento andino (Paleozoico) con un valor de 10.75 ± 1 km, (Medina, 2010) afirma que el espesor efectivo en los Andes de Mérida es cerca de 10 km; (Ver Figura 1.5 y 1.8). La interface superficial de 3.99 ± 1 km, asociada a estructuras someras como la sierra Nevada y La Culata, al igual que los bloques sedimentarios de Caparo y Cerro Azul, además de formaciones sedimentarias y la estribación de Mesa de Bolívar, (Bermúdez et al. 2011) la sierra Nevada y sierra de La Culata poseen rangos superiores a 4600 m de elevación, aunque estas grandes elevaciones se encuentran a (3400 – 3600) m de altitud (Schubert, 1984). La fase de ruido posee señal que no está limpia o filtrada, por esta razón, no se interpreta para evitar algunas incoherencias innecesarias. (Ver Figura 5.8, y Tabla 5.3).

Para comprender y facilitar la interpretación del comportamiento del espectro de potencia y asociar el mismo con la configuración de las estructuras profundas y someras presentes en el orógeno andino, se partitionaron a los datos según ambos flancos de la cadena (Figuras 5.9 y 5.10).

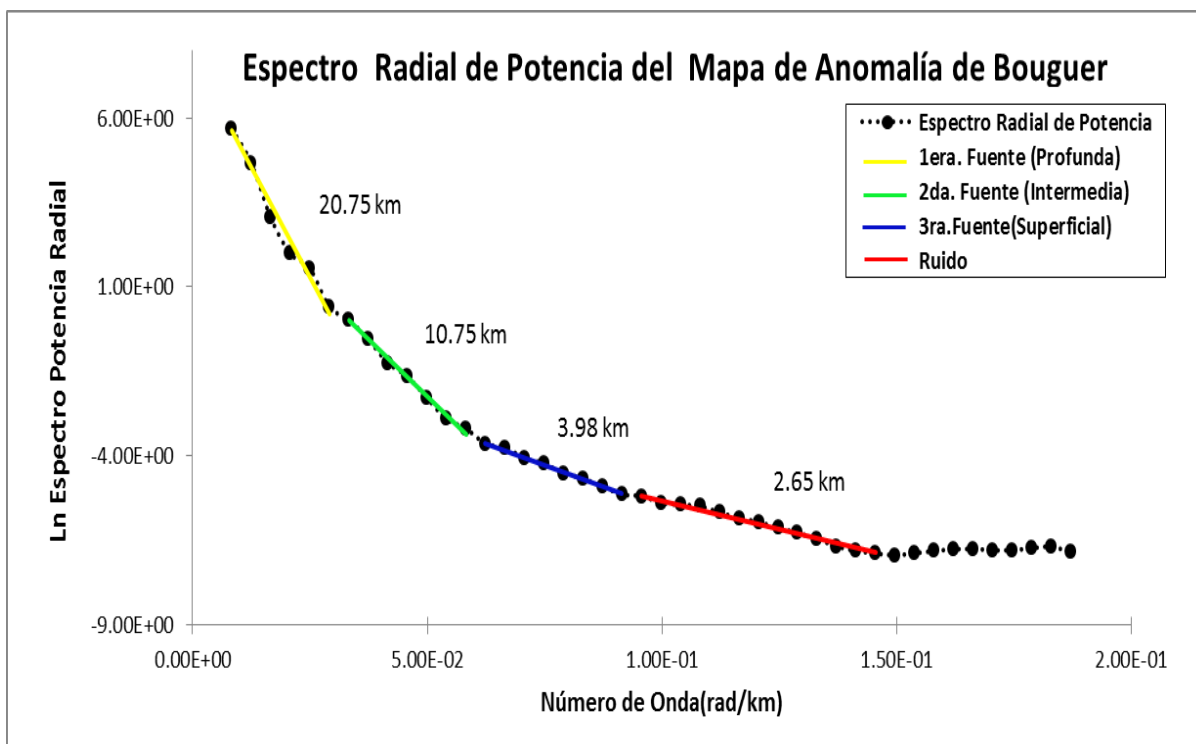


Figura 5.8. Espectro de potencia radial del mapa de anomalía de Bouguer.

La representación de las 5 pendientes, en el espectro radial de potencia “flanco surandino” (Ver Figura 5.8), sugiere que la interface profunda se sitúa a 18.40 ± 2 km, la cual es determinada por la discontinuidad entre las cortezas tanto superior - inferior. La interface intermedia con un valor de 7.66 ± 2 km, esta influenciada por la expresión del tope del basamento andino (ígneo - metamórfico) que disminuye hacia el sureste (flanco surandino). La interface superficial de 4.88 ± 1 km, asociada a bloques Caparo y Cerro Azul con la presencia de la sierra Nevada. (Figura 5.9).

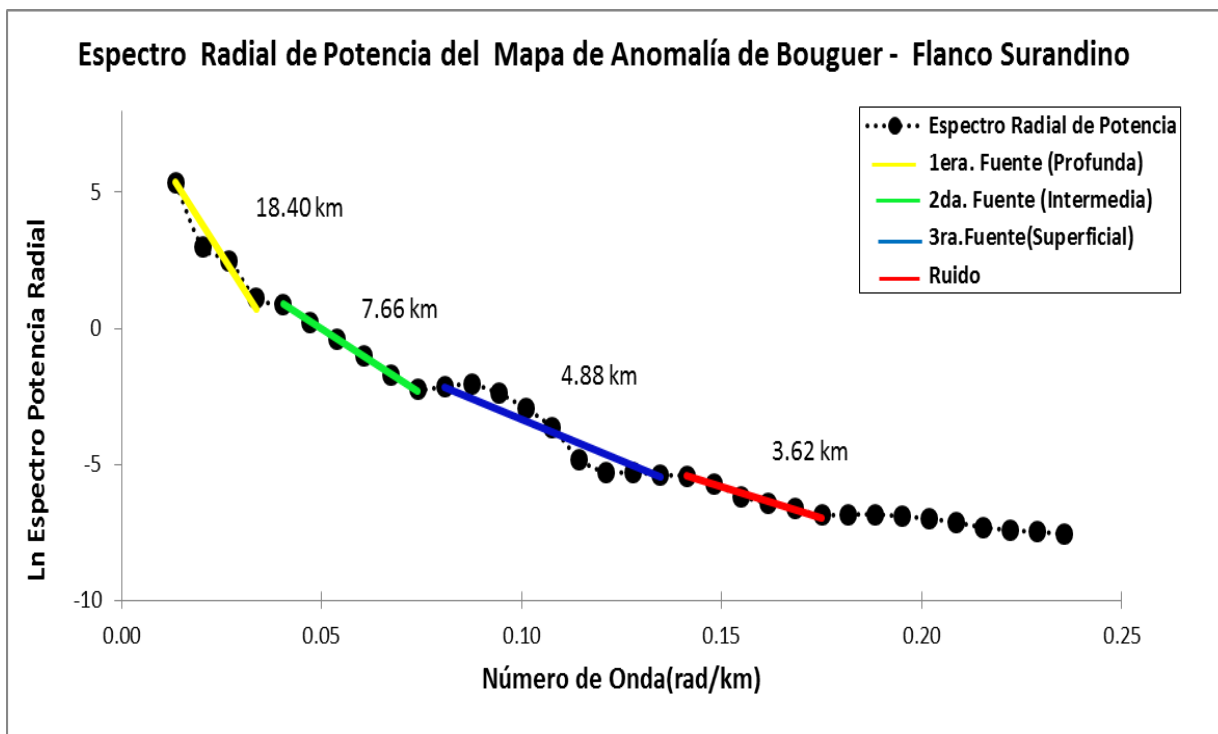


Figura 5.9 . Espectro de potencia radial hacia el flanco surandino de los Andes de Mérida.

Tabla 5.4. Espectro radial de potencia seccionado en 5 partes, para el flanco surandino.

Interface		Coefficiente de Correlación	Pendiente	Profundidad (km)	Rango número de onda
Regional	Profunda	-52.56	-231.16	18.40	0.0134 - 0.0336
Residual	Intermedia	-68.13	-96.23	7.66	0.0403 - 0.0740
	Superficial	-0.788	-61.37	4.88	0.0807 - 0.134
	Ruido	0.8536	-45.51	3.62	0.141 - 0.174
		-0.489	12.78	-1.02	0.181 - 0.235

El espectro radial de potencia “flanco norandino”, mostrado en la (Figura 5.10) presenta una diferencia, significativa con respecto al del flanco surandino, si se comparan las Figuras 5.9 y 5.10, y las Tablas 5.4 y 5.5, las diferencias se concentran en las fases intermedias y superficial, lo que podría sugerir, diferencias en cuanto forma del basamento andino (paleozoico) y a estructuras someras. La interface profunda se encuentra a un valor de profundidad de 18.02 ± 2 km, determinada por la discontinuidad de Conrad. Para la

interface intermedia el valor es 9.23 ± 2 km , asociado al aumento del basamento andino (igneo – metamorfo) que aumenta hacia el flanco norandino, debido a flexura del Andes de Merida. La interface superficial de valor 5.76 ± 1 km , esta asociada a la sierra La Culata, a la estribación de la mesa Bolivar y formaciones sedimentarias. Ver (Figura 5.10, Tabla 5.5)

Tabla 5.5. Espectro radial de potencia seccionado en 5 partes, para el flanco norandino.

Interface		Coefficiente de Correlación	Pendiente	Profundidad (km)	Rango número de onda
Regional	Profunda	-57.33	-226.48	18.02	0.00741 - 0.0296
Residual	Intermedia	-108.2	-116.04	9.23	0.0370 - 0.0667
	Superficial	-0.375	-72.39	5.76	0.0741 - 0.126
	Ruido	0.8643	-32.46	2.58	0.133- 0.215
		-1.493	-13.69	1.09	0.222 - 0.259

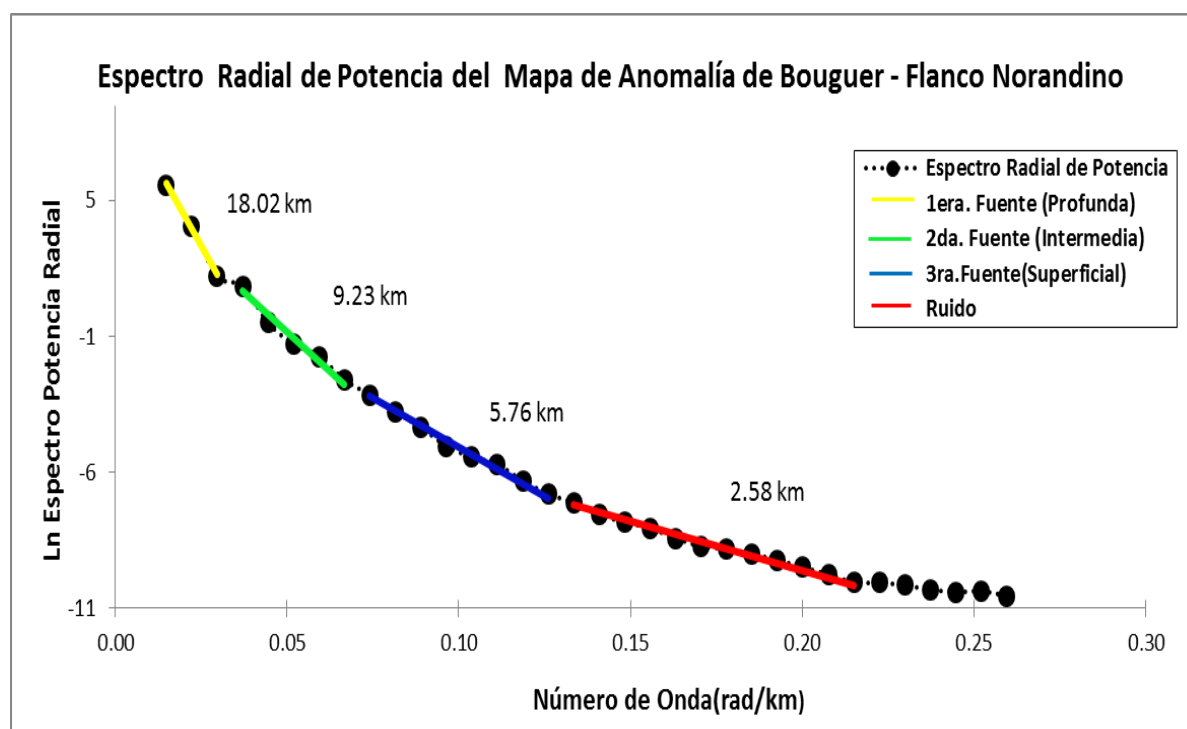


Figura 5.10. Espectro de potencia radial hacia el flanco norandino de los Andes de Mérida.

➤ **Separacion Regional y Residual del mapa de AB**

Posterior al aporte proporcionado por los diferentes metodos de CAHA y regresión polinómicas, se decidió utilizar el espectro de potencia, debido a que expresa las pendientes asociadas a las interfaces, además que al implementar un filtro tipo pasabanda, este permite observar las respuesta regional y residual de mejor forma, reflejando las condiciones geológicas de la zona de estudio.

El mapa de anomalía de Bouguer regional (ABR), mostrado en la (Figura 5.11), presenta contornos suaves casi circulares, con una orientación $N45^{\circ}W$, reflejando el comportamiento de estructuras profundas. Los valores de anomalía regional se encuentran en el orden de (-50 a -140) mGal. La tendencia regional presente se asocia a una serie de estructuras, desde el sureste, la exposición del bloque Cerro Azul con valores entre (-20 y -50) mGal, posterior se encuentra como un bajo el bloque Caparo (depresión) con valores desde los (-50 a -80) mGal, luego la división del el sistema de Fallas de Boconó (Cuaternarias), resaltan dos bloques uno es sierra Nevada ubicada al sur con valores entre (-60 a -70) mGal, está limitada cerca por el norte de Boconó y el bloque de Caparo y Cerro Azul empuje hacia el sur y hacia el norte el bloque de la culata con una expresión de los valores de (-80 a -100) mGal , limitado por el orientación noroeste de una falla plegada y corrida hacia el norte (Falla San Pedro), definidas estos dos bloques por eras del Proterozoico al Paleozoico, gneis y granitos expuestos en el núcleo central de la montaña, en el rango de Sierra Nevada y Sierra La Culata (Bermúdez et., al , 2013). La presencia de un mínimo absoluto de valores entre (-100 a -150) mGal, se asocia a la expresión de una cuenca individualizada “ foredeep de Mérida” en conjunto con raíz de la cadena andina y para finalizar, hacia el norte se asoma el basamento de la cuenca de Maracaibo con valores entre (-100 a -110) mGal. Presenta un alto gradiente de valor 1.19 mGal/km asociado a la flexión de los Andes de Mérida o al buzamiento del basamento andino y con un valor de 0.416 mGal/km una pendiente suave, asociada a la forma del basamento paleozoico.

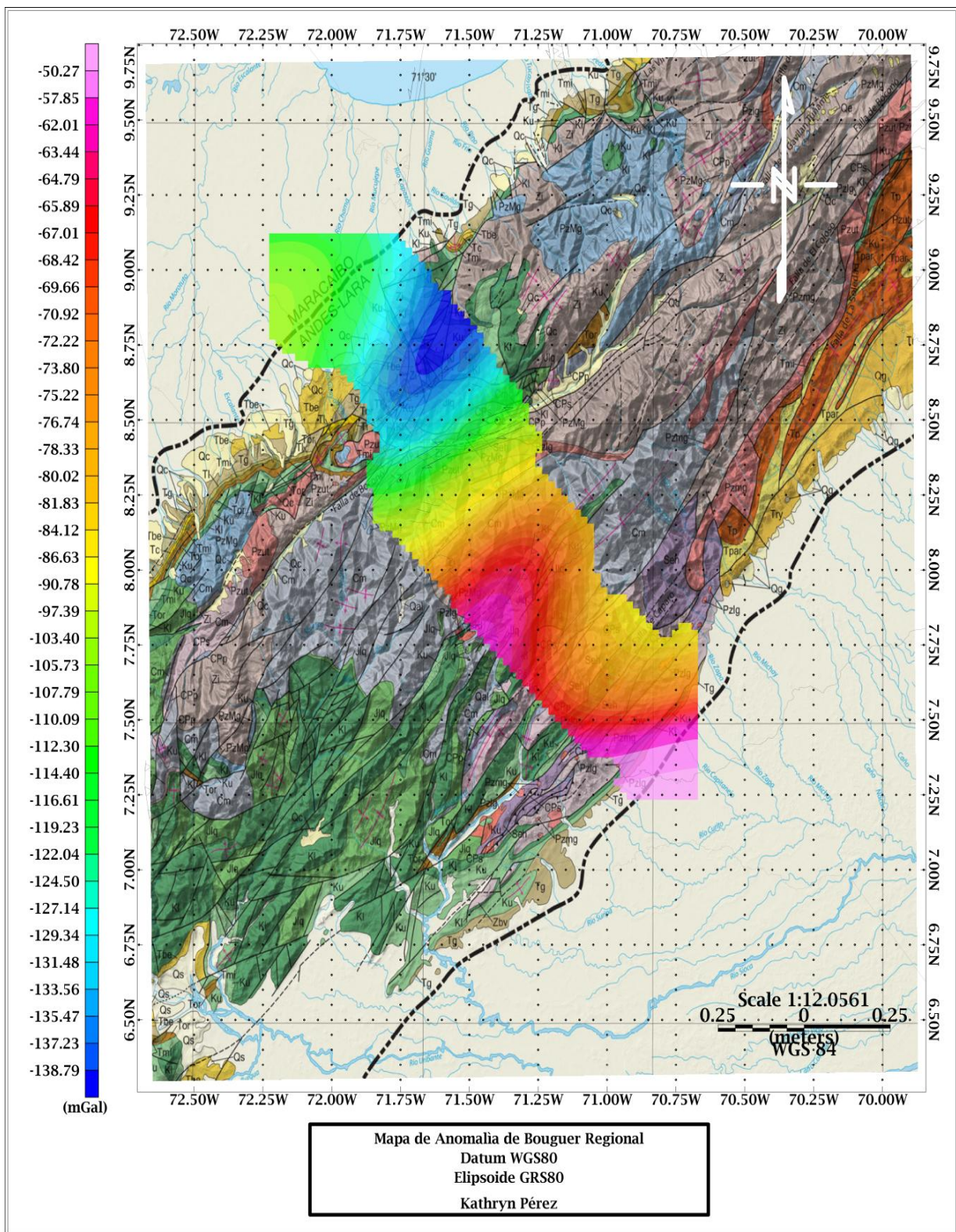


Figura 5.11. Mapa de anomalía de Bouguer Regional (ABR).

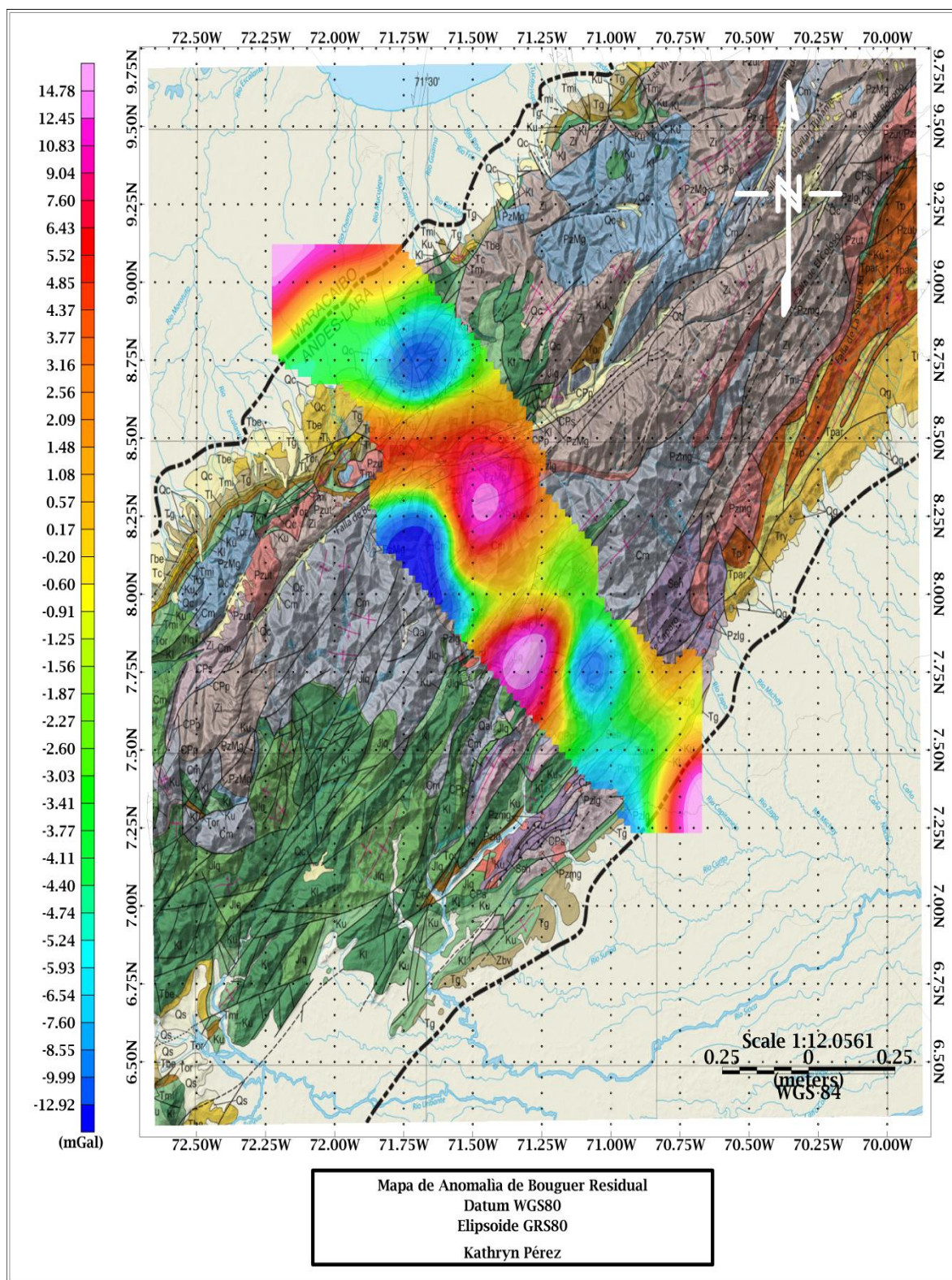


Figura 5.12. Mapa de anomalía de Bouguer Residual (ABR)

El mapa de anomalía de Bouguer residual (ABr), mostrado en la (Figura 5.12), sugiere que los contornos presentan un comportamiento irregular con diferentes orientaciones, debido a anomalías de onda corta de gran interés geológico. En la parte superior su orientación se encuentra aproximadamente N30°E. La respuesta gravimétrica se asocia, la respuesta se asocia, empezando desde Barinas con la expresión de las estribaciones del sur con el alineamiento de la Falla de Caparo (Audermard et., al, 2000), siendo esta paralela al sistema de falla de Boconó en la parte suroeste (Bermúdez et., al 2010); con el corrimiento de Cerro azul presentado como levantamiento sedimentario cretácico a neógenas (Río Negro, Colón, Mito Juan), con una máximo relativo con valores entre los (10 a 15) mGal, con un alto gradiente igual a 1 mGal/km, , posterior se encuentra la expresión el graben de Uribante con la fallas como Uribante y Caparo (Audemard et., al, 2000), expresado como un adelgazamiento litosférico con presencia de rocas intrusivas paleozoicas asociado a valores entre (-3.5 a -5.5) mGal aproximadamente, , por la misma línea un mínimo relativo asociado sedimentos metamórficos de edad Carbonífera (Mucuchachí) con valores de (-8 a -13) mGal, presentan un gradiente de valor 0.75 mGal/km; se presenta otro máximo relativo dominado por el gran sistema de fallas de Boconó, El sistema de fallas de Boconó se expresa en la superficie por escarpes y valles alineados y que divide a los Andes Venezolanos de forma casi simétrica, específicamente en los Andes de Mérida (Bermúdez et., al 2010); donde fallas ramificadas como Lagunillas y San Juan provocan esfuerzos distensivos formando la cuenca pull-apart “Las González“, estas ramificaciones constituyen parte del sistema de fallas de Boconó, por su variación estructural a escala kilométrica presente la transtensión (Audermard et., al, 2002), con la existencia de vertientes hidrográficas del Río Chama, existe una depositación activa de rocas intrusivas y formaciones sedimentarias (Paleozoicas y Cretácicas) con valores de (10 a 15) mGal con un gradiente suave de 0.3125 mGal/km, un mínimo asociado a la cuenca “foredeep de Mérida” con unos valores (-5.5 a -9) mGal con formaciones sedimentarias Cenozoicas con una expresión leve de la Falla de Icotea (Audemard et al., 2002) que corta y se pierde , aunque converge con la de Boconó cerca de la ciudad de El Vigía (Bermúdez et al., 2013); presentando un valor de gradiente igual a 0.83 mGal/km, por último la expresión de la Mesa Bolívar consecuencia de los movimientos tempranos del sistema de Fallas de Icotea,

tiene valores de anomalías (1 a 15) mGal , con presencia sedimentos terciarios (Isnotú), asociada a un gradiente suave de 0.5 mGal/km.

➤ **Deconvolucion de Euler**

La Deconvolución de Euler mostrada en la Figura 5.13, fue otro método que permitió determinar las profundidades de las fuentes someras y profundas, La geología general a lo largo del perfil está regida por zonas de contactos, fallas, corrimientos, grabens, fallas, contactos, cabalgamientos, depresiones, terrazas aluviales y una gran estructura montañosa, las soluciones de Euler arrojadas por el programa Oasis Montaj, permitieron descartar los índices estructurales,(Tabla 4.7), entre (0 a 2), en donde los índices entre 0.8 a 1.2, fueron los más representativos a la respuesta gravimétrica, utilizando también un rango de ventanas de 5,10,15 puntos (15, 27 y 40 km). Las agrupaciones expuestas en el mapa de AB para cada solución representan las estructuras responsables de la expresión gravimétrica del perfil, ver (Figura 5.13). Para entender mejor la aplicación de algunos índices estructurales y ventanas utilizados, se resume en la (Tabla 5.6), los diferentes parámetros utilizados.

Tabla 5.6. Índices estructurales y ventanas utilizadas en la Deconvolución de Euler.

N - WS	Núm. de Soluciones	Mín. (m)	Max. (m)	Media(m)	Sd (m)
0-5	527	-15843.27	37646.62	14112.63154	9657.893465
0-10	306	-3816.69	35541.2	11974.70863	8264.132761
0-15	106	-4939.58	24132.44	11088.37538	6865.72517
1-5	527	-15502.87	44119.88	16121.22861	9117.607306
1-10	434	2992.07	40501.73	13483.07009	6448.270612
1-15	184	3018.84	41281.11	14106.77212	8908.089791
0.8-15	527	-14221.95	47270.37	14954.8656	8789.200054
0.9-15	527	-14862.41	44164.59	15635.29896	8986.0001
1.1-15	527	-16143.33	45824.13	16542.83899	9490.136497
1.2-15	176	3509.93	41239.08	14656.98619	8815.65184
1.5-15	513	-18705.16	48370.24	18093.72058	9949.277823

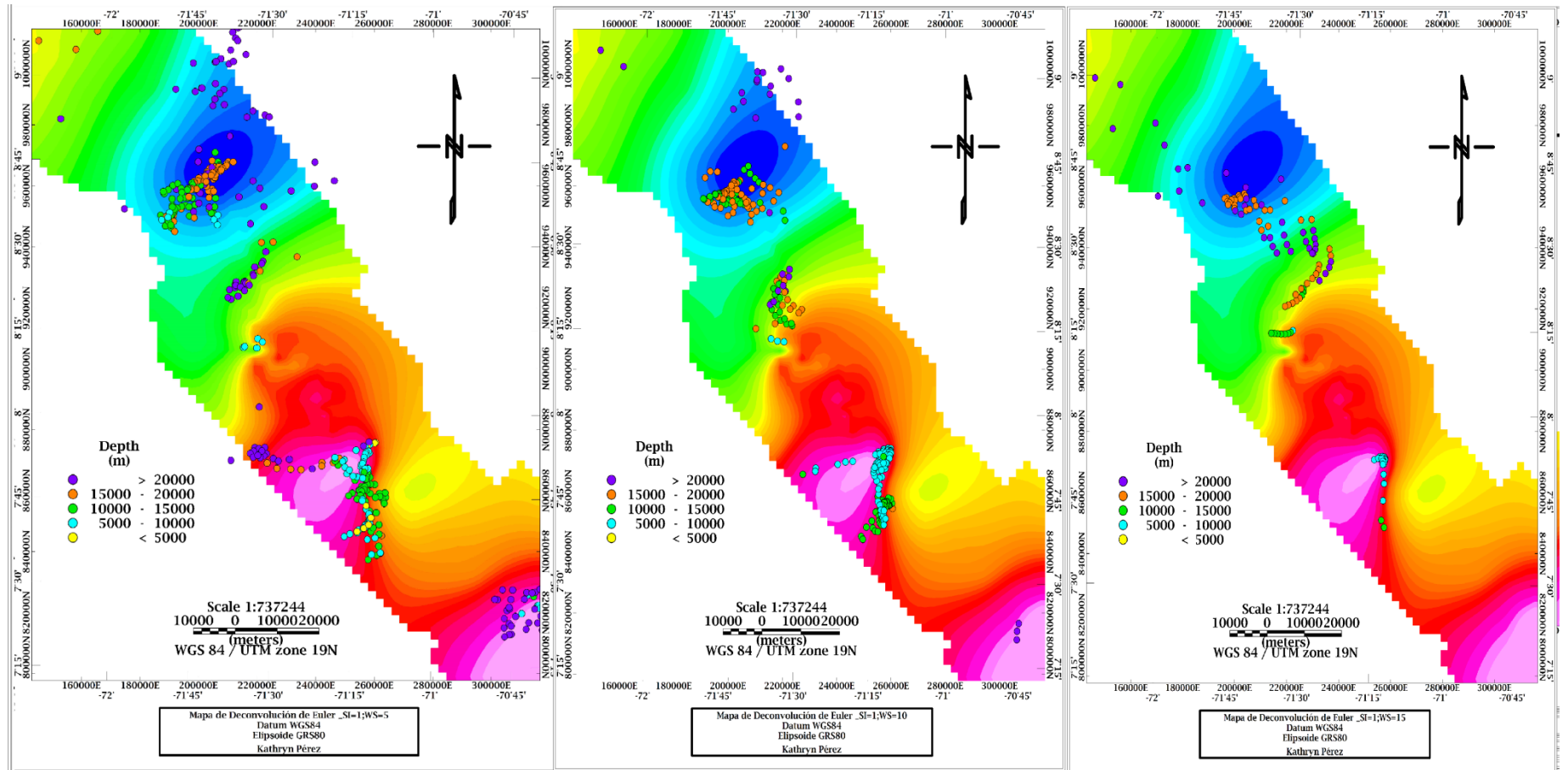


Figura 5.13. Mapas de Deconvolución de Euler para un índice estructural $N=1$ y $WS=5,10,15$.

Para la Figura 5.13), se generaron mapas de deconvolución de Euler, para un índice estructural igual 1, a diferentes tamaños de ventana ofrecidas por el algoritmo *Oasis Meontaj*, para lo cual se pudo asociar las profundidades observadas para cada mapa con una interface, nota: se realizó para cada índice estructural entero y decimal al igual que para todos los tamaños de ventana. Los puntos de color amarillo detallan profundidades menores a 5000 m, los turquesa entre (5000 – 10000) m, los verdes entre (10000 – 15000) m, los anaranjados (15000 – 20000) m, y los morados mayores a 20000 m. De izquierda a derecha, desde el WS=5 a WS=15, para un índice estructural 1. Para el mapa de izquierda se observan mayores aglomeraciones y puntos de observación, desde el noroeste los valores de profundidad están para mayores a 10000 m hasta aproximadamente 20000 m, esto asociado al basamento andino paleozoico y a la discontinuidad de Conrad, para la zona central hacia el flanco surandino se observan valores de todos los rangos, representado posiblemente a la forma del basamento, a la discontinuidad entre las corteza inferior y superior y a la presencia de bloques montañosos como sierra Nevada; ya al sureste se observa la presencia de la discontinuidad de Conrad, este se observaron varias interfaces, a medida que aumento el tamaño ventana, las soluciones son menores, me estoy alejando de la distribución de mis datos, sin embargo, en el mapa se siguen percibiendo interfaces. Para el mapa central, los valores mayores a 5000 m, en la parte central se acentúa con mayores aglomeraciones de soluciones de bloque sierra Nevada y basamento andino y al sureste no hay expresión pero al noroeste se visualizan valores de profundidad asociados al basamento y a la discontinuidad entre cortezas. Para el último, la expresión es 70% hacia el noroeste con valores de profundidad ubicados a interface profunda e intermedia, en otras palabras, profundidades entre discontinuidad y el basamento igneo-metamórfico.

➤ **Comparación de perfiles de anomalías de Bouguer (Figura 5.14) vs (Figura 1.5) El modelo cortical de los Andes Sur y Norte (Colleta et al., 1997).**

La expresión gravimétrica de los Andes de Mérida se ve diversificada por una serie de estructuras asociadas a contrastes de densidad significativos. La estructura de flor positiva y sección cortical de los Andes de Mérida (Colleta et al., 1997), se relaciona de forma coherente con la respuesta expuesta en la Figura 5.14, por medio de diversos bloques; de la forma siguiente: en el sur-este se presume la evidencia del corrimiento de cerro azul

como un levantamiento del basamento metamórfico, en donde este cabalga hacia el norte, ahora luego, el bloque de la Sierra Nevada se eleva y cabalga hacia el sur, dejando en el centro entre los bloques de Sierra Nevada y Cerro Azul una depresión o ventana tectónica en donde se expone el basamento andino, perteneciendo este al Bloque Caparo, el cual está por debajo de los dos bloques mencionados anteriormente, en otras palabras, este último bloque resiste el cabalgamiento y retro-cabalgamiento de los bloques antes mencionados. El bloque Caparo es truncado por el sistema de fallas de Boconó, provocando una expresión regional en AB, posterior observamos el mismo sistema que separa a dos grandes elevaciones montañosas como lo Sierra Nevada y Culata, el foredeep de Mérida es una cuenca individualizada o remanente aislada del sistema; es una depresión situada delante de divergencia asimétrica de los Andes de Mérida, dominada por fallas compresionales (Summa et., al, 2003), y es evidencia del desplazamiento noroeste de la raíz de la cadena andina, la cual pudo haber sufrido algún tipo de flexión y la subsidencia activa de la cuenca también con un comportamiento regional en AB, finalizando al noroeste con el asomo del basamento de la cuenca de Maracaibo.

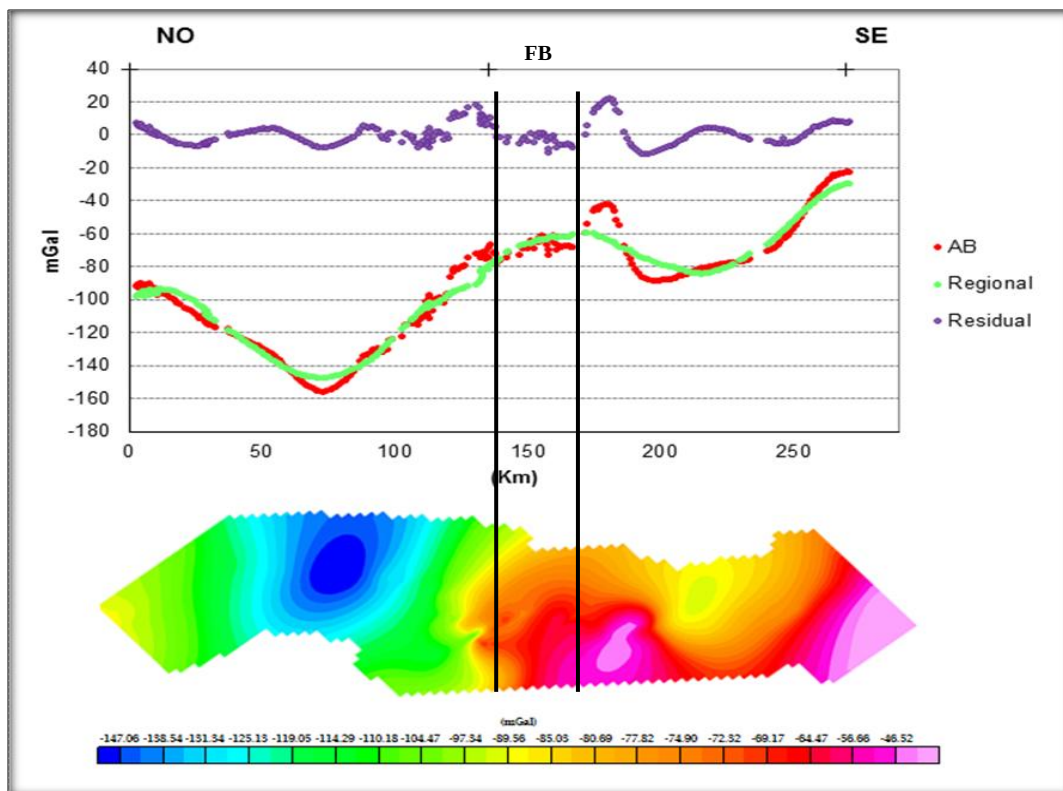


Figura 5.14. Comparación de perfiles de anomalías de Bouguer.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los resultados obtenidos y la interpretación realizada, se han planteado las siguientes conclusiones:

En el mapa de anomalía de Bouguer, se identifican estructuras que correlacionan geológicamente con: el Bloque de Cerro Azul y Caparo, Sierra Nevada y La Culata y la depresión o “foredeep de Mérida”. Los valores presentes en el mapa de anomalía de Bouguer oscilan entre -37 y -150 mGal. La variación en los gradientes del flanco norte y sur están asociados a modificaciones en el basamento andino.

Los valores de anomalía de Aire libre se encuentran entre 160 y -160 mGal. Los mapas de AAL y topográfico muestran que los máximos gravimétrico correlacionan con las máximas alturas asociados a los Andes de Mérida. Específicamente, en la Sierra Nevada y la sierra de La Culata; los valores medios de AAL se pueden asociar al corrimiento de cerro azul y al graben de Uribante; los mínimos gravimétricos se asocian a mínimas alturas y están localizados principalmente sobre el “foredeep de Mérida”. Esta relación gravedad-altura es también observada en la AB.

Los espectros radiales de potencia promedio mostraron que existen tres interfaces principales. La interface más profunda identificada se asocia a la discontinuidad de Conrad, localizada a 20 km. La interface intermedia localizada a una profundidad aproximada de 10 km, relacionada al basamento paleozoico (ígneo-metamórfico) de Andes de Mérida. La interface más somera o superficial está asociada a bloques sedimentarios, elevaciones montañosas y formaciones sedimentarias de valor igual a 4 km.

El mapa de anomalía regional muestra y enfatiza las principales anomalías regionales observadas en el mapa de AB. Las anomalías sobre el Bloque de Cerro Azul y Caparo se definen de forma más suavizadas, debido a que no existen anomalías residuales que las distorsionen. De forma similar, ocurre con las anomalías de Sierra La Culata y la depresión o “foredeep de Mérida”.

En el mapa de anomalía residual se identificaron anomalías producidas por fuentes superficiales que no son fácilmente visibles en el mapa de AB. Los valores presentes en el mapa de anomalía residual varían entre -14 a 15 mGal. Las anomalías se encuentran definidas por cuerpos litológicos y estructurales muy variables, con alto contraste de densidad, como por ejemplo, el corrimiento de Cerro Azul, el graben de Uribante, formaciones Quinta y Caparo, la cuenca pull-apart “Las González”, formaciones sedimentarias terciarias y la estribación de la Mesa Bolívar.

Las soluciones de la deconvolución de Euler determinaron varias profundidades. Los valores más someros varían entre 5 y 10 km, asociados a bloques como sierra Nevada y La Culata. Los valores intermedios varían entre valores 10 – 20 km, están asociados al basamento andino, y una interface profunda asociada a la expresión de la raíz andina con el foredeep de Mérida. Las máximas profundidades estimadas (entre 20 y 50 km), están asociadas, principalmente, a la discontinuidad entre corteza superior – inferior.

➤ **Recomendaciones**

Aumentar la adquisición de datos en el área de estudio. Lo que permitiría obtener una mejor resolución de la respuesta gravimétrica y mejorar los análisis realizados mediante el espectro de potencia, y deconvolución de Euler.

Incluir datos gravimétricos satelitales al estudio realizado. Los cual permitirá disponer de un mayor número de datos de la zona de estudio, incrementar la identificación de mayores estructuras profundas ya que estos contienen longitudes de ondas largas, permitiendo aislar el ámbito tectónico local del regional.

Realizar la integración de los resultados obtenidos con otros métodos geofísicos. Como por ejemplo: estudios de sismica profunda, con estimaciones de las profundidades de discontinuidades presentes en el subsuelo y de las variaciones de las velocidades sísmicas para tener una visión más clara sobre el comportamiento y variaciones de densidad de estructuras que modifican los valores de anomalía de Bouguer. Adicionalmente, También, incorporando sondeos electromagnéticos.

Generar un modelo gravimétrico – geológico de la zona de estudio. Lo cual ayudaría a comprender la geometría y distribución de las estructuras profundas y someras.

Ampliar la adquisición de datos gravimétricos en toda Venezuela. Lo que ayudaría a generar una red gravimétrica nacional más precisa. Además, de permitir revelar, confirmar o reconocer a nivel nacional las estructuras geológicas y demás formaciones.

Efectuar un levantamiento de datos magnéticos en el Perfil Andes Sur, de manera de poder calibrar, optimizar y relacionar las estructuras superficiales y su respuesta al campo magnético para poder generar modelos con este tipo de información.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Alatorre-Zamora, M. A., Rosas-Elguera, J., Pérez-Rodríguez, G., Campos-Enríquez, J. O., & Maciel-Flores, R. (2012). Contribucion de la deconvolución de euler y la señal analítica en 3d al análisis de riesgos por fallas en el graben de valle de banderas. *e-Gnosis*, 10, 1-31.
- [2] Arce, R. (2001). Interpolación Espacial. Guía. Escuela de Geografia. Universidad de Costa Rica Costa rica.
- [3] Arnaiz-Rodriguez, M. S., Rodriguez-Milian, I., & Audemard, F. (2011). Gravimetric and flexural analysis of western Venezuela. *revista mexicana de ciencias geologicas*, 28(3), 420-438.
- [4] Arnaiz-Rodríguez, M. S., & Audemard, F. (2014). Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo Block. *Journal of South American Earth Sciences*.
- [5] Audemard, F. (1992a). Tectonics of western Venezuela. (Ph.D), Rice University, Texas,EEUU. (9234409)
- [6] Audemard, F. A., M. N. Machette, J. W. Cox, R. L. Dart, and K. M. Haller (2000), Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions, U.S Geol. Surv. Open File Rep., 00-018.
- [7] Audemard, F. E., & Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1), 299-327.
- [8] Audemard, F. E., & Audemard, F. A. (2002a). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1–4), 299-327. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- [9] Bejarano, C. (2000). Sequence Analysis and Sedimentology of the Gobernador Formation, Barinas Basin, Venezuela. 26.
- [1] Bermudez, M. A. (2009). Exhumation cénozoïque dans les Andes vénézuéliennes: apport de la thermochronologie par traces de fission. (PhD), Université Joseph Fourier-Grenoble I Francia.
- [2] Bermúdez, M. A., Kohn, B. P., Van Der Beek, P. A., Bernet, M., O’Sullivan, P. B., & Shagam, R. (2010). Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics. *Tectonics*, 29(5).
- [3] Bermúdez, M. A., Van Der Beek, P., & Bernet, M. (2011). Asynchronous Miocene–Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes. *Geology*, 39(2), 139-142.

- [4] Bermúdez, M. A., van der Beek, P. A., & Bernet, M. (2013). Strong tectonic and weak climatic control on exhumation rates in the Venezuelan Andes. *Lithosphere*, 5(1), 3-16.
- [5] Bonvalot, S., Diament, M., & Gabalda, G. (1998). Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones. *Geophysical Journal International*, 135(2), 470-494.
- [6] Burrough, P. A., McDonnell, R., Burrough, P. A., & McDonnell, R. (1998). *Principles of geographical information systems* (Vol. 333): Oxford university press Oxford.
- [7] Carlos, O. (2008). *Modelado estructural por medio del analisis de flexion de placas en la region nor-occidental de venezuela*. (Pregrado), Universidad Central de Venezuela Venezuela
- [8] Casas, B. L. J. H. (2004). *Modelado geodinámico integrado de la cuenca Barinas-Apure y los Andes de Mérida, Estado Barinas*. (Ingeniero Geofísico), Universidad Simón Bolívar, Sartenejas.
- [9] Castillo, A. J. S. (2009). *Métodos Estadísticos con R y R Commander*. Dpto de Estadística e Investigación Operativa. Universidad de Jaén.
- [10] Chacín, L., Jácome, M. I., & Izarra, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas–Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405(1), 155-167.
- [11] Chapin, D. A., 1996a, The theory of the Bouguer gravity anomaly: A tutorial: The Leading Edge, 15, 361–363.———, 1996b, A deterministic approach toward isostatic gravityresiduals — A case study from South America: *Geophysics*, 61,1022–1033.
- [12] Cediél, F., Shaw, R. P., & Cceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean block. *Tectonics*, Memoir 79, 815– 848.
- [13] Cheng, R., & Francisco, J. (2011). *Reinterpretación petrofísica de las arenas basales de la formación paují y fm. misoa del campo barúa, cuenca del lago de maracaibo, edo. zulía*. (Pregrado), Universidad Central de Venezuela Venezuela
- [14] Colletta, B., Roure, F., Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., & Gou, Y. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16(5), 777-794.
- [15] Colmenares, L., and M. D. Zoback (2003), Stress field and seismotectonics of northern South America, *Geology*, 31, 721–724.
- [16] De Toni, B., & Kellogg, J. (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 12(6), 1393-1409.

- [17] Díaz, P., & Fernández, P. (2001). Determinación del tamaño muestral para calcular la significación del coeficiente de correlación lineal. *Metodología de la Investigación*, 1, 6.
- [18] Diebold, J., & Driscoll, N. (1999). New insights on the formation of the Caribbean basalt province revealed by multichannel seismic images of volcanic structures in the Venezuelan Basin. *Sedimentary Basins of the World*, 4, 561-589.
- [19] 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.
- [20] Duerto, L., Escalona, A., & Mann, P. (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG bulletin*, 90(4), 505-528.
- [21] Entombo-Bosala, M. (2013). Estudio de la exactitud de los modelos digitales del terreno (MDT). *Ciencia & Futuro*, 3(4), 1-17.
- [22] Estrada, L. A. (2012). Cátedra de Geofísica - Clases de Prospección Gravimétrica. Argentina: Geofísica – FACET – UNT.
- [23] Folinsbee, R. A. (1972). The gravity field and plate boundaries in Venezuela. (Ph.D), Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, EEUU.
- [24] Giunta, G., & Orioli, S. (2011). The Caribbean Plate Evolution: Trying to Resolve a Very Complicated Tectonic Puzzle. 10.
- [25] González de Juana, C. G., de Arozena, J. M. I., & Cadillat, X. P. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas* (Vol. 2): Foninves.
- [26] Guzmán, O., Vassallo, R., Audemard, F., Mugnier, J.-L., Oropeza, J., Yepez, S., Carrillo, E. (2013). ¹⁰Be dating of river terraces of Santo Domingo river, on Southeastern flank of the Mérida Andes, Venezuela: Tectonic and climatic implications. *Journal of South American earth sciences*, 48(0), 85-96. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.09.004>.
- [27] Hargraves, R., & Shagam, R. (1969). Paleomagnetic study of La Quinta formation, venezuela. *AAPG Bulletin*, 53(3), 537-552.
- [28] Hildenbrand, T.G., Briesacher, A., Flanagan, G., Hinze, W.J., Hittelman, A.M., Keller, G.R., Kucks, R.P., Plouff, D., Roest, W., Seeley, J., Smith, D.A., and Webring, M., 2002, Rationale and Operational Plan to Upgrade the U.S. Gravity Database: U.S. Geological Survey Open-File Report 02-463, 12 p.
- [29] Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Kellogg, J. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70(4), J25-J32.

- [30] Hospers, J., & van Wijnen, J. C. (1959). The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins: Noord-Hollandsche Uitg. Mij.
- [31] Huerta, E., Mangiaterra, A., & Noguera, G. (2005). GPS: posicionamiento satelital. Argentina.
- [32] Jacoby, W., & Smilde, P. L. (2009). Gravity interpretation (Vol. 1). Verlag Berlin Heidelberg, Germany: Springer.
- [33] Jácome, M.I., Audemard, F.E., Gratero, V., 1995. A Seismic, Gravimetric and Geologic Interpretation of a Transandean profile across the Venezuelan Andes. I Congreso Latinoamericano de Geofísica, Río de Janeiro, Brasil, pp. 15-18.
- [34] James, K. (2006). Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin. *Geologica Acta*, 4(1-2), 279.
- [35] James, K. H. (2007). The Caribbean Ocean Plateau-An Overview, and a Different Understanding. From website <http://www.mantleplumes.org> (last accessed August 2013).
- [36] Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2009). An introduction to geophysical exploration (3era. ed.). Berlin, Germany John Wiley & Sons.
- [37] Kellogg, J. N., & Bonini, W. E. (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276.
- [38] Kohn, B., Shagam, R., Banks, P., & Burkley, L. (1984). Mesozoic-Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. *Geological Society of America Memoirs*, 162, 365-384.
- [39] LaFehr, T.R., 1991, An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction: *Geophysics*, v. 56, no. 8, p. 1179-1184.
- [40] Lowrie, W. (2007a). Fundamentals of geophysics (Vol. 978-0-521-85902-8). Swiss Federal University (ETH), Zürich: Cambridge University Press.
- [41] Li, X., & Götze, H.-J. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66(6), 1660-1668.
- [42] Lugo J. y Mann, P. (1992). Colision Oblicua y Formación de una Cuenca Foreland Durante El Paleoceno Tardío al Eoceno Medio Cuenca de Maracaibo. *Actas de las de las secciones científicas . VII Congreso Latinoamericano de Geología*. Tomo 4 Salamanca.
- [43] Mann, P., Escalona, A., & Castillo, M. V. (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90(4), 445-477.

- [44] Martín, A., Anquela, A., Padín, J., & Berné, J. (2009). Hacia una nueva era en la determinación de modelos de geoide. Análisis del nuevo modelo geopotencial global EGM2008. Valencia , España: Setmana Geomàtica Internacional. Barcelona.
- [45] Martinez, A., (1976) Cronología del Petróleo Venezolano. Foninves, Ed. Ciencia y Petróleo, Caracas, 349.
- [46] Medina, O., 2009. Estimación de espesor elástico efectivo de la litosfera en zonas de cuencas antepaís: Cuenca Barinas e Apure. M.Sc. thesis. Universidad Simon. Bolívar, p. 236.
- [47] Monod, B., Dhont, D., & Hervouët, Y. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490(1), 123-135.
- [48] Moritz, H. (1980). Geodetic reference system 1980. *Journal of Geodesy*, 54(3), 395-405.
- [49] Pasteka R., 2001: Comment on the structural index used in Euler deconvolution for the step structure in gravimetry. Extended abstracts from EAGE 63rd Conference and technical exhibition, Amsterdam, P-211, 4 pp.
- [50] Pérez, M. (2011). Análisis geofísico integrado en la región de Guareto al noreste del Estado Bolívar. (Pregrado), Universidad Central de Venezuela Venezuela
- [51] Perez, O. J., Bilham, R., Sequera, M., Molina, L., Gavotti, P., Codallo, H., Guzman, M. (2011). GPS derived velocity field in Western Venezuela: dextral shear component associated to the Boconó fault and convergent component normal to the Andes. *Interciencia*, 36(1), 39-44.
- [52] Pindell, J. L., & Barrett, S. F. (1990). Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. *The Caribbean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. H, H, 405-432.
- [53] Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bulletin*, 40(3), 457-476.
- [54] Rod, E., Jefferson, C., Von Der Osten, E., Mullen, R., Graves, G., 1958. The determination of the Bocono fault. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo* 1 (1-6), pp. 69-100.
- [55] Sánchez, M., Audemard, F., Giraldo, C., & Ruiz, F. (1994). Interpretación sísmica y gravimétrica de un perfil a través de los Andes venezolanos. Paper presented at the VII Congreso Venezolano de Geofísica: Caracas, Venezuela, Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos.
- [56] Schubert, C., 1984, The Pleistocene and Recent extent of the glaciers of the Sierra Nevada de Merida, Venezuela, v. 18, p. 269–278.
- [57] Scintrex Limited, 2009. CG5 Scintrex autograv system Operation Manual, Scintrex Limited, Concord, Ont., Canada, pp 311.

- [58] Sebastián, P., & Miguel, A. (1997). Historia de la Gravedad Cuántica. Formula 4, 235-252.
- [59] Sobrino, J. A. S., Mourón, A. D., & Fernández, A. B. (2009). El nuevo modelo de Geoide para España EGM08-REDNAR. Topografía y cartografía: Revista del Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía, 26(155), 4-16.
- [60] Sullivan, J., 1998. Curso de Geoestadística para Minería II. Gerencia de Planificación y Tecnología Minera. Chile. pp 54.
- [61] Summa, L., Goodman, E., Richardson, M., Norton, I., & Green, A. (2003). Hydrocarbon systems of Northeastern Venezuela: plate through molecular scale-analysis of the genesis and evolution of the Eastern Venezuela Basin. Marine and petroleum geology, 20(3), 323-349.
- [62] Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics, 19(5), 787-813.
- [63] Tarbuck, E. y F. Lutgens (2003). Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física. Madrid: Prentice Hall.
- [64] Telford, W. M., & Sheriff, R. E. (1990a). Applied geophysics (Vol. 1): Cambridge university press.
- [65] Thompson D. T., 1982: EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics 47, 31–37.
- [66] Urbina, P., & Eros, R. (2001). Determinación de registros pseudo sísmicos a partir de registros de resistividad en los campos barúa, motatán y tomoporo. (Pregrado), Universidad Central de Venezuela Venezuela
- [67] Viscarret, P. 2009. Geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes, con énfasis en la petrología de las rocas graníticas. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería. Tesis doctoral. 2 vol. + 11 mapas. Reimpreso en: Geos, UCV, Caracas, 41, (en prensa).
- [68] Yoris, F., & Ostos, M. (1997). Geología de Venezuela. WEB. Evaluación de Pozos. Schumberger, Sureco, Caracas, 3-44.
- [69] Zurita Lozada, P. J. (2012). SIG aplicado al cálculo de los valores de altura ortométrica usando un modelo de ondulación geoidal para el Distrito Metropolitano de Quito, Ecuador. (Maestría en Sistemas de Información Geográfica), Universidad San Francisco de Quito, Quito.

APÈNDICE

Apèndice 1. Calibración realizada al gravímetro CG5 (INTEVEP).

