

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS
GRAVIMÉTRICOS EN EL MACIZO MONTAÑOSO DE EL
ÁVILA**

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Bra. Alondra Ch. Suárez Rodríguez
Para optar por el título de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2021

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS
GRAVIMÉTRICOS EN EL MACIZO MONTAÑOSO DE EL
ÁVILA**

Tutora Académica: Dra. Nuris Orihuela

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Bra. Alondra Ch. Suárez Rodríguez
Para optar por el título de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2021

Caracas, Marzo de 2021

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bra. Suárez Rodríguez Alondra Ch., titulado:

**“PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS
EN EL MACIZO MONTAÑOSO DE EL
ÁVILA”**

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

Prof. Inírida Rodríguez

Jurado

Prof. Michael Schmitz

Jurado

Dra. Nuris Orihuela

Tutor académico

AGRADECIMIENTOS

A la Nación Venezolana por financiar mi formación académica en todos los niveles del sistema educativo regidos en el país.

A mis padres, Dilcia Rodríguez y José Gregorio Suárez, quienes me acompañaron en la culminación no solo de esta etapa, sino también de todas y cada una de las que me he enfrentado a lo largo de toda mi vida. Sin ustedes, no hubiera tenido las herramientas necesarias para superar con éxito cada proyecto que me he propuesto.

A mi tía, Narbi Rodríguez, por sus constantes regaños y consejos que han formado en mí una postura reflexiva en la toma de decisiones.

A mi hermano, José Alberto Suárez, quien con sus constantes palabras de aliento ha permitido que no desfallezca ante mis fracasos y simplemente lo vea como una nueva oportunidad para aprender.

A la Universidad Central de Venezuela y a los profesores de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, por trabajar arduamente en la formación de profesionales altamente calificados no solo en el área de las Geociencias, sino en diversas áreas de interés que impulsan el desarrollo de una sociedad.

A mi tutora, Dra. Nuris Orihuela, por su apoyo, consejos, conocimientos, paciencia, y por ser, indudablemente, una excelente profesional.

Suárez Rodríguez, Alondra Ch.

**PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS
GRAVIMÉTRICOS EN EL MACIZO MONTAÑOSO DE EL
ÁVILA**

**Tutor Académico: Dra. Nuris Orihuela. Trabajo Especial de Grado, U.C.V.
Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica (Departamento
de Geofísica). Año 2021, 135p.**

Palabras claves: Gravimetría, Macizo Montañoso El Ávila, napas de corrimiento, decollement.

RESUMEN

El presente estudio tuvo como objetivo principal caracterizar geológicamente el subsuelo del macizo montañoso de El Ávila, a partir de la interpretación de datos gravimétricos. Para ello, se organizó una base de datos gravimétricos a partir del procesamiento de datos terrestres y de modelos combinados de la zona de estudio; luego, se compararon dichos datos por medio del análisis estadístico descriptivo para el descarte de mediciones gravimétricas consideradas erróneas; seguidamente, se establecieron profundidades de influencia de las formaciones geológicas empleando el análisis espectral de los datos obtenidos de la zona de interés; posteriormente, se elaboraron mapas gravimétricos de la zona de estudio mediante la combinación y selección de escalas de datos gravimétricos terrestres y de modelos combinados; y finalmente, se generaron modelos estructurales del subsuelo mediante el análisis integrado de mapas de anomalías gravimétricas. A partir del análisis de resultados se delimitó que el macizo montañoso El Ávila presenta una distribución predominante de bloques sucesivos de rocas escalonadas, las cuales están regidas por un marco tectónico de esfuerzos transpresivos, que generan un patrón complejo de estructuras geológicas. Dichas estructuras están controladas mayoritariamente por las fallas de San Sebastián, Macuto y Ávila, junto con otras fallas intermedias en sentido vertical y oblicuo.

ÍNDICE DE CAPÍTULOS

	Página
RESUMEN	iv
ÍNDICE DE CAPÍTULOS	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABLAS	x
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO	3
I. EL PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN	3
Planteamiento del problema	3
Objetivos	4
<i>General</i>	4
<i>Específicos</i>	4
Ubicación del área de estudio	5
Importancia de la investigación	5
Antecedentes de la investigación	6
II. MARCO GEOLÓGICO Y TEÓRICO	10
MARCO GEOLÓGICO	10
Región Caribe	10
<i>Evolución de la Placa Caribe</i>	10
<i>Provincias de la Placa Caribe</i>	11
<i>Configuración regional de la Placa Caribe</i>	12
Norte de Suramérica (Venezuela)	14
Sistema Montañoso del Caribe	15
<i>Cordillera de la Costa</i>	16
<i>Macizo Rocoso de El Ávila</i>	20
<i>Basamento rocoso</i>	23
MARCO TEÓRICO	23
Métodos Gravimétricos	23
<i>Teoría de gravedad</i>	23

	Página
<i>Reducciones de la gravedad</i>	27
<i>Anomalías de gravedad</i>	35
<i>Análisis preliminar de datos gravimétricos</i>	36
<i>Interpretación de anomalías</i>	42
III. MARCO METODOLÓGICO	48
Recopilación de información	49
Procesamiento de los datos	51
<i>Correcciones de segundo orden</i>	51
<i>Cálculo de anomalías gravimétricas</i>	56
<i>Validación estadística</i>	56
<i>Construcción de mapas gravimétricos</i>	58
<i>Construcción de modelos geológicos-estructurales</i>	62
IV. RESULTADOS Y ANÁLISIS	65
Validación Estadística	65
Mapas de anomalías gravimétricas	73
Separación regional-residual	75
Estimación de profundidades a partir espectro de frecuencias	81
Modelos gravimétricos-estructurales	82
CONCLUSIONES	95
REFERENCIAS	98
APÉNDICES	114
ANEXOS	134

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
FIGURAS	
1. Mapas de ubicación de la zona de estudio.	7
2.1 Localización de la Placa del Caribe	10
2.2 Límites de la Placa Caribe	11
2.3 Entorno geodinámico de la Placa del Caribe	13
2.4 Sistema Montañoso del Caribe	15
2.5 Subdivisión geográfica de Venezuela Norcentral	17
2.6. Fajas tectónicas de los macizos centrales de la Cordillera del Caribe	18
2.7 Distribución del Terreno Ávila	20
2.8 Distribución de las asociaciones metamórficas del Macizo El Ávila	21
2.9 Mapa de fallas cuaternarias del centro-norte de Venezuela	22
2.10 Comparación exagerada entre una esfera y una elipse de rotación (esferoide)	25
2.11 Ilustración de superficies: topográfica, elipsoidal y geoidal	26
2.12 Ilustración esquemática de la corrección de aire libre	29
2.13 Ilustración esquemática de la corrección de la placa de Bouguer	30
2.14 Anillos concéntricos utilizados en el cálculo de correcciones topográficas	33
2.15 Graticula de Hammer superpuestas en un mapa topográfico	34
2.16 Resumen de gráficos usados en el control estadístico de los datos	39
2.17 Diseño de filtro pasa banda	41
2.18 Diseño de filtro Butterworth	42
2.19 Función dependiente de la distancia	43
2.20 Estructura de una grilla o cuadrícula	43
2.21 Separación de anomalías de gravedad regional y residual	46
2.22 Espectro radial del mapa de anomalía de Bouguer	47
3.1 Representación esquemática de las fases del procesamiento e interpretación	48
3.2 Mapa de ubicación de las estaciones gravimétricas terrestres	50
3.3 Mapa de ubicación de estaciones derivados de modelos geopotenciales	51

	Página
3.4 Modelo de tabla de procesamiento para estaciones gravimétricas	52
3.5 Hoja de cálculo utilizada para la corrección topográfica local	53
3.6 Portal N.O.A.A, utilizado para generar el grid del modelo digital de elevación	55
3.7 Formato de archivo con información gravimétrica	57
3.8 Visualización de datos cargados	58
3.9 Selección de columnas de coordenadas a transformar	59
3.10 Asignación de mallado por método de interpolación de Kriging	60
3.11 Espectro de potencia promediado radialmente generado por Oasis Montaj	61
3.12 Selección de filtros para la separación regional-residual	61
3.13 Visualización de la ventana Create a GM-SYS model from a map profile.	63
3.14 Visualización de GM-SYS (Full View) con curvas a modelar y de Bouguer	64
4.1 Histogramas de Anomalía de Bouguer: terrestres y extraídos de modelos	67
4.2 Histograma de Anomalía de Bouguer de modelos geopotenciales	68
4.3 Gráficos normales Anomalía de Bouguer: terrestres y extraídos de modelos	69
4.4 Gráficos normales de Anomalía de Bouguer de modelos geopotenciales	69
4.5 Diagramas de cajas-bigotes y de violín de la Anomalía de Bouguer	70
4.6 Diagrama de Voronoi (o de Thiessen) de las anomalías de Bouguer terrestres	72
4.7 Mapa de Anomalía de Bouguer terrestre con interpolación Kriging	76
4.8 Mapa de Anomalía de Bouguer de modelo geopotenciales de origen satelital	77
4.9 Mapa de Anomalía de Bouguer extraído de modelos geopotenciales	78
4.10 Mapas de anomalía de Bouguer regional y residual de la zona de estudio	80
4.11 Espectro de potencia resultante de la anomalía de Bouguer en el área	82
4.12 Perfiles A-B, C-D y E-F sobre el mapa de Anomalía de Bouguer.	83
4.13 Perfil A-B sobre el mapa geológico de la zona de estudio	88
4.14 Modelo gravimétrico-estructural del perfil A-B.	89
4.15. Perfil C-D sobre el mapa geológico de la zona de estudio.	90
4.16 Modelo gravimétrico-estructural del perfil C-D.	91
4.17. Perfil E-F sobre el mapa geológico de la zona de estudio.	92

	Página
4.18 Modelo gravimétrico-estructural del perfil E-F.	93
A2.1 Mapa geológico de la zona de estudio	98

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
TABLAS	
2.1 Resumen de unidades presentes en Serranía del Interior (Cordillera de La Costa)	19
3.1 Valores de gravedad absoluta	50
3.2 Parámetros utilizados para la creación de mallados de corrección topográfica	55
4.1 Estadísticos básicos de las anomalías de Bouguer terrestres	66
4.2 Estadísticos básicos de las anomalías de Bouguer de modelos geopotenciales	66
4.3 Resultados y análisis de normalidad con prueba Lilliefors	71
4.4 Profundidades calculadas a partir de los espectros de frecuencias de AB	81
4.5 Unidades geológicas empleadas en la construcción de modelos gravimétricos	85
A1.1 Resumen de los trabajos geofísicos realizados en la Cordillera de la Costa	99
A2.1 Subdivisiones de la Cordillera de La Costa	103
A2.2 Secuencia estratigráfica de las formaciones geológicas relevantes	104
A3.1 Ubicación e identificación de estaciones gravimétricas terrestres del área.	108

INTRODUCCIÓN

En el país existen pocos estudios sobre la representación de modelos geológicos conceptuales de macizos rocosos en la que se integren datos gravimétricos terrestres y/o modelos combinados en la región centro- norte. Esto en parte debido a que algunas zonas de la región constituyen áreas protegidas (como el Parque Nacional Waraira Repano) en la que no es posible desarrollar actividades que impulsen el crecimiento económico de Venezuela, como lo es la exploración y explotación minera y/o petrolera.

Sin embargo, los recientes avances en la tecnología espaciales han dado paso al incesante aumento de la resolución espacial de datos gravimétricos derivados de modelos geopotenciales de origen satelital. Esto ha permitido que diversos investigadores de la geociencias auguren modelos cada vez más precisos, dando inicio a una nueva etapa en los estudios de gravedad en Venezuela.

El propósito de esta investigación consiste en la caracterización geológica del subsuelo del macizo montañoso de El Ávila empleando los datos gravimétricos actualizados a la Red Geocéntrica Venezolana (REGVEN), correlacionados con datos de modelos geopotenciales gravimétricos de origen satelital. Se pretende con esta información construir modelos geológicos estructurales que permitan el aumento de los conocimientos acerca de los atributos interrelacionados con la evolución geodinámica del límite norte de la placa sudamericana.

Este trabajo ha sido dividido en cuatro grandes partes. En la primera parte, se plantea el problema de investigación, sus objetivos, ubicación del área de estudio, importancia y antecedentes de la investigación. En la segunda parte, se describe de forma global y local la geología de la zona estudiada, partiendo de la geodinámica como contexto general y finalizando con una descripción estructural y litológica de las formaciones geológicas en estudio. Asimismo, se presenta una breve descripción de los fundamentos de los métodos gravimétricos, con especial énfasis en las reducciones, cálculo de anomalías, análisis preliminar de datos e interpretación de anomalías gravimétricas. Por otro lado, en la tercera parte se detalla la etapa de procesamiento de los datos gravimétricos obtenidos en campo y de los derivados de

modelos geopotenciales de origen satelital. En esta fase se hace un esquema de toda la etapa de procesamiento, describiendo los programas utilizados y los pasos que conllevó la obtención de los datos y cálculos realizados, hasta finalmente obtener como resultado las anomalías gravimétricas. Finalmente, en la cuarta parte, se realiza la interpretación de perfiles gravimétricos y la presentación de modelos estructurales del subsuelo mediante el análisis integrado de mapas de anomalías gravimétricas.

CAPÍTULO I

I. EL PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN

Planteamiento del problema

La Geofísica es una rama de las ciencias de la Tierra que se encarga del estudio del planeta a partir de la aplicación de métodos físicos. Dichos métodos responden a una serie de propiedades físicas de medios subterráneos, que pueden ser clasificados en métodos pasivos y en métodos activos. Entre los métodos pasivos se encuentran los métodos gravimétricos, los cuales se basan en la medición y análisis de variaciones del campo de gravedad terrestre (Castaing y Deblegia, 1992). Según Hinze *et al.* (2013), los métodos gravimétricos se han utilizado principalmente en la caracterización regional de la Tierra e identificación de regiones potencialmente favorables para la exploración de recursos y desarrollo de modelos (genéticos o de exploración) conceptuales.

Los modelos conceptuales muestran cuerpos o estructuras de límites abruptos y propiedades físicas uniformes (Musset y Aftab, 2000), que permiten delimitar las posibles geometrías y sucesiones de facies, que pueden ser incluidas en un escenario geológico. La realización de estos modelos posibilita el incremento del conocimiento de la morfología del macizo rocoso y su representación lo más fiel posible a la realidad (Bascuñán, 2009). Actualmente, en Venezuela existen pocos estudios sobre la representación de modelos geológicos conceptuales de macizos rocosos integrando datos gravimétricos terrestres y/o de modelos combinados en la región centro norte. Esto en parte debido que algunas zonas de la región constituyen áreas protegidas (como el Parque Nacional Waraira Repano) en la que no es posible desarrollar actividades que impulsen el crecimiento económico del país, como lo es la exploración y explotación minera y/o petrolera. De igual modo, los recientes avances en las tecnologías espaciales han dado inicio a una nueva etapa en los estudios de gravedad en el país (Garzón, 2010), en el cual se ha brindado información valiosa sobre las características geológico-estructurales del suelo. No obstante, el incesante aumento de la resolución espacial de los datos gravimétricos derivados de modelos geopotenciales de origen satelital ha permitido que diversos investigadores auguren

modelos geológicos cada vez más precisos, pero en la que se hace necesario complementar con datos terrestres para su posterior validación.

Entre los pocos estudios geofísicos que se han realizado en el macizo montañoso El Ávila con fines académicos, resalta el modelaje gravimétrico de un perfil en los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Edo. Vargas (Ruiz, 1989). En dicho proyecto, el autor realizó levantamientos gravimétricos en estaciones bases pertenecientes a la red de referencia denominada como Red Gravimétrica Nacional de Venezuela (RGNV70), primera red de referencia conceptualizada y ejecutada en el país por venezolanos (Orihuela, 2014). Dicha red de referencia presentaba poca estabilización del nivel de gravedad y de escala (Drewes *et al.*, 1991), lo que conllevó a un desplazamiento de 14,5 mGal de las estaciones bases y ordinarias en el proyecto de Ruiz (*op cit.*). Este desplazamiento en las estaciones (en una misma proporción) y el déficit en las alturas por la tecnología de la época condujo a interpretaciones deficientes de las estructuras geológicas presentes en la región central del Sistema Montañoso del Caribe.

El propósito de esta investigación consiste en la caracterización geológica del subsuelo del macizo montañoso de El Ávila empleando los datos gravimétricos actualizados a la Red Geocéntrica Venezolana (REGVEN) y correlacionándolos con datos de modelos geopotenciales gravimétricos de origen satelital, con el fin de construir modelos geológicos estructurales que posibiliten el aumento de los conocimientos acerca de los atributos geológicos esenciales interrelacionados con la evolución geodinámica del límite norte de la placa Sudamericana.

Objetivos

General

Caracterizar geológicamente el subsuelo del macizo montañoso de El Ávila, a partir de la interpretación de datos gravimétricos.

Específicos

- a) Conformar una base de datos gravimétricos a partir del procesamiento de datos terrestres y de modelos combinados de la zona de estudio.

- b) Comparar los datos gravimétricos terrestres y de modelos combinados del área de estudio por medio del análisis estadístico descriptivo para el descarte de mediciones gravimétricas consideradas erróneas.
- c) Establecer profundidades de influencia de las formaciones geológicas empleando el análisis espectral de los datos obtenidos de la zona de interés.
- d) Elaborar mapas gravimétricos de la zona de estudio mediante la combinación y selección de escalas de datos gravimétricos terrestres y de modelos combinados.
- e) Generar modelos estructurales del subsuelo mediante el análisis integrado de mapas de anomalías gravimétricas.

Ubicación del área de estudio

El macizo El Ávila se encuentra ubicado en la serranía del litoral de la Cordillera de la Costa. Se extiende a lo largo del Distrito Capital y en las regiones noroeste del estado Miranda y este del estado Vargas, a 2,9 km de la ciudad de Caracas. Limita al norte con el Mar Caribe; al sur con la ciudad de Caracas y los municipios Chacao, Sucre, Plaza, Zamora y Acevedo; al este el accidente geográfico Cabo Codera del municipio Brión; y al oeste con las cuencas de las quebradas Las Pailas -Tacagua y el abra topográfica de Tacagua. La ventana geográfica del área de estudio abarca 1.377,090 km² y está comprendida entre las coordenadas del vértice superior izquierdo e inferior derecho (716.615,6; 1.174.653,2) m. y (809.807,7; 1.159.876,3) m., respectivamente, referidas al Sistema de Coordenadas Universal Transverse Mercator (UTM) de huso 19N y georreferenciadas al geoide WGS84 (figura 1).

Importancia de la investigación

Este trabajo especial de grado permitirá proponer un modelo estructural del subsuelo del macizo rocoso mediante la integración de datos gravimétricos terrestres y provenientes de modelos geopotenciales de origen satelital, lo que constituirá un aporte para la comprensión de los atributos geológicos esenciales interrelacionados con la evolución geodinámica del límite norte de la placa Sudamericana. De igual

modo, el uso de datos derivados de modelos combinados de origen satelital posibilitará el cálculo del geoide de mejor ajuste en el área de estudio al ofrecer una disposición de base de datos de gravedad precisos y regulares.

Antecedentes de la investigación

Los primeros estudios realizados a nivel regional de la Cordillera de la Costa fueron los de Aguerrevere y Zuloaga (1937), quienes desarrollaron un estudio detallado de la región de Caracas y la Cordillera de la Costa. En su trabajo establecieron la nomenclatura geológica de la Cordillera de La Costa, con ligeras modificaciones en 1938 para adaptarse a las sugerencias de la Comisión de Nomenclatura establecida el año anterior (Urbani, 2018). Dicha clasificación tuvo como tipo litológico característico de la región el Augengneis de Peña de Mora, con características gnéicas, de edad Pre-Mesozoico y protolito de origen sedimentario (conglomerado) (Barboza y Rodríguez, 2001).

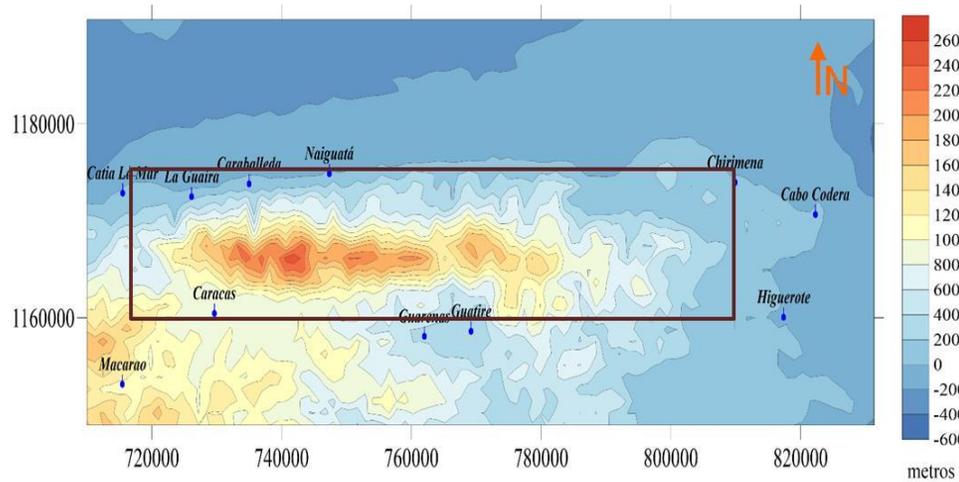
De acuerdo con Barboza y Rodríguez (*Ibidem*), estos autores definieron a la Cordillera de la Costa como un bloque epirogenético activo con peniplanaciones al este de Caracas, en la Serranía del Interior y en el tope de la Fila Maestra. Urbani *op cit.* señala que en esta área distinguieron separadamente a las rocas del macizo Ávila, de aquellas al sur de la falla del mismo nombre, cuya subdivisión es real pero no fue mencionado en el texto, a excepción de indicar que las rocas eran de un mayor grado metamórfico que atribuyeron a la cercanía de los cuerpos graníticos.

Puntualiza que incluyeron para el norte de la falla del Ávila: a) Augengneis de Peña de Mora; b) Cuerpos de “Ígneas básicas” (actualmente, Complejo Carayaca) en el camino de los Españoles y en la Alta Florida; y, c) Presencia de un cuerpo de “Ígneas ácidas” en el pico Naiguatá (hoy, Metagranito de Naiguatá). Mientras que, al sur de la falla cartografiaron su Serie Caracas de rocas metasedimentarias, con los actuales esquistos de Las Brisas y Las Mercedes. De igual modo, Urbani menciona que los autores presentaron una sección geológica desde Cabo Blanco hasta Villa de Cura, siendo muy semejante a lo que hoy en día es aceptado para el macizo El Ávila.

Universidad Central de Venezuela
 Facultad de Ingeniería
 Escuela de Geología, Minas y Geofísica
 Departamento de Geofísica

Tesista: Bra. Alondra Suárez

Procesamiento e Interpretación de datos gravimétricos en el Macizo Montañoso de El Ávila
Mapa de ubicación de área de estudio.



Curvas de nivel a intervalos de 200 m
 Proyección Mercator Transversal
 Datum: REGVEN Huso 19N

Escala 1 : 7874



Mapa producido a partir de la data de modelos combinados de origen satelital de OpenTopography

Legenda

- Área de estudio
- Curvas de nivel
- Ciudades

Situación relativa nacional y regional

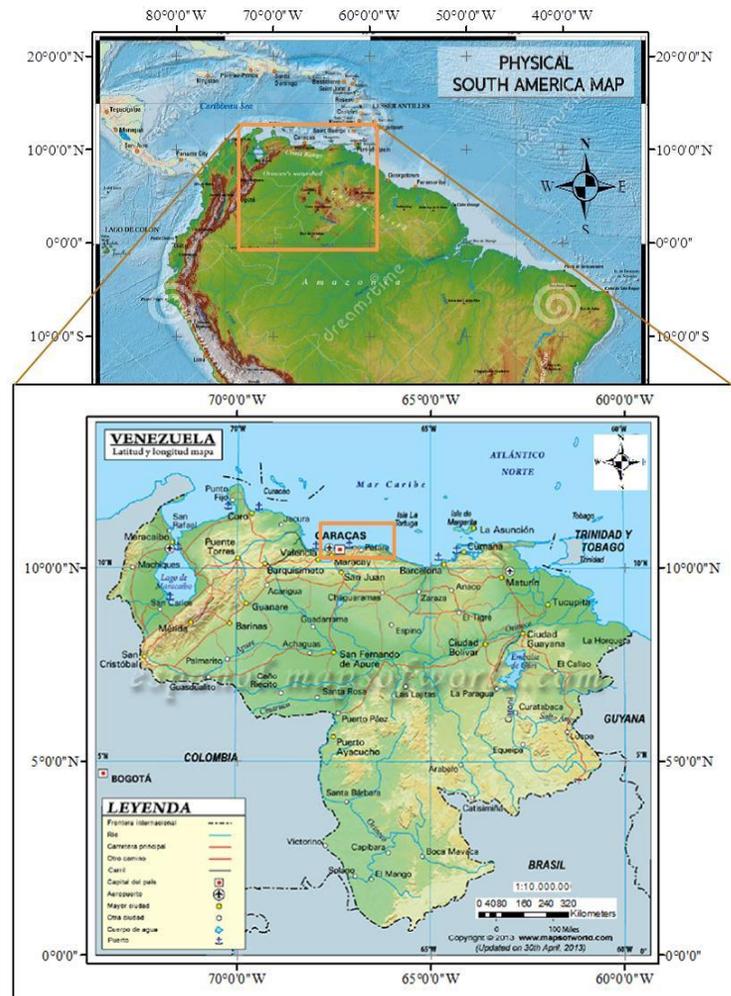


Figura 1. Mapas de ubicación de la zona de estudio. En el recuadro de la derecha se indica la situación relativa nacional y regional del área de interés.

Por otro lado, Dengo (1951) eleva a rango formacional al Augengneis de Peña de Mora y lo correlaciona con la Formación Las Brisas, postulando edad Mesozoica. Sostiene que en el declive norte de la Sierra El Ávila (específicamente en Picacho de Galipán) aflora paragneis granatífero, mientras que en las laderas del sur delimita que el gneis es bandeado. Asimismo, detalla que a lo largo de la zona de falla del Ávila el gneis se ha transformado a milonita.

Considera que el macizo El Ávila es un anticlinal que ha sido modificado por fallamientos posteriores. Define para esta zona tres tipos principales de fallas:

- (i) Fallas inversas de N45 ° E que buzanan hacia el sur, como la falla Curucutí. Según este autor, la falla Curucutí se ha observado en los cortes geológicos realizados en la antigua carretera Caracas-La Guaira, en exposiciones a lo largo del ferrocarril y en el valle del río Curucutí.
- (ii) Fallas con dirección N60°W y que buzanan entre 40° y 60° al suroeste, característico de la zona de falla Ávila. Dicha zona de falla comprende varias fallas que une la Sierra El Ávila con el sur, cuyas estructuras la mayoría atraviesan los flancos de la montaña. Entre estas fallas, se destaca la falla de Tacagua, la cual está dispuesta en “echelon” curvada hacia el este y se une otra falla de rumbo oeste-este.
- (iii) Falla con dirección casi este-oeste que buza hacia el norte en ángulos altos, típico de las zonas de fallas de Macuto. El autor menciona que la zonas de fallas de Macuto es el tipo de falla más reciente desarrollado en la región de Caracas, cuya estructura está mejor definida en las laderas norte del Macizo Ávila, cruzándose con fallas como Ávila y Cucurutí.

Es a partir de allí, que diversos investigadores y estudiantes de la Universidad Central de Venezuela durante las últimas cinco décadas comenzaron a interesarse en identificar a las rocas esquistosas del macizo El Ávila, por medio de artículos científicos y decenas de tesis de grado de cartografía geológica (pregrado, postgrado y trabajos de ascenso), la cual fue acelerado por la necesidad de establecer un ordenamiento territorial adecuado, y con ello evitar que se desencadenara eventos hidrometeorológicos futuros de gran magnitud como la catástrofe de Vargas de

diciembre de 1999 (Urbani, 2012). Entre los trabajos que se destacan se encuentra el Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa, el cual registra la cartografía geológica integrada y actualizada a escala 1:25.000 del flanco sur del macizo El Ávila (Urbani y Rodríguez, 2004) y su síntesis en el mapa geológico del país a escala 1:750.000 (Hackley *et al.*, 2006). De acuerdo con Urbani *op cit.*, dicho conocimiento permitió establecer a la rocas esquistosas del macizo como una unidad completamente distinta a Las Brisas, con características litológicas, metamórficas y de edad, distintas, hoy denominada Complejo San Julián. Recalca que la definición de este complejo fue factor clave para el desarrollo de la geología de la Serranía del Litoral.

A continuación, en la tabla A1.1 está la información de los trabajos geofísicos más relevantes realizados en la Cordillera de la Costa, con sus autores y fechas de publicación, ubicación de la ventana de estudio, métodos utilizados y resultados alcanzados. De allí, se desprende que:

- Los datos adquiridos por Orihuela y Ruiz (1990) formarán parte de los datos que serán utilizados en el TEG, normalizadas a la red de orden cero actual.
- Los resultados estimados por Orihuela (1997) podrán ser utilizados en el procesamiento de datos gravimétricos de la zona, al definirse un valor de densidad de reducción adecuado ($2,67 \text{ gr/cm}^3$) para el cálculo de la anomalía de Bouguer en el macizo rocoso de El Ávila.
- Los resultados arrojados por el análisis estadístico descriptivo realizado en la Cordillera de la Costa en el Trabajo Especial de Grado de Garzón (2010) permitirá validar el análisis estadístico descriptivo que se realice con los datos terrestres y derivados de modelos geopotenciales en la zona de estudio.

CAPÍTULO II

II. MARCO GEOLÓGICO Y TEÓRICO

MARCO GEOLÓGICO

Región Caribe

Evolución de la Placa Caribe

La evolución geodinámica de la región del Caribe ha sido ampliamente estudiada por investigadores de la geociencias durante los últimos años. En esta región se han desarrollado estudios de refracción y reflexión sísmica, levantamientos gravimétricos, geocronológicos y petrológicos (Ruiz, 1989), los cuales han permitido la aparición de diversas hipótesis concernientes a la evolución tectónica del sistema montañoso caribeño. Esta área ha sido interpretada como una zona fuertemente controlada por el movimiento de las placas regionales de América del Norte y del Sur con la Placa del Caribe (figura 2.1), cuya evolución se encuentra asociada a un proceso cinemático continuo sujeta a la historia del océano Atlántico desde el Mesozoico, a partir de la nucleación de elementos conectados a él, hasta su individualización como unidad litosférica independiente (Giunta *et al.*, 1996).

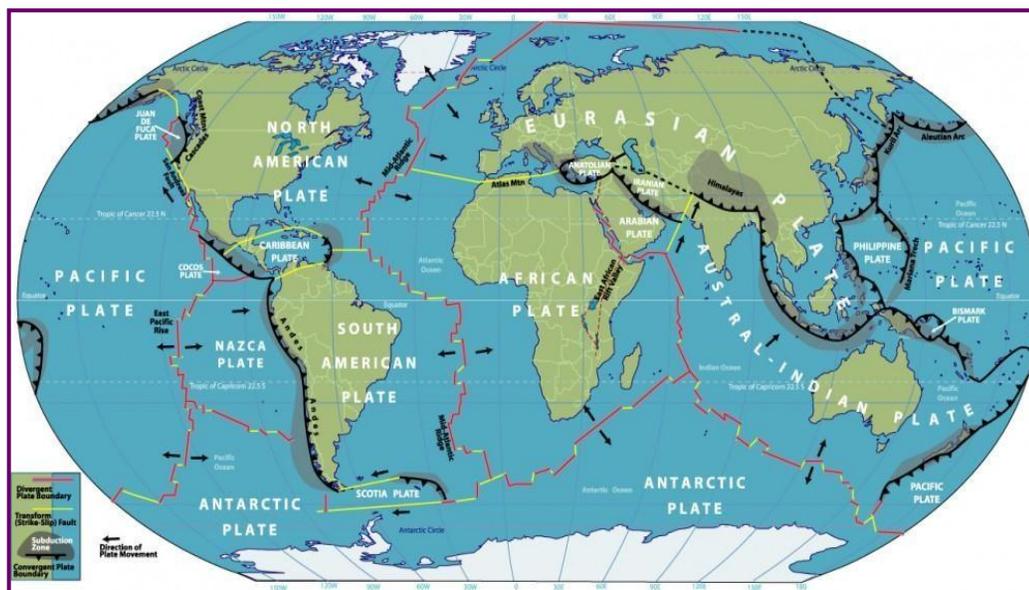


Figura 2.1 Localización de la placa del Caribe (Biocircuits Institute. Elementary School Science, s/f)

Provincias de la Placa Caribe

La placa de Caribe es una sección rígida de la litosfera, de extensión aproximada de 3.500 km en dirección este-oeste y 1.000 km en dirección norte-sur (Wessels, 2018), que forma parte de América Central. Geográficamente, se encuentra limitado al norte por el Golfo de México, la Plataforma de Yucatán, la Plataforma Florida-Bahamas y la Fosa de Puerto Rico; y al sur, por la zona norte del continente sudamericano (figura 2.2). El límite occidental comprende parte de América Central y el istmo de Panamá, mientras que los límites orientales están definidos por el archipiélago de las Antillas Menores (Draper *et al.*, 1994). Dentro de estos límites, pueden hallarse tres provincias positivas (crestas y elevaciones) y tres provincias negativas (cuencas), las cuales, de noroeste a sureste son: el Alto Nicaragüense, la Cuenca Colombiana, el Alto de Beata, la Cuenca Venezolana, el Alto de Aves y la Cuenca de Grenada (Ostos, 1990).

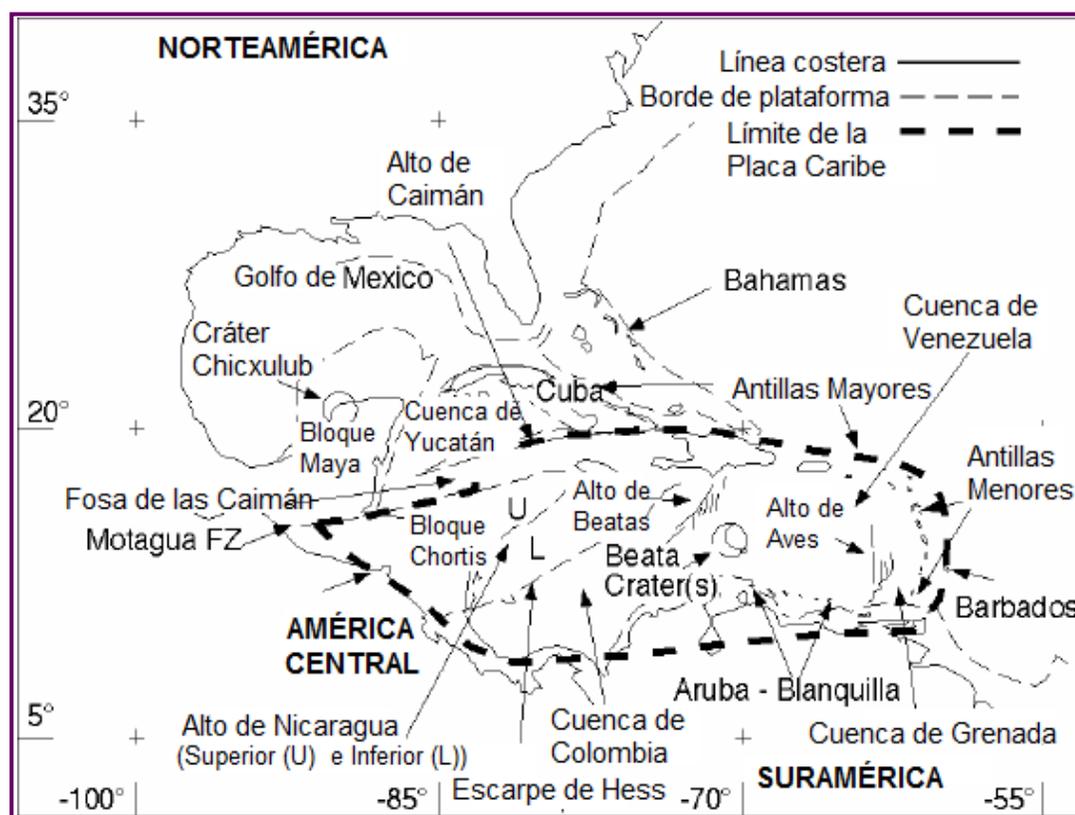


Figura 2.2 Límites de la Placa Caribe (Modificado de James, 2005).

Desde el punto de vista genético, Case *et al.* (1990) y Bachmann (2001) diferenciaron tres tipos de provincias corticales en la placa del Caribe, a saber:

- (i) Bloques corticales, con un basamento pre-Mesozoico que se encuentra situado en las partes preexistentes de América del Norte y del Sur y en la parte norte del puente terrestre centroamericano (sur de Guatemala, Honduras, Nicaragua y la plataforma nicaragüense).
- (ii) Corteza continental de edad Mesozoico-Cenozoico, formada por primitivos arcos magmáticos en la corteza caribeña como resultado de la subducción de la placa del Pacífico debajo del Caribe.
- (iii) Corteza oceánica engrosada, formada durante el Cretácico Medio en crestas y puntos calientes del océano medio, y en menor medida en fallas transformantes y por expansión de cuencas intra-arco. Los datos geofísicos y la datación por edades de las ofiolitas obducidas, respaldan la existencia de una corteza oceánica de 15 a 20 km de espesor, pero aún se desconoce su proceso de creación. Bachmann *op cit.* afirma que se supone que esta corteza oceánica flotante y rígida es la razón para evitar la subducción de la placa del Caribe debajo de sus áreas circundantes.

Configuración regional

La actual placa del Caribe interactúa con las placas del Atlántico al norte, sur y este y con las placas de Nazca y Cocos al oeste (James, 2005). Se mueve en tasas que oscilan entre 19-21 mm/año en dirección este-noreste hacia el sur con respecto a la placa Norteamericana (figura 2.3) (DeMets *et al.*, 2010), cuyo movimiento es acomodado por bordes de deslizamiento en el norte y sureste del Caribe (Burke *et al.*, 1978). Concretamente, tanto el límite norte como el sur presentan una clara deformación compartimentada que se resuelve mediante el relevo de distintas estructuras (Granja, 2005). El límite norte de la Placa Caribe (desde Guatemala hasta las Antillas Mayores) consta de áreas con movimiento transcurrente sinistral alineado en dirección este-oeste (Giunta *et al.*, 2006), la cuales poseen una componente de convergencia oblicua (en la zona noreste de La Española, en la Fosa de Puerto Rico y

en la Fosa de los Muertos), y una componente de divergencia (Rift de Mona y Pull-apart de fosas Caimán). Por otro lado, Granja *op cit.* puntualiza que el límite sur (norte de Venezuela) es el más complejo y difuso, ya que no hay un límite transcurrente tan claro como en la región norte. Afirma que en este margen meridional son característicos los movimientos de desgarre dextrales, pero con una traza superficial más sinuosa y con mayor importancia de la componente de convergencia.

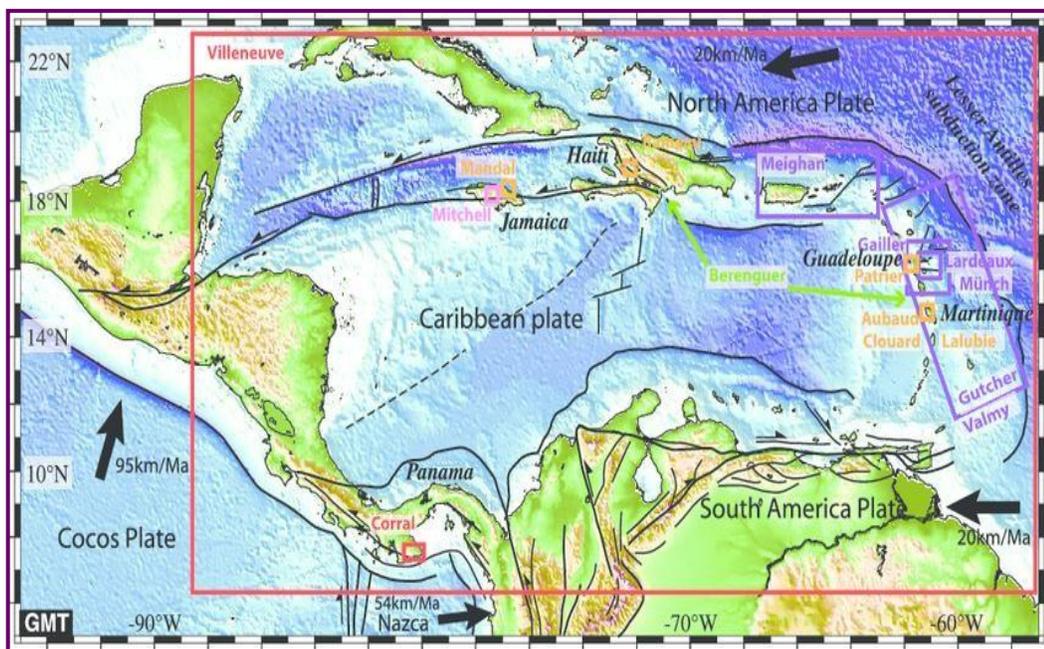


Figura 2.3. Entorno geodinámico del Caribe (Lebrun y Marcaillou, 2013).

De acuerdo con Giunta *et al.* (1996), los márgenes de la placa Caribe están constituidos por cinturones deformados por efecto de una serie de fases compresionales a veces sobreimpuestas por fases tensionales y/o transcurrentes, a partir del Cretácico. Sostienen que dichos cinturones abarcan porciones extensas de la placa y de las áreas adyacentes. Es decir, la corteza caribeña es una capa que se encuentra deformada y apilada sobre las cortezas oceánicas del atlántico y del pacífico, y sobre la corteza continental norte y suramericana. Tal deformación y apilamiento permitió que se formaran arcos insulares variadamente evolucionados en

los márgenes occidental y oriental, y se desarrollará suturas en complejos sistemas cordilleranos en los márgenes septentrional y meridional. Asimismo, señalan que la corteza caribeña también se encuentra deformada en su interior abarcando sectores originalmente estables, en una serie de prismas de acreción (Venezuela, Colombia, Panamá, La Española, etc.) que se han definido como “pseudosubducciones” inducidas por las colisiones principales a lo largo de los márgenes.

Norte de Suramérica (Venezuela)

Evolución Geodinámica

El margen meridional del Caribe se originó a fines del Jurásico cuando una ruptura intracontinental prolongada permitió que se generara la expansión del fondo marino en el Atlántico Central, provocando la ruptura del oeste de Pangea y el comienzo de la separación del continente africano y sudamericano de Norteamérica (Burke, 1988). De acuerdo con Ostos *et al.* (2005), esta ruptura en Venezuela ocasionó varios lineamientos estructurales importantes que más tarde influyeron en la evolución de las cuencas sedimentarias en el país. Detallan que dentro de Venezuela continental, la apertura del Proto-Caribe generó la aparición de grábenes orientados al noreste como el Apure-Mantecal, Espino; montañas de los Andes-Perijá y los grábenes de Maracaibo.

Por otro lado, el desarrollo de una amplia cuenca oceánica de edad jurásica (cuenca protocaribeña) y posteriores eventos tectónicos de edad terciaria-cretácica media en las Cordilleras del norte de Venezuela (Ellero *et al.*, 2007), permitió el afloramiento de grandes masas de complejos ofiolíticos, que delinean las zonas de sutura caribeñas originadas en el intervalo Eoceno-Oligoceno (Beccaluva *et al.*, 1995). Dicho margen representa una zona muy compleja de empuje, movimiento gradual y grietas (Bachmann *op cit.*), la cual se encuentra afectada por movimientos de deslizamientos dextrales (James, *op cit.*) y exhibe una función de empalme entre una porción de la terminación norte de la cadena andina y los arcos volcánicos de las Antillas Menores (Giunta *et al.*, 1996).

Según Beccaluva *et al. op cit.*, esta área está constituida por unidades protocaribeñas obducidas en el margen continental de la Placa Sudamericana, que puede presentar en algunos lugares doble vergencia. Giunta *et al. op cit.*, sostienen que las unidades ofiolíticas en los márgenes caribeños están constituidas por rocas intrusivas (del manto y de la corteza), extensamente serpentinizadas y por secuencias efusivas (basaltos almohadillados y masivos), algunas veces con extensa cobertura sedimentaria (jaspes, radiolaritas y secuencias pre-flysch). Señalan que son unidades alóctonas con corrimientos basales más o menos evidentes y subdivisibles en unidades de orden inferior a lo largo de contactos, a menudo poco claros; que algunas veces pueden hallarse dentro de cuerpos abudinados en el interior de complejos de tipo “melange”.

Sistema Montañoso del Caribe

El Sistema Montañoso del Caribe (SMC) se extiende desde la depresión de Barquisimeto al oeste hasta el extremo oriental de la península de Paria en el este (González de Juana *et al.*, 1980). La mayoría de las islas venezolanas y la península de Paraguaná forman parte de este sistema. Pueden subdividirse geográficamente en dos sectores o áreas separados por valles intermontanos controlados mayormente por el sistema de fallas de La Victoria (Urbani y Rodríguez, 2004; figura 2.4).

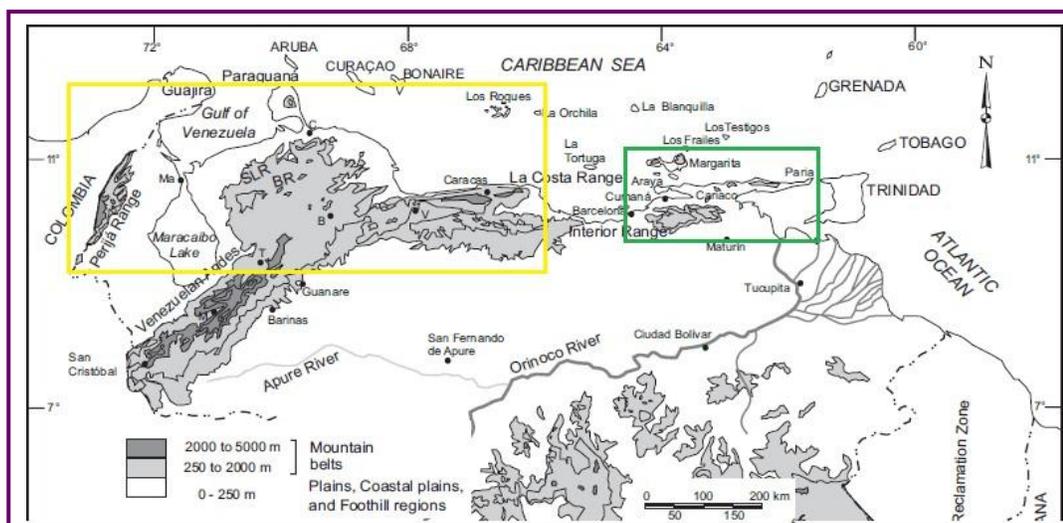


Figura 2.4 Sistema Montañoso del Caribe (Cordillera de Perijá, San Luis (SLR), Baragua (BR), La Costa y del Interior). Los rectángulos amarillo y verde muestran el sector occidental y oriental (Modificado de Ostos *et al.*, 2005).

Según González de Juana *et al.* (*Ibídem*), el sector occidental (de nuestro interés) se encuentra integrado por dos elementos tectónicos y fisiográficos distintos delimitados por una hendidura axial que sigue el curso de la falla de La Victoria, representada fisiográficamente por el curso superior del río Tinaco, la depresión del Lago de Valencia y el curso medio del río Tuy. Estos autores destacan que al norte de la depresión está la Cordillera de la Costa y al sur la Serranía del Interior Central.

Por otro lado, su estructura es interpretada por Bellizzia (citado en Ynfante, 2017) como un orógeno tipo alpino que está constituido por una amplia secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas metamorfizadas del Mesozoico; metamorfismo zonado en dirección norte-sur de diversas facies; intrusiones ácidas, granitos y trondjemitas; intrusiones básicas; complejos ultrabásicos de diferentes petrogénesis, todo esto acompañado de fallamiento normal longitudinal (hacia el norte), tectónica gravitacional al sur, corrimientos de estratificación en el centro-sur y fallamiento transversal en échelon característico.

Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa es una cadena montañosa, de orientación este-oeste, con unos 350 km de longitud y 80 km de ancho. Dichas montañas se formaron como resultado de las interacciones entre las placas Caribe y Suramérica (Urbani, 2018). En tal sentido, es catalogada como un sistema activo constituido por zonas de cizalla discretas de tipo transcompresivo o solo transcurrente (Giunta *et al.*, 1996). Está formada por una elevada serranía de rocas mesozoicas metamorfizadas y algunos sedimentos del Terciario Superior cerca de la línea de costa (Picard y Goddard, 1975), con un espesor de corteza que está en torno a los 25-35 km (Giunta *et al.*, 2006).

Se encuentra geográficamente dividida por la Serranías del Litoral (figura 2.5, N°5) y del Interior (N°6), cuya separación, visible entre Barlovento y Valencia, se debe a los valles intermontanos controlados por el sistema de fallas de La Victoria, de carácter subvertical dextral del Plioceno-Holoceno (Urbani *op cit.*). Varios autores la

han subdividido en fajas, napas y terrenos (Urbani, 2012), cuyos conceptos son explicados en la tabla A2.1.

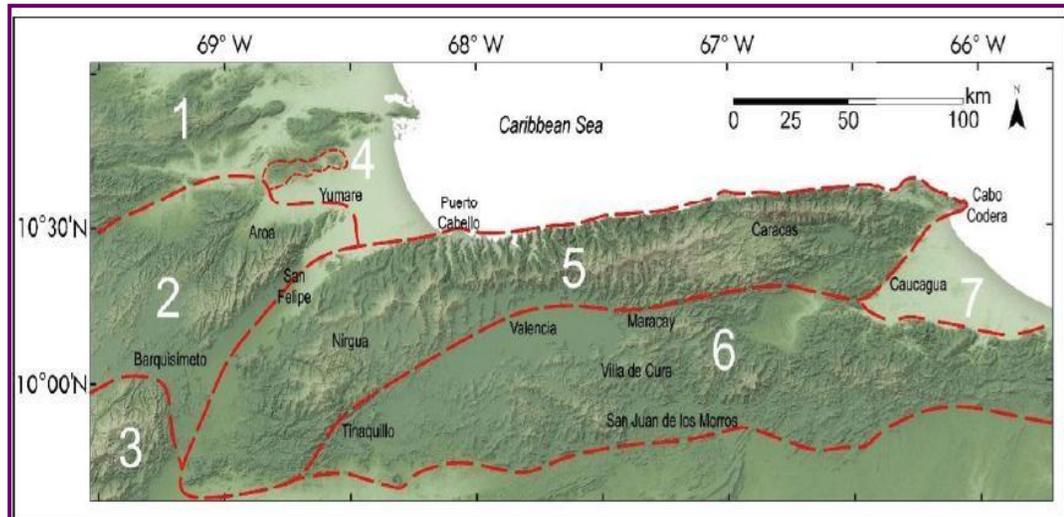


Figura 2.5. Subdivisión geográfica de Venezuela norcentral. 1: Falcón. 2: Serranías de Bobare y Aroa. 3: Estructuras nororientales de los Andes de Mérida con rocas de dominio tectónico Caribe. 4: Cerros de Yumare. 5: Serranía del Litoral. 6: Serranía del Interior. 7: Barlovento. Adaptado del MDE de Garrity *et al.* (2009). (Citado y tomado de Urbani, 2018).

Menéndez (1966) subdividió la Cordillera de la Costa en cuatro fajas tectónicas, que de norte a sur con rumbo aproximado este-oeste fueron: a) Faja de la Costa, b) Faja Caucaagua-El Tinaco, c) Faja de Paracotos y d) Faja de Villa de Cura (figura 2.6); las cuales tuvieron diversas modificaciones en cuanto a su denominación por varios autores. Entre estos autores destacan:

- Beck (citado en Urbani *op. cit.*), quien desarrolló un estudio en la Serranía del Interior en la que introduce el concepto de napas, cuyo término „Napás de Aragua“ incluye las napas de Caucaagua-El Tinaco, Loma de Hierro y Villa de Cura.
- Urbani y Ostos (1989), quienes definieron la Cordillera de la Costa en tres fajas distintivas en base a la información suministrada por los mapas geológicos a escala 1:25.000 para la región de Caracas, completados hasta ese momento por estudiantes y profesores del Departamento de Geología de la Universidad Central de Venezuela (Urbani *op. cit.*). Dichas fajas fueron clasificadas de norte a sur, como Costera, Ávila y Caracas.

- Urbani y Rodríguez *op cit.*, revelaron la continuidad de las fajas Costera, Ávila y Caracas a lo largo de toda la Serranía del Litoral.

Por ende, los resultados arrojados por esta última investigación sirvieron para confirmar que la Cordillera de la Costa puede ser dividida en seis fajas tectónicas, a saber: Costera, Ávila, Caracas, Caucahua-El Tinaco, Loma de Hierro y Villa de Cura.



Figura 2.6. Fajas tectónicas de los macizos centrales de la Cordillera del Caribe según Bell (citado y tomado de González de Juana *et. al.*, 1980).

Por otro lado, otros autores señalan que las unidades deformadas y metamorfoseadas de origen oceánico y continental en la cordillera norte de Venezuela, pueden ser clasificadas con el término de „terrenos“. Ellero *et al. op cit.* resaltan que la evolución tectónica de edad terciaria-cretácica „media“, dominada por el movimiento hacia el este de la Placa del Caribe que se encontraba conectado con la apertura de la cuenca oceánica del Atlántico Sur y el consiguiente movimiento relativo hacia el noroeste de la Placa Sudamericana, condujo a la creación de múltiples terrenos en esta zona identificados, de norte a sur, respectivamente como: a) Terreno de las islas holandesas y venezolanas, b) Terreno de la Isla de Margarita, c) Terreno de la Serranía del Litoral y d) Terreno de la Serranía del Interior.

Ante estos conceptos de carácter geológico, se delimita que nuestra zona de estudio pertenece a la Serranías del Litoral, específicamente en las fajas Ávila, Costera y Caracas, constituidas por los terrenos Ávila, Tacagua y Las Mercedes, respectivamente (Tabla 2.1). El Terreno Ávila es dividido por Urbani (*Ibidem*) en dos

bloques mayores: Occidental y Oriental (figura 2.7). El bloque Oriental o Naiguatá, de nuestro interés, se extiende desde el valle de Tacagua hasta Cabo Codera y posee una forma lenticular. Está constituido predominantemente por rocas metaígneas incluyendo migmatitas. Adicionalmente, los terrenos Tacagua y Las Mercedes afloran de forma continua desde Cabo Codera hasta Tinaquillo. Uno de ellos lo hace como una franja delgada paralela a la costa (Tacagua) y el otro lo hace bordeando al terreno Ávila (Las Mercedes). Ambos están constituidos por esquistos grafitosos cuarzo muscovítico carbonático, con un esquisto que grada a mármol masivo.

Tabla 2.1 Resumen de unidades presentes en las Serranías del Litoral (Cordillera de las Costa)

Serranía	Faja	Terreno	Unidad
Litoral	Costera	Tacagua	Esquisto de Tacagua
		Carayaca	Mármol de Antímano
	Ávila	Ávila	Complejo San Julián
	Caracas	Las Mercedes	Esquistos de Las Mercedes
			Esquistos Las Brisas

Sin embargo, existe otra caracterización a los terrenos pertenecientes a la Serranía del Litoral. Esta caracterización consta de tres cinturones de tendencia este-oeste (Ellero *et al. op cit*), las cuales poseen los siguientes atributos geológicos:

- (i) Franja costera de ofiolitas metamorfoseadas y deformadas pertenecientes a rocas del Cretácico de la Asociación Metamórfica La Costa.
- (ii) Cinturón central de estructura antiforme con núcleo de rocas paleozoicas y precámbricas de la Asociación Metamórfica Ávila, representadas principalmente por metasedimentos y rocas metagraníticas deformadas bajo el metamorfismo de facies de epidota-anfibolita y anfibolita.

- (iii) Cinturón sur de la Asociación Metasedimentaria de Caracas formado en el Cretácico-Jurásico Tardío, que cubre con discordancia el gneis silúrico de Sebastopol.

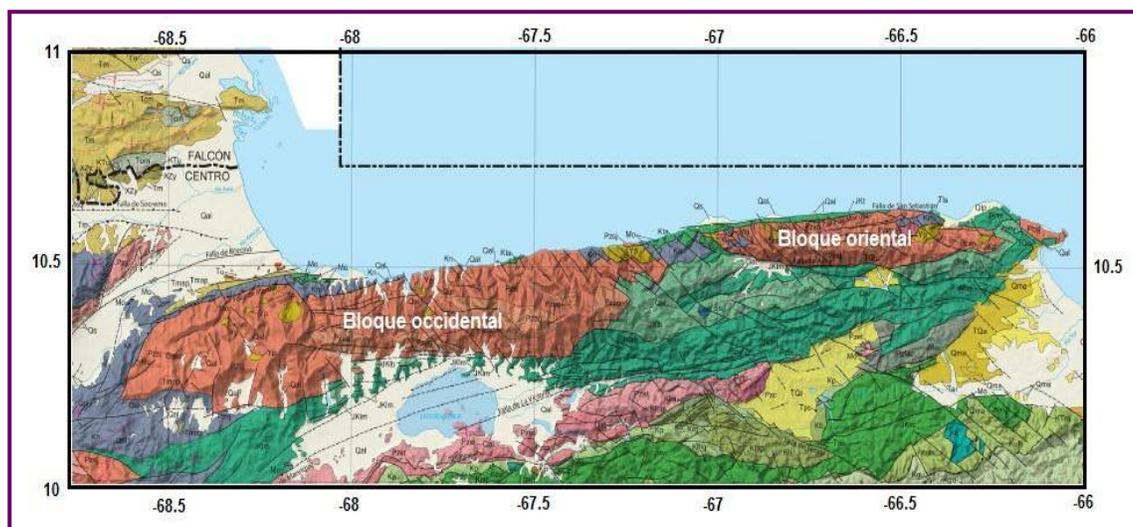


Figura 2.7 Distribución del Terreno Ávila (rojo), subdividido en dos bloques, oriental y occidental. El Complejo San Julián ocupa >80% del área de este terreno. Fragmento del mapa de Hackley *et al.* (2006). (Citado y modificado de Urbani, 2018).

Macizo Rocoso de El Ávila

Dentro de la Serranía del Litoral, encontramos elevaciones topográficas de gran consideración, como lo es el Macizo rocoso El Ávila. Este macizo rocoso es ampliamente descrito como un bloque de matriz rocosa que separa a Caracas del puerto de La Guaira (Urbani y Ostos, 1989). En esta zona montañosa se ha encontrado la presencia de dos asociaciones que están incluidas en la denominada Super-Asociación Metamórfica de la Cordillera de la Costa: (1) Asociación Metamórfica La Costa y (2) Asociación Metamórfica Ávila (figura 2.8), en las partes medias a altas de las cuencas.

La Asociación Metamórfica La Costa es una unidad de edad Cretácica, que corresponde a un terreno adosado debido a la interacción generada por la colisión oblicua entre las Placas Caribe y Sudamérica (Urbani, 2002). Entre sus unidades constitutivas destacan la Anfibolita de Nirgua y el Esquisto de Tacagua. Mientras que, las rocas de la Asociación Metamórfica Ávila corresponden a unidades típicas, de edad Precámbrica a Paleozoica, de un margen pasivo de corteza continental, que

representa un basamento exhumado cuya foliación a gran escala muestra una estructura antiforme (Urbani, *Ibidem*). Las unidades constitutivas de esta última asociación son el Complejo San Julián y el Augengneis de Peña de Mora.

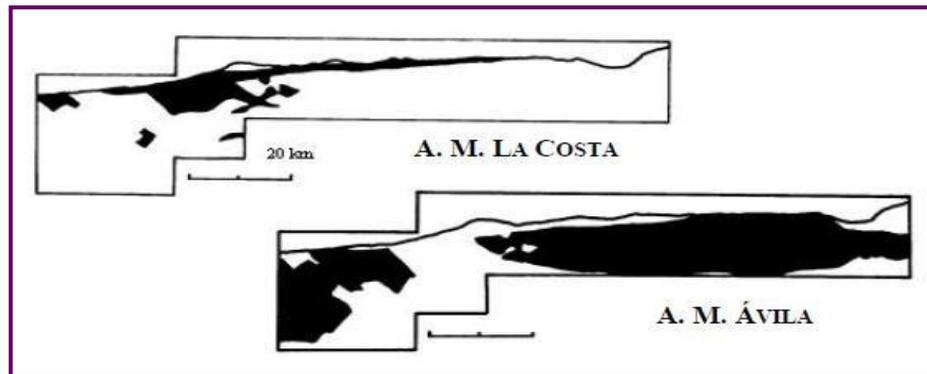


Figura 2.8 Distribución de las asociaciones metamórficas de El Macizo El Ávila (Modificado de Urbani, 2002).

Ambas asociaciones tienen un contacto de naturaleza tectónica definida por la Falla de Macuto, en cuya estructura se ha identificado facetas triangulares que demuestran su actividad sismogénica (Castilla, citado en Rodríguez *et al.*, 2001). Rodríguez *et al.* (*Ibidem*), mencionan que el vertiente sur de dicho macizo puede encontrarse rocas expuestas de la Asociación Metamórfica Ávila en contacto de falla con los aluviones cuaternarios del valle de Caracas determinado por la Falla Tacagua-Ávila.

Dentro del macizo montañoso, Urbani identificó fallas con rumbo E-O (como el Sistema de fallas de San Sebastián), fallas con rumbo NO-SE y fallas con rumbo NE-SO (interpretadas como inversas, con ángulo variable y buzamiento en sentido norte). Junto con este tipo de patrones de fallamiento y las diferencias en cuanto a forma de interactuar en las asociaciones metamórficas, permitió que este autor identificara cinco bloques tectónicos, siendo de interés solo los bloques de Galipán y Naiguatá.

Urbani detalla que la configuración geológica de estos bloques en el macizo El Ávila están caracterizadas por estructuras tipo horst, controlado mayoritariamente por las fallas San Sebastián, Macuto y Ávila, junto con otras fallas intermedias “que

producen un notable escalonamiento topográfico tanto en el flanco Norte como en el Sur” (figura 2.9). El bloque Naiguatá es delimitado por este autor en tres subbloques: este, centro y oeste. En el oeste se evidencia fallas NO-SE, en el sub-bloque Centro existen tanto fallas E-O como NO-SE, mientras que en el sub-bloque este hay un predominio de fallas con dirección E-O. El límite existente entre los sub-bloques Oeste y Centro viene determinado por un par de fallas de rumbo NO-SE escalonadas en Topo Garate, las cuales siguen los cursos del Río Cerro Grande de Tanaguarena, Quebrada Los Aguacates, Topo Gárate y Club Izcaragua.

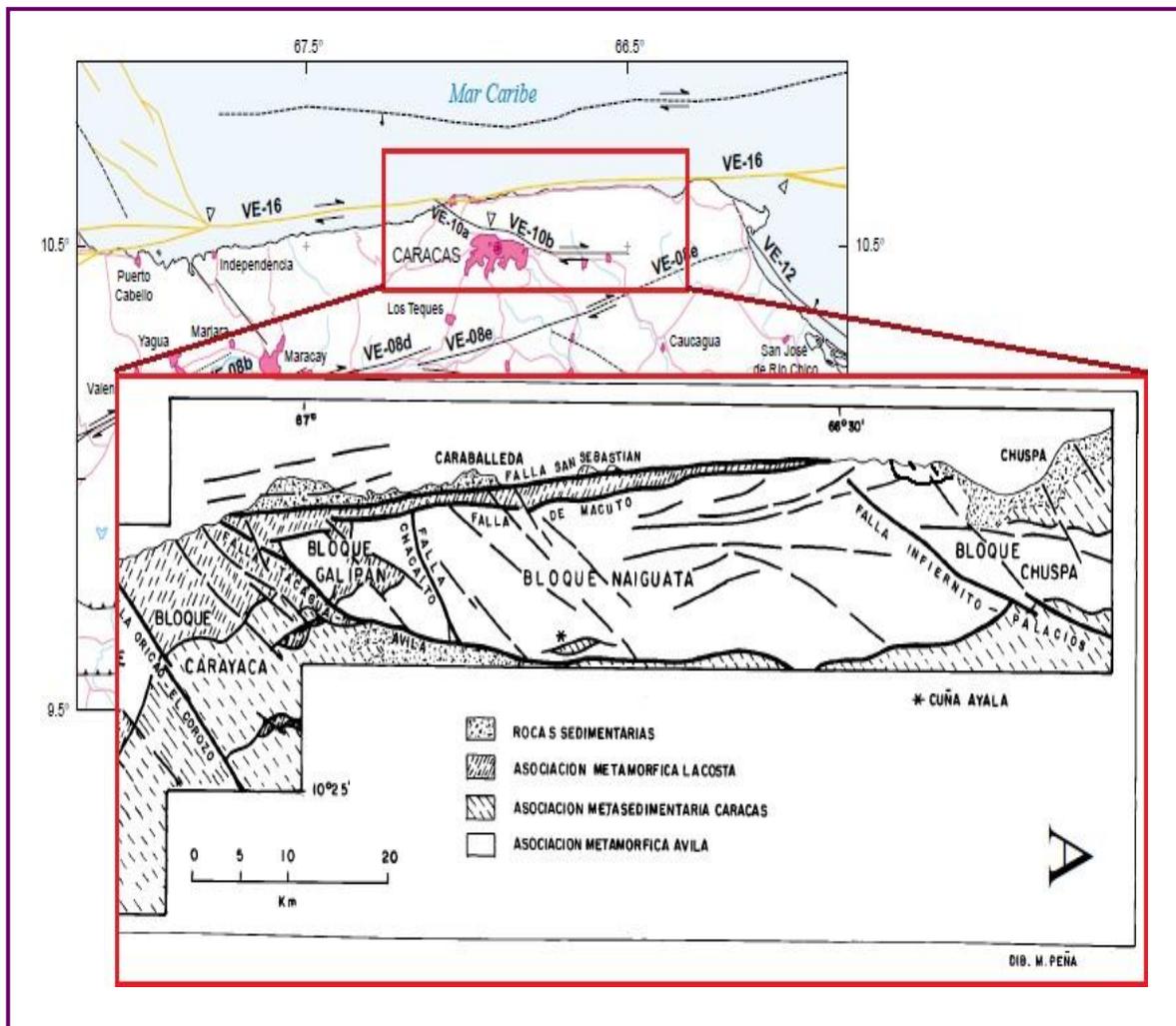


Figura 2.9 Mapa de fallas cuaternarias del centro-norte de Venezuela. En los recuadros rojos se muestran las fallas que se encuentran en la zona de estudio, las cuales son: a) Falla de San Sebastián (VE-16), b) Falla de Macuto, c) Falla de Tacagua (VE-10a) y d) Falla El Ávila (VE-10b). (Modificado de Audemard, 2000 y Urbani, 2002).

Basamento rocoso

El basamento rocoso de la zona de estudio comprende los Esquistos de Tacagua de la Asociación Metamórfica de La Costa, el Augengneis de Peña de Mora de la Asociación Metamórfica del Ávila y los Esquistos de La Brisas en la Asociación Metasedimentaria Caracas (Sánchez *et al.*, 2005). Urbani (2018) puntualiza que dentro de la Asociación Metamórfica del Ávila, el protolito sedimentario del Complejo San Julián probablemente se halla depositado discordante sobre un basamento continental constituido por el actual Augengneis de Peña de Mora.

A continuación, se presenta en la tabla A2.1 una breve descripción litológica y estructural de las formaciones más importantes, así como la disposición geológica de las mismas mediante la figura A2.1.

MARCO TEÓRICO

Métodos gravimétricos

Los estudios de gravedad miden las variaciones en el campo gravitatorio de la Tierra originados por las diferencias de densidad en las rocas del subsuelo (Reynolds, 1997). La gravedad de la Tierra es un campo potencial que se dirige hacia el centro de la Tierra y proporciona información sobre la naturaleza de los materiales que conforman el planeta (Lillie, 1999). Si bien, los métodos gravimétricos se han utilizado ampliamente en la exploración de hidrocarburos y de depósitos minerales, se ha encontrado que tiene diversas aplicaciones como la caracterización regional de la Tierra para el desarrollo de modelos geológicos conceptuales.

Teoría de gravedad

La base de la cual depende el método de la gravedad se encuentra en dos leyes derivadas de Sir Isaac Newton: Ley Universal de Gravitación y su segunda Ley de Movimiento.

La primera de estas dos leyes establece que la fuerza de atracción (F) entre cuerpos de masa conocida es directamente proporcional al producto de las dos masas (M , m) e

inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros de masa (R). Por lo que, su ecuación sería la siguiente:

$$F = \frac{G \cdot M \cdot m}{R^2} \text{ (Ecuación 1)}$$

donde, la constante gravitatoria es $(G) = 6,67 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$.

Así mismo, la ley de movimiento de Newton establece que si se ejerce una fuerza (F) exterior sobre una partícula, aquella se acelerará en la dirección y sentido de dicha fuerza; y, el módulo de la aceleración será directamente proporcional a la fuerza e inversamente proporcional a su masa (m) (ecuación 2). Si la aceleración es en dirección vertical, es debido a la gravedad (g).

$$F = m \cdot G \text{ (Ecuación 2)}$$

Al combinar las ecuaciones (1) y (2) se obtiene otra relación simple:

$$g = \frac{G \cdot M}{R^2} \text{ (Ecuación 3)}$$

Esto muestra que la magnitud de la aceleración debida a la gravedad en la Tierra (g) es directamente proporcional a la masa (M) de la Tierra e inversamente proporcional al cuadrado del radio de la Tierra (R). Teóricamente, la aceleración debida a la gravedad debe ser constante sobre la Tierra. Sin embargo, Reynolds *op. cit.* afirma que en realidad la gravedad varía de un lugar a otro porque la Tierra tiene la forma de una esfera aplanada, que gira con una topografía superficial irregular y una distribución de masa variable (especialmente cerca de la superficie). Sostiene que la forma adoptada por la Tierra se debe a una consecuencia del equilibrio entre las aceleraciones gravitacionales y centrífugas que provocan un ligero aplanamiento y forman un esferoide normal. En consecuencia, Reynolds manifiesta que es más conveniente referirse a la forma de la Tierra como una elipse de rotación o de revolución (figura 2.10), cuya fuerza de atracción gravitacional es mayor en los polos ($9,83 \text{ m/s}^2$) que en el ecuador ($9,78 \text{ m/s}^2$).

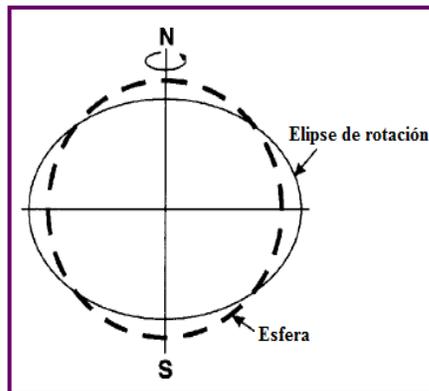


Figura 2.10 Comparación exagerada entre una esfera y una elipse de rotación (esferoide) (Modificado de Reynolds, 1997).

A fin de obtener una superficie de referencia para uso geométrico como proyecciones de mapas y navegación por satélite, así como un campo de gravedad normal a la superficie de la Tierra, se desarrolló la teoría del elipsoide equipotencial. Li y Götze (2001), describen al elipsoide equipotencial como un sistema de referencia “simple, consistente y uniforme” para todos los propósitos de la geodesia y la geofísica, que pudiera ser expresado por constantes numéricas apropiados (Lowrie, 2007; Dobrin, 1961). Afirman que dicha teoría sentó como base en la Formula Internacional de gravedad, adoptada en la Asamblea General de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG) en Estocolmo en 1930. Lowrie recalca que la búsqueda incesante de datos cada vez más exactos por parte de Geodestas y Geofísicos desde ese año, hizo posible que la Asociación Internacional de Geodesia adoptara en 1980 un sistema de referencia geodésica llamado „Sistema de Referencia Geodésico de 1980 (GRS80)“. La misma define al elipsoide de referencia con un radio ecuatorial (R_e) de 6.378,137 km y un radio polar (R_p) igual a 6.356,752 km.

De igual manera, Li y Götze *op cit.* mencionan que el uso del elipsoide de revolución (también llamado „Tierra normal“) ha permitido definir el campo de gravedad en términos de fórmulas cerradas con desviaciones pequeñas del campo de gravedad real con el campo elipsoidal „teórico“ o „normal“. Puntualizan que la división del campo de gravedad de la Tierra en un campo normal y un pequeño campo „anómalo“ restante, “simplifica considerablemente muchos problemas”

encontrados en geodesia y geofísica, tales como: la determinación del geoide y el uso de anomalías de gravedad para comprender el interior de la Tierra.

El geoide, según Li y Götze *op cit.*, es definido generalmente como una superficie de energía potencial constante que se ajusta con el nivel medio del mar sobre los océanos (figura 2.11). No obstante, dichos autores recalcan que esta definición no es “muy rigurosa”, ya que consideran que el nivel medio del mar no es una superficie de potencial constante debido a procesos dinámicos dentro del océano; así como también, afirman que la superficie equipotencial real debajo de los continentes se encuentra deformada por la atracción gravitacional de la masa suprayacente. Reynolds *op cit.* puntualiza que el geoide es particularmente importante en el levantamiento por gravedad, ya que la misma es horizontal en todas partes, es decir, está en ángulo recto a la dirección de la gravedad. Representa “una superficie sobre la cual el campo gravitatorio tiene el mismo valor” y por lo tanto se le conoce como superficie equipotencial. De igual manera, puntualiza que “refleja la verdadera distribución de la masa dentro de la Tierra” y difiere del elipsoide teórico en pequeñas cantidades.

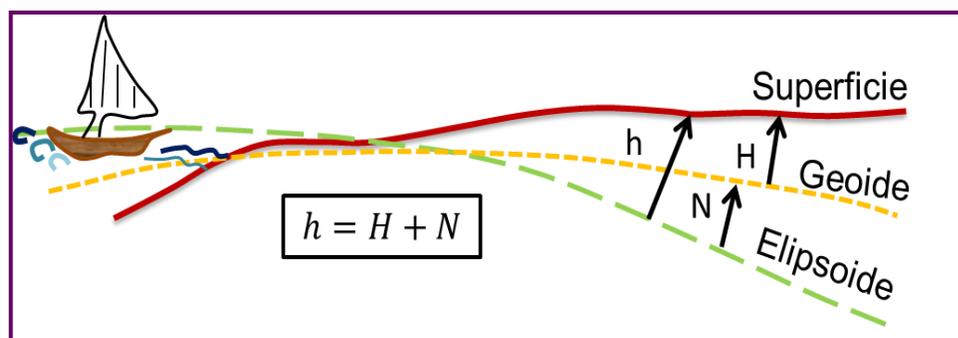


Figura 2.11. Ilustración que muestra las tres superficies: topográfica, elipsoidal y geoidal, y las tres alturas: altura elipsoidal (h), la elevación (H) y la altura geoidal (N). (Modificado de Li *et al.*, 2006).

En cuanto a la unidades, Hinze *et al.* (2013) detallan que en la exploración geofísica es utilizado el gal para la aceleración gravitacional, la cual es equivalente a $0,01 \text{ m/s}^2$ en el sistema de medición S.I. o 1 cm/s^2 en el sistema de medición C.G.S. Sin embargo, Dentith y Mudge (2014) explican que a causa de que los cambios de la aceleración gravitacional asociados a estructuras geológicas son mínimos, se utilizan

unidades de gravedad específica en el sistema de medición C.G.S., denominado miligales. Dichas unidades pueden abreviarse a mGal y algunas veces las unidades se presentan como unidades de gravedad (g.u., del inglés *gravity unit*) (ecuación 4).

$$1 \text{ mGal} = 10 \text{ g. u.} = 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}} = 10^{-6} g \text{ (Ecuación 4)}$$

Reducciones de la gravedad

Los datos de gravedad obtenidos en trabajos de campo se ven afectados por una amplia variedad de fuentes de amplitudes, períodos y longitudes de onda variables, que generalmente enmascaran o disfrazan las variaciones de gravedad de interés geológico o geofísico (Hinze *et al.*, 2005). Como resultado, las observaciones de campo requieren de procedimientos de conversión que minimicen estos efectos denominados como corrección o reducción de los datos de gravedad. Hinze *et al.* (*Ibidem*) resaltan que la corrección no implica que haya errores en los datos, y la reducción no sugiere que los datos se reduzcan a un dato vertical común. Más bien, ambos términos se refieren a la conversión de observaciones de gravedad a forma de anomalía.

○ *Gravedad teórica elipsoidal*

De acuerdo con Li y Götze *op cit.*, la gravedad teórica o normal es la aceleración gravitatoria prevista en la superficie elipsoidal terrestre que mejor se ajusta y que toma en cuenta la masa, la forma y la rotación de la Tierra. El efecto de esta gravedad teórica a la altura de la estación de un elipsoide de referencia es el más dominante y puede ser calculada mediante una sola fórmula cerrada, pero es dividida de forma rutinaria en dos estimaciones: el efecto de latitud en la superficie elipsoidal y el efecto de altura en la altitud de observación (Li *et al.*, 2006). Li *et al.* sostienen que la fórmula de forma cerrada de Somigliana (citado en Li *et al. ibidem*), es utilizada para calcular la gravedad teórica (g_T) en la superficie elipsoidal en latitud (sur o norte) φ ,

$$g_T = \frac{g(1+k\sin^2(\varphi))}{(1-e^2\sin^2(\varphi))^{1/2}} \text{ (Ecuación 5)}$$

donde el elipsoide de referencia GRS80 tiene el valor de la gravedad normal en el ecuador (g_e) de 978.032,67715 mGal; la constante derivada (k) es de 0,001931851353 y la primera excentricidad numérica al cuadrado (e^2) es de 0,0066943800229. No obstante, los autores comentan que los nuevos estándares emplean la fórmula de aproximación de segundo orden para estimar la diferencia (en mGal) entre la gravedad teórica a la altura elipsoidal h (metros), no a la altura ortométrica (H), y la de la superficie elipsoidal. Para el GRS80, la fórmula es:

$$g_h = -(0,3087691 - 0,0004398 \cdot \sin^2\varphi)h + 7,2125 \times 10^{-8}h^2 \text{ (Ecuación 6)}$$

Así mismo, Li *et al. op. cit.* puntualizan que dependiendo de la latitud, la diferencia entre las estimaciones de primer y segundo orden puede variar en unos cuantos miligales en alturas de varios miles de metros.

○ *Corrección atmosférica*

El efecto de la gravedad de un modelo de masa atmosférica por encima de una estación, con una precisión de 0,01 mGal hasta una altura de 10.000 m, puede ser calculada con la ecuación (Wenzel, citado en Li *et al. op cit.*):

$$g_{atm} = 0,874 - 9,9 \times 10^{-5}h + 3,56 \times 10^{-9}h^2 \text{ (Ecuación 7)}$$

donde el efecto de gravedad se da en mGal y la altura en metros. Li *et al. (Ibídem)* afirman que esta corrección debe ser restada de la gravedad teórica o ser sumada a la gravedad observada debido a que el elipsoide de referencia ya incluye esta masa, pero su efecto de gravedad no se mide suponiendo que la atmósfera consista en capas esféricas homogéneas.

○ *Corrección de aire libre*

La corrección de aire libre es la diferencia entre la gravedad medida a nivel del mar y en una elevación de (h) metros sin roca intermedia, cuya base permite “reducir la magnitud de la gravedad con la altura sobre el geoide” (figura 2.12),

independientemente de la naturaleza de la roca que se encuentre debajo (Reynolds *op. cit.*). Reynolds menciona que en la mayoría de las aplicaciones prácticas se acepta un valor de 0,3086 mGal, donde se asume positivo en las elevaciones sobre el nivel del mar y negativo debajo. De igual modo, comenta que esta corrección varía ligeramente con la latitud de 0,3083 mGal en el ecuador a 0,3088 mGal en los polos. Según Estrada (2012), esta corrección debe tomarse como aditiva debido a que el efecto neto de un aumento de altura es una reducción en el campo de gravedad y para llegar a la altura sobre el geoide es necesario agregar el valor de gravedad faltante a la medición.

Para su demostración, se toma la Tierra como una esfera (en lugar de un esferoide) con su masa concentrada en su centro de masa, siendo el valor de la gravedad al nivel del mar (g_o). El valor de la gravedad en una estación a una altura de (h) metros sobre el nivel del mar (g_h), utilizando una ecuación similar a la ecuación 3, considera la distancia del centro de masa de la Tierra (R) igual a la suma de dicha distancia y la altura h. Si se resta ambos valores de gravedad y se sustituye los valores de $g_o = 9.817.855$ g.u., $R = 6.371.000$ M, y se expresa (h_{top}) en metros; teniendo en cuenta que la Tierra es un esferoide, en lugar de una esfera, el valor normalmente aceptado de la corrección de aire libre es:

$$\delta g_F = 0,3086 \cdot h \quad [mGal] \quad (\text{Ecuación 8})$$

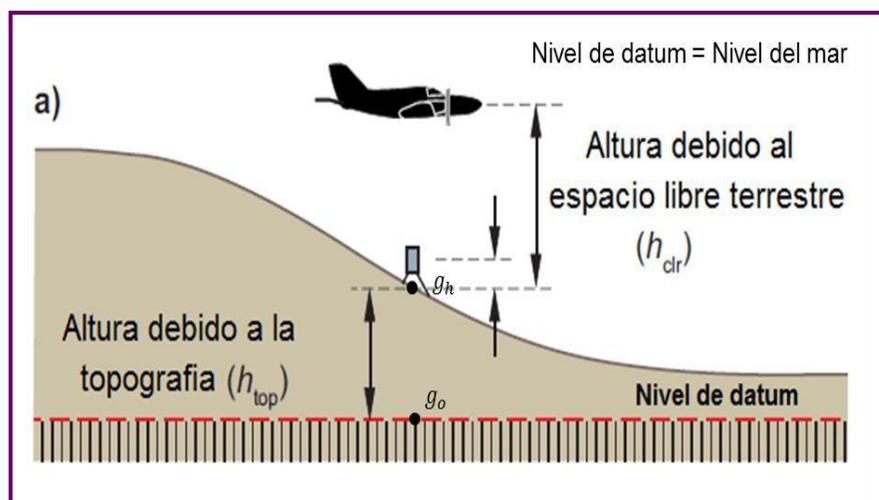


Figura 2.12. Ilustración esquemática de la corrección de aire libre (Modificado de Dentith y Mudge, 2014)

No obstante, Hinze *et al. op cit.* puntualizan que la ecuación 8, convencionalmente, es la fórmula de aproximación de primer orden y que para mejorar la precisión

de esta corrección, actualmente las normas de estandarización utilizan la fórmula de aproximación de segundo orden (ecuación 9), la cual corrige la gravedad teórica para una altura h (en metros) relativa al elipsoide GRS80 y una latitud φ .

$$\delta g_F = -(0,3087691 - 0,0004398 \cdot \sin^2 \varphi)h + (7,2125 \times 10^{-8})h^2 \text{ (Ecuación 9)}$$

○ *Corrección de placa de Bouguer:*

Lowrie *op cit.* lo define como aquella corrección que compensa el efecto de una capa de roca con un espesor correspondiente a la diferencia de elevación entre la medida y los niveles de referencia (figura 2.13). Sostiene que está compuesto por un disco sólido de densidad (ρ) y radios infinitos centrados en la estación de gravedad, donde dicha corrección es registrada debido a su extensión en los cálculos para la corrección de terreno. Lowrie (*Ibídem*) afirma que esta corrección es utilizada en investigaciones de gravedad marina, donde se sustituye la densidad (ρ) por $(\rho_r - \rho_w)$ kg m^{-3} , donde ρ_r y ρ_w son las densidades de la roca y el agua. Suponiendo que la meseta es ancha, la roca puede aproximarse mediante una losa infinita y su efecto en g se calcula utilizando la siguiente ecuación:

$$\delta g_g = 2\pi G\rho h = 0,04192 \cdot \rho \cdot h \text{ [mGal] (Ecuación 10)}$$

donde ρ es utilizada en g/cm^3 y h en metros.

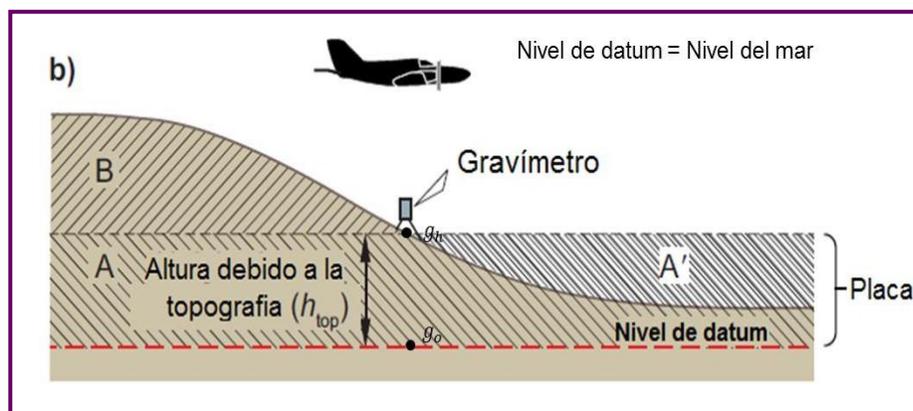


Figura 2.13. Ilustración esquemática de la corrección de la placa de Bouguer (Modificado de Dentith y Mudge, 2014).

Para Estrada *op cit.*, esta corrección debe tomarse como negativa debido a que la losa o placa plana horizontal bajo la estación aumenta el valor de gravedad y para llegar al nivel del mar, dicha masa debe ser eliminada para que la medición sea comparable con el valor teórico obtenido con la Formula Internacional de la Gravedad.

Sin embargo, Hinze *et al. op cit.* mencionan que para tener en cuenta el efecto de la curvatura de la Tierra se utiliza la fórmula de forma cerrada para un casquete esférico de radio 166,7 km, es decir

$$\delta_{gSC} = 2\pi(\mu h - \lambda R) = 4.193 \times 10^{-5}\sigma(\mu h - \lambda R) \quad (\text{Ecuación 11}) \text{ donde}$$

(μ) y (λ) son coeficientes adimensionales definidos por LaFehr (1990), (R) es el radio de la tierra ($R_0 + h$) en la estación donde (R_0) es el radio medio de la tierra, (h) es la altura sobre el elipsoide, y (σ) es la densidad del material que forma el casquete esférico en gramos por centímetros cúbicos. Dicha corrección de curvatura es luego sumada a la ecuación 10, lo que permite obtener la atracción gravitacional de la capa de la Tierra entre el elipsoide y la estación asumiendo una losa horizontal infinita:

$$\delta_{gBC} = \delta_g + \delta_{gSC} \quad (\text{Ecuación 12})$$

Hinze *et al. (Ídem)* explican que el efecto gravitacional de un casquete esférico es mucho menor que la formulada con una losa o placa horizontal debido al truncamiento del radio a 166,7 km, y algunas veces es mayor debido a la mayor atracción gravitacional resultante de la curvatura hacia abajo de la placa en comparación con la placa horizontal. Puntualizan que la densidad usada para el cálculo de la corrección de Bouguer depende del material que forma el casquete esférico, llegando a ser levantamientos locales con un valor determinado entre la densidad de los materiales geológicos del levantamiento y el datum vertical local (o datum elipsoidal) ; y, para estudios regionales y continentales valores de densidad media de 2.670 kg / m³ para tierra sólida, 1.027 kg / m³ para agua de mar, 1.000 kg / m³ para agua dulce y 917 kg / m³ para hielo.

○ *Corrección Topográfica*

La corrección topográfica es la atracción gravitacional, en la estación de gravedad, de todas las colinas y valles ocupados por la placa de Bouguer (Dentith y Mudge, *op cit.*). Se obtiene determinando la masa de las colinas y las deficiencias de masa de los valles utilizando información topográfica y la densidad de Bouguer. Esto con la finalidad de allanar los relieves y llenar las depresiones que pudieran encontrarse alrededor de una estación gravimétrica. De acuerdo con Dentith y Mudge, aborda explícitamente las limitaciones que se presentan al utilizarse en los cálculos la corrección de Bouguer. Entre estas limitaciones se encuentran el déficit y exceso de masa por encima y por debajo de la estación de gravedad. Un déficit de masa implica que el componente vertical de atracción gravitacional de la masa sobre la losa o placa uniforme actué contra la atracción gravitacional del subsuelo, aumentando la fuerza de gravedad (Estrada *op cit.*). Lo que implica que, la gravedad observada tenga un valor “demasiado bajo” y se requiera una corrección positiva. Por el contrario, un exceso de masa supone que dicha masa está presente y al hacerlo se ha corregido en exceso, reduciendo la atracción gravitacional. Dado que la corrección de Bouguer se resta, el valor de gravedad corregida es “demasiada baja” y nuevamente una corrección positiva compensa esto.

Según Lowrie *op cit.*, estas correcciones se realizan mediante un gráfico de terreno ideado por Hammer (1939), cuyos círculos concéntricos y radios lineales dividen el área próxima a la estación de gravedad en sectores que poseen simetría radial (figura 2.14). La zona más externa se extiende hasta casi 22 km, más allá de los cuales los efectos topográficos suelen ser insignificantes (Kearey *et al.*, 2002). Dicho gráfico permite calcular el efecto gravimétrico de cada compartimiento por unidad de altura, dividiendo el efecto de atracción del anillo correspondiente en la cantidad de sectores del anillo. La fórmula para estimar este efecto viene dado por (Connor y Connor, s/f):

$$g_{comp} = (\Delta\theta) \cdot [R_o - R_i + \sqrt{R_i^2 + h^2} - \sqrt{R_o^2 + h^2}] \text{ (Ecuación 13)}$$

dónde: (ρ) es la densidad aparente del terreno utilizado en la corrección de Bouguer de casquillo simple o esférico, (h) es la diferencia de altura del compartimento, ($\Delta\theta$) es el ángulo subtendido por las dos líneas radiales que delimitan el segmento, (R_i) y (R_o) son los radios externos e internos que delimitan el compartimento. Este es el efecto de gravedad de un segmento radial de un cilindro vertical hueco, con una parte superior plana (la diferencia de elevación promedio con la estación, h). No obstante, mencionados efectos se encuentran tabuladas en las tablas de Hammer con una densidad de $2,0 \text{ gr/cm}^3$ (Estrada, *op cit.*).

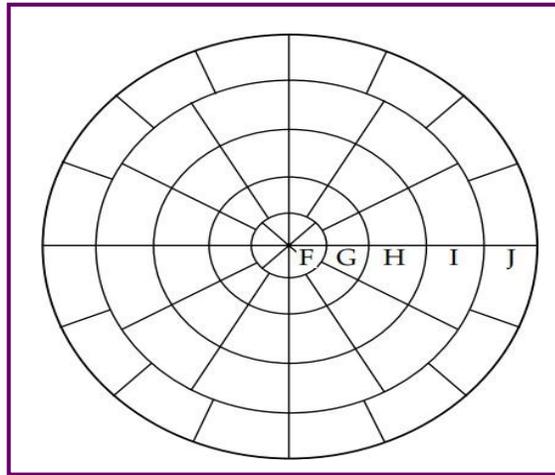


Figura 2.14 Anillos concéntricos usados para calcular las correcciones topográficas de gravedad (Tomado de Lowrie, 2007).

En la práctica, la retícula de Hammer es dibujado en hoja transparente, el cual se superpone en un mapa topográfico impreso de la misma escala y es centrada sobre cada estación de gravedad (figura 2.15). Dentro de cada sector de la cuadrícula, se va estimando la elevación media con la mayor precisión posible y se calcula la diferencia de elevación (es decir, h en la Ecuación 13) del sector en relación con la estación. Esto se multiplica por el factor de corrección (relación de densidad media de las rocas entre la densidad estimada en la tablas de Hammer) para que el sector contribuya a la corrección del terreno. Finalmente, la corrección del terreno en la estación de gravedad es obtenida al sumar las contribuciones de todos los sectores.

Cuando el gráfico se encuentra centrado en nuevas estaciones, el relieve topográfico principal en cada sector cambia pudiendo ser registrado de nuevo.

En consecuencia, Lowrie sostiene que el cálculo de las correcciones de terreno utilizando la grátícula de Hammer constituye un trabajo sumamente laborioso, pero que se hacen necesarias cuando la diferencia topográfica para un determinado sector es mayor que 5% de su distancia desde la estación. Sin embargo, Connor y Connor *op cit.* sostienen que dicho método gráfico ya no es utilizado y que, en general, sus conceptos teóricos ilustran los procesos que todavía se usan en los programas de computadora para estimar la corrección del terreno. El uso de programas de computadoras para los cálculos puede simplificar el tiempo estimado para la corrección topográfica, pero requieren datos del terreno en forma digital (Milsom, 2003).

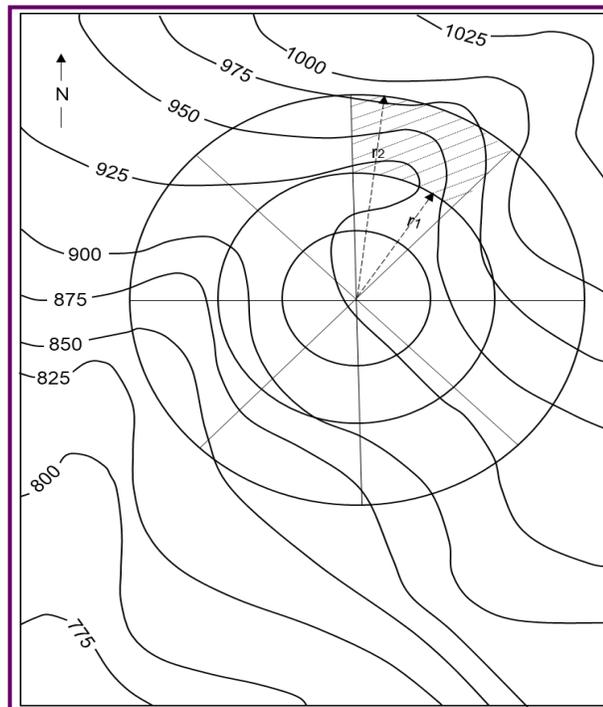


Figura 2.15. Grátícula de Hammer superpuestas en un mapa topográfico. (Modificado de Robinson y Çoruh, 1988).

El desarrollo de nuevas tecnologías en el cálculo de las correcciones topográficas ha reducido el tiempo de cómputo con el uso de una cuadrícula rectangular (Jacoby y

Smilde, 2009). Para su aplicación, solo se requiere una única digitalización, ya que los efectos topográficos se pueden estimar en cualquier punto dentro de la cuadrícula sumando los efectos de los prismas rectangulares rectos definidos por los cuadrados de la cuadrícula y su diferencia de elevación con la estación de gravedad (Kearey *et al. op cit*). Esta operación corrige efectivamente los efectos de la topografía en áreas distantes de la estación de gravedad.

Anomalías de gravedad

La anomalía de gravedad es la diferencia entre un valor de gravedad medida (u observada) en un punto de la Tierra y el valor de gravedad predicho basado en un modelo terrestre (Dobrin y Savit, 1988). Los valores de gravedad observada hacen referencia a una determinación absoluta de la gravedad, la cual se obtiene aplicando diversas correcciones a las lecturas instrumentales, como las correcciones por marea y la deriva instrumental. Los tipos de anomalías gravimétricas más comunes son la anomalía de aire libre y el de Bouguer (Lowrie, 2007).

○ *Anomalía de aire libre (Δg_F)*

De acuerdo con Lillie *op cit.*, la anomalía de aire libre es la gravedad observada corregida por los efectos atmosféricos y de altura de la estación (función de variaciones laterales de masa). Se define mediante la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad modelada en la estación, teniendo en cuenta la gravedad teórica en el elipsoide GRS80 y las correcciones de aire libre y atmosférico (Hinze *et al. op cit.*):

$$\Delta g_F = g_{ob} \pm \Delta g_{FA} + \Delta g_{atm} - g_n \quad (\text{Ecuación 14})$$

donde g_{ob} es el valor observado de g , Δg_{FA} es la corrección de aire libre, Δg_{atm} es la corrección atmosférica y g_n es el valor normal o teórico de g .

○ *Anomalía de Bouguer (Δg_B)*

Musset y Aftab (2000), definen esta anomalía como aquella que indica las variaciones de la gravedad, con respecto a la disposición, densidad y forma de las

rocas del subsuelo, por medio de la aplicación de correcciones gravimétricas topográficas, atmosféricas y de Bouguer. En resumen:

$$\Delta g_B = g_{ob} \pm \Delta g_{FA} \pm \Delta g_{BP} + \Delta g_T + \Delta g_{atm} - g_n \text{ (Ecuación 15)}$$

donde Δg_{BP} es la corrección de Bouguer. Dicha anomalía supone que la estación se encuentra por encima del punto de referencia. Si esto no es así, Musset y Aftab *op. cit.* mencionan que sus correcciones respectivas tendrán el signo opuesto.

Musset y Aftab *op. cit.* comentan que el propósito de esta anomalía es proporcionar la anomalía debida a las variaciones de densidad de la geología presente debajo del punto de referencia, sin los efectos de la topografía y latitud. Sostienen que la precisión que se obtiene al aplicar la fórmula de dicha anomalía está limitada solamente por el cuidado al medir distancias y alturas pero, las correcciones de Bouguer y de terreno dependen notablemente de las densidades de las rocas entre la superficie y el datum. Afirman que, si es posible, éstos se estimen a partir de muestras de roca, pero incluso entonces es probable que el muestreo se limite solo una parte de las rocas. Existe la posibilidad de que un cambio de litología debajo de la superficie; después de todo, el estudio se oriente a la búsqueda de variaciones de densidad y éstas no pueden estar restringidas por debajo del dato. Así, una parte de interpretación geológica entra en estas dos últimas correcciones.

Análisis preliminar de datos gravimétricos

El análisis preliminar de datos gravimétricos, de acuerdo con Jacoby y Smilde (2009), implica generar anomalías confiables e interpretables. Para ello, es necesario: (1) Identificar valores atípicos, es decir, errores graves o equivocaciones cometidas en alguna etapa de adquisición hasta la transferencia y procesamiento de datos para la interpretación geofísica; y, (2) Hacer que las anomalías “sean susceptibles a la mente humana para formar ideas o imágenes modelo”. Los autores resaltan que en este último punto, un determinado conjunto de observaciones espaciadas irregularmente se transformaran en representaciones de anomalías, discretas y continuas, a partir de

la derivación de cuadrículas puntuales regulares de una y dos dimensiones con procedimientos matemáticos y numéricos.

Jacoby y Smilde (*Ibídem*), afirman que el análisis de datos tiene, “casi siempre”, un carácter de filtrado. Puntualizan que el filtrado es una operación formal que puede afectar la interpretación.

○ *Identificación de valores atípicos*

Según Jacoby y Smilde *op cit.*, los valores atípicos son errores cometidos en cualquier etapa. Pueden acumularse desde la adquisición y/o procesamiento, hasta finalmente “influir en la interpretación”. La eliminación y/o corrección de valores atípicos debe realizarse antes de procesar los datos; de lo contrario, “los errores afectaran a los resultados”. Sostienen que diversos tipos errores surgen de observaciones auxiliares inexactas, como levantamientos y densidades de rocas; así como, reducciones y manipulaciones. Entre los tipos de errores que pueden ocurrir, tenemos:

- Errores graves, las cuales deben eliminarse si son detectados. Se derivan de “lecturas erróneas, copia incorrecta y mal funcionamiento de los instrumentos”. Jacoby y Smilde recomiendan para su corrección utilizar la inspección y el análisis estadístico. La inspección implica el uso de notas de campo y la repetición de mediciones (en caso de haberse detectado grandes errores de lectura). El análisis estadístico se basa en determinar si los datos se ajustan a una distribución estocástica o gaussiana.
- Errores sistemáticos, constituyen errores derivados de parámetros de reducción incorrectos o fallas técnicas con los instrumentos (ej. deterioro del vacío del sensor, problemas en el termostato, etc.). Pueden llegar a ser incorregibles si no se reconocen. Jacoby y Smilde (*Ibídem*) indican que las reducciones estándar no representan errores sistemáticos, así como tampoco las desviaciones locales de los supuestos de referencias normales

(gradientes verticales o densidades de rocas). Asimismo, este tipo de errores puede introducirse si las anomalías derivan de valores discretos de correcciones gravimétricas (Aire libre y Bouguer) o cuando los datos poseen una distribución espacial “desfavorable para recuperar las características de interés”. Los autores recomiendan realizar verificaciones repetidas del instrumento antes de comenzar las mediciones, así como revisiones constantes de los parámetros usados de reducción.

- Errores aleatorios, son errores que pueden llegar a ser independientes entre sí. Jacoby y Smilde (*Ibidem*) puntualizan que los errores más grandes de este tipo derivan de reducciones de altura y masa, resultantes de errores aleatorios de elevaciones de puntos y de fluctuaciones de densidad y de terreno incorrectamente mapeados o digitalizados. La configuración, nivelación, lectura y deriva del instrumento, así como las mediciones auxiliares (como el de la altura del instrumento, etc.) pueden inducir efectos aleatorios en las mediciones de gravedad. Al igual que en los errores graves, los autores recomiendan usar la inspección y el análisis estadístico para su corrección.

- *Análisis estadístico*

De acuerdo con Sánchez y Sevilla (2002), la validación gráfica está dada por diversos tipos de representaciones, siendo destacables las que incluyen un tratamiento estadístico a un determinado conjunto de datos. Entre las representaciones gráficas mencionadas por estos autores, se encuentran el histograma y los mapas de variables estadísticas (máximos, mínimos, media, varianza y desviación estándar). En la figura 2.16 se muestra un resumen de los gráficos generalmente utilizados en el control estadístico de los datos.

Sánchez y Sevilla (*Ibidem*) detallan que el análisis estadístico sirve para determinar si los datos que se dispone son correctos o si existe alguno erróneo,

basándose en la homogeneidad del campo de gravedad. Para su aplicación, es necesario calcular previamente las anomalías gravimétricas, para luego representarlos en un histograma, “con una división en la variable del eje x (normalmente las anomalías) lo más discretizado posible”, de manera que se pueda observar si los datos se ajustan a una campana de Gauss.

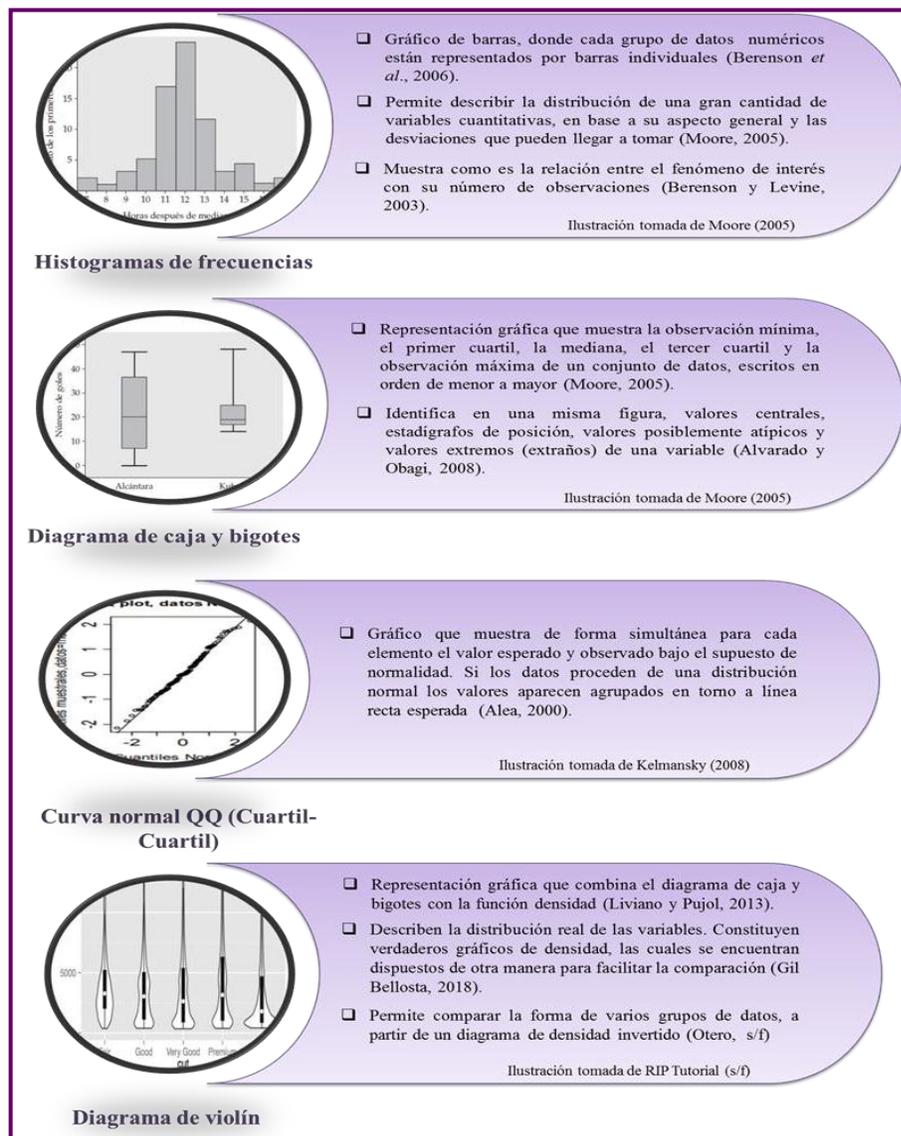


Figura 2.16 Resumen de gráficos generalmente usados en el control estadístico de los datos. Información tomada de Alea (2000), Alvarado y Obagi (2008), Berenson y Levine (2003), Berenson *et al.* (2006), Gil y Bellosta (2018), Liviano y Pujol (2013), Moore (2005) y Otero (s/f).

○ *Suavizado, promedio, filtrado*

El filtrado, de acuerdo con Jacoby y Smilde *op cit.*, comienza luego de haberse eliminado efectivamente los valores atípicos del conjunto de datos; no obstante, afirman que esto último nunca está garantizado. Estos autores explican que el suavizado se puede llevar a cabo de muchas maneras, ya sea manualmente (inspección y dibujo) o por métodos que incluyan promedio, ajuste funcional y estadística. Afirman que la elección de un método de suavizado depende del objetivo de estudio. Algunos métodos enfatizan las longitudes de onda cortas, algunas largas, y cada método tiene “su propio carácter y errores asociados”. Mencionan que el método de filtrado más simple consiste en promediar los valores de puntos de series de datos espaciales (o temporales) en áreas generalmente superpuestas con funciones de ponderación. Entre los diversos tipos de filtros, tenemos:

- *Filtro pasa banda (BPAS)*, es utilizado para dejar pasar o rechazar un determinado rango de números de onda de un conjunto de datos (Geosoft, 2005). El diseño del filtro viene dado por

$$\left\{ \begin{array}{l} (k) = 0, \text{ para } k < k_o \\ (k) = 1, \text{ para } k_o \leq k \leq k_1 \\ (k) = 0, \text{ para } k > k_1 \end{array} \right. \quad (\text{Ecuación 15})$$

Donde k_o es el corte del número de onda corta en (ciclos/unidad terrestre), k_1 es el corte del número de onda larga en (ciclos/unidad terrestre), 0/1: si 1, deja pasar la banda definida; si 0, rechaza la banda definida. El valor predeterminado es pasar/dejar la banda. Tal diseño es mostrado gráficamente en la figura 2.17

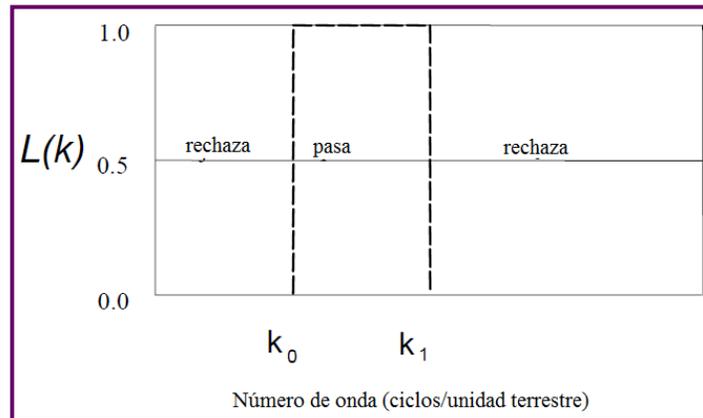


Figura 2.17. Diseño de filtro pasa banda (Modificado de Geosoft, 2005).

Geosoft *op cit.*, menciona que las unidades terrestres son unidades de reconocimiento utilizada en la cuadrícula (ej. Metros, Pies, etc.). Recalca que si las unidades terrestres están en metros, el corte de longitud de onda larga y corta estará en ciclos/metros. De igual modo, sostiene que la aplicación de un filtro de corte simple (o filtro cutoff simple) como este a un espectro de energía, “casi siempre” introduce una cantidad significativa de ruido (también conocido como Fenómeno de Gibbs). Por lo que, recomienda el uso de un filtro “más suave” como el filtro Butterworth (BTWR).

- *Filtro Butterworth (BTWR)*, es un filtro que “controla fácilmente el grado de caída” del mismo mientras deja fijo el número de onda central, por lo que, es excelente para la aplicación de filtros directos de paso alto y bajo a un conjunto de datos. Geosoft *op cit.* menciona que si se observa algo de ruido, el grado puede reducirse hasta que sea aceptable. El diseño de este filtro viene dado por

$$L(k) = \frac{1}{[1+(\frac{k}{k_0})^n]} \quad (\text{Ecuación 16})$$

Donde, k_0 es el número de onda central del filtro, n es el grado de función del filtro Butterworth (por defecto se usa un grado de 8), y $0/1$ es una bandera (o flag) para especificar si se requiere un pase alto residual (0) o un

pase bajo regional (1). Tal diseño es mostrado gráficamente en la figura 2.18.

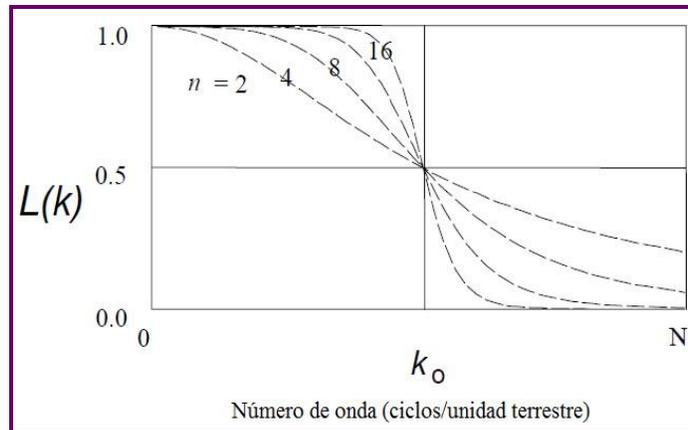


Figura 2.18. Diseño de filtro Butterworth (Modificado de Geosoft, 2005).

Geosoft *op cit.*, puntualiza que un filtro alternativo común, pero “más complicado” de aplicar es el filtro coseno (COSN).

Interpretación de anomalías gravimétricas

o Representación de datos

Al final de un estudio geofísico, la forma más sencilla de presentar los datos es trazando un gráfico que muestre la variación de la cantidad medida con respecto a la distancia o el tiempo, según corresponda (Kearey *et al. op cit.*). Este gráfico mostrará una forma de onda suave y continua (figura 2.19a), que reflejará variaciones físicas en la geología subyacente, superpuesta a variaciones no deseadas de características no geológicas, inexactitud instrumental y errores de recopilación de datos. La representación de esta curva implica la obtención de una serie de valores discretos en un intervalo de tiempo o distancia fijos (figura 2.19b). Puesto que los datos obtenidos en adquisición rara vez se adquieren de esta manera, es necesario interpolar los datos en una red espaciada de manera uniforme (Dentith y Mudge, *op cit.*).

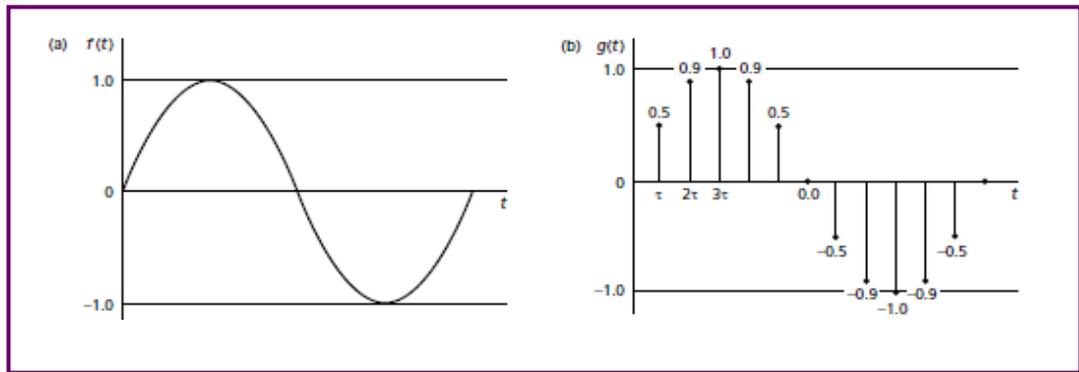


Figura 2.19 Función dependiente de la distancia: a) Representación análoga de una función; b) Representación digital de la misma función (Modificado de Kearey *et al.* 2002).

Según Paredes *et al.* (2012), la interpolación espacial es un procedimiento que permite determinar la posición de una variable desconocida en el espacio a partir de las posiciones de un conjunto de variables conocidas (denominado como nodos). Está basado en los principios de autocorrelación espacial, la cual supone que los puntos más cercanos son más similares en comparación con los más lejanos (Arun, 2013). Es utilizada para estimar los datos esparcidos irregularmente para la construcción de una representación bidimensional (mapa de contorno) y/o tridimensional (mapa de superficie de contorno) de un área determinada (Ferreira Garate, 2005). Por ende, se requiere de un grid (cuadrícula, rejilla o grilla), que corresponde a una estructura que define el espacio como una matriz de celdas de igual tamaño con valores regulares de puntos interpolados (figura 2.20; Childs, 2004). Existe dos formas principales de establecer el valor del parámetro en un nodo: estadísticamente o mediante una función matemática simple.

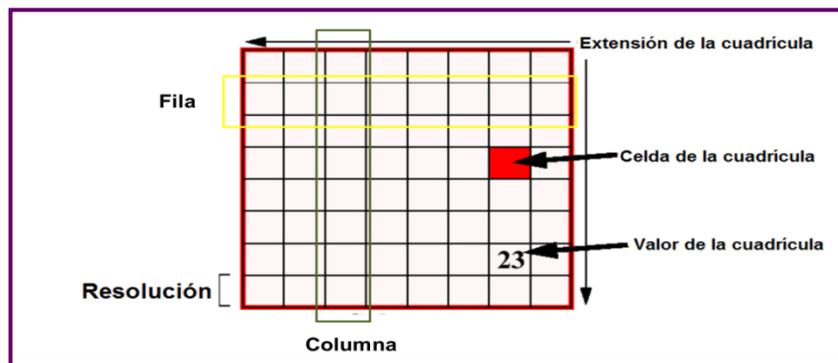


Figura 2.20 Estructura de una grilla o cuadrícula (Modificado de Clarke, s/f).

○ *Métodos de interpolación*

Los métodos matemáticos (o determinísticos) calculan los valores de celda de una determinada cuadrícula o grilla mediante las propiedades físicas de las muestras, siendo los métodos más comúnmente empleados la ponderación en función inversa de la distancia (o *IDW*), la mínima curvatura y el Topo to Ráster (*ANUDEM*). Por el contrario, los métodos probabilísticos infieren grandes cantidades de información utilizando muestras disponibles. Los métodos probabilísticos más comunes son el análisis de superficies de tendencia (*trend surface analysis*) y los derivados de la forma genérica de Kriging; este último supone que “la media de los datos varía a través del área en estudio”, pero llega a ser constante dentro de un área (o vecindad) local cubierta por el método de interpolación.

- *Método determinístico (Mínima curvatura)*: también llamado como método de cuadrícula aleatorio, es un método de interpolación determinístico que utilizan fórmulas matemáticas en la solución de un sistema lineal de ecuaciones para la interpolación de un conjunto de datos (Varouchakis y Hristopulos, 2013). De acuerdo con Stark (2008), este método crea una superficie lisa de curvatura mínima atravesando cada punto del espacio, tanto como sea posible de acuerdo con la posición de los datos originales. Dicho proceso puede ser comparado con la toma de una “hoja elástica muy delgada” que recorre todos los puntos de datos, flexionándola de tal manera que estos puntos se encuentren en esta hoja con la menor cantidad de flexión. La cuadrícula resultante se genera a partir de la aplicación continua de una ecuación al área de la grilla en un intento de lograr el suavizamiento de la misma. Las iteraciones finalizarán “cuando el error se encuentre dentro de un residual preestablecido o cuando se haya alcanzado el número máximo de iteraciones preestablecidas”. Geosoft (2014), recomienda usar este método cuando los datos son relativamente uniformes entre los puntos de muestreo o las líneas topográficas.

- *Método probabilístico (Kriging)*, es un método de cuadrícula estadística para datos aleatorios, datos de líneas no paralelas o datos de líneas ortogonales (Geosoft, 2014), que cuantifica la estructura espacial de los datos mediante el uso de variogramas (también llamados semivariogramas debido a su similitud en el cálculo) y los predice a través de la interpolación usando estadística (Villaloro *et al.*, 2009). De acuerdo con GIS Geography (2017), este método depende del semivariograma, ya que este le permite identificar la naturaleza de la variabilidad espacial mediante la representación gráfica de la semivarianza y del intervalo de muestreo. Ferreira Garate *op cit.* resalta que este semivariograma no se utiliza directamente, sino que se examina un conjunto de funciones teóricas y se selecciona la que mejor se ajusta con los datos reales. Entre estas funciones teóricas se encuentran el modelo esférico, el modelo circular, el modelo exponencial y el modelo gaussiano o lineal. Asimismo, GIS Geography sostiene que para aplicar el método de interpolación de Kriging es necesario que los datos cumplan ciertos criterios, tales como: a) tener una distribución normal, b) ser estacionarios, es decir, que la variación local no cambie en diferentes áreas del mapa y c) no seguir una tendencia predeterminada.

- *Separación regional-residual*

De acuerdo con Dobrin y Savit *op cit.*, la separación regional-residual implica que las anomalías residuales y regionales se deben separar unas de otras para la realización de la interpretación gravimétrica. Afirman que esto ocurre cuando la fuente con dimensiones más grandes es una característica geológica regional, como una cuenca o geosinclinal, y la más pequeña es una característica local, como un anticlinal o un domo de sal. En tal situación, dichos autores consideran que la primera anomalía tiene una frecuencia espacial baja (equivalente a una gran extensión lateral o una longitud de onda larga) y la segunda una frecuencia espacial alta (que corresponde a una extensión lateral corta o longitud de onda corta). Sostienen que en

tales casos es preferible aislar la anomalía de la fuente más pequeña, un proceso que implica el filtrado espacial de paso alto.

Hacen hincapié de que el componente de la anomalía de gravedad que tiene la longitud de onda efectiva más larga se suele denominar *regional*, mientras que el componente más estrecho o de longitud de onda más corta, que tiene una fuente más localizada se denomina *residual* (figura 2.21). La extracción de residuales de una determinada región se realiza por medio de métodos gráficos y computacionales. En estudios regionales, Dobrin y Savit *op cit.* manifiestan que se hace deseable la eliminación de anomalías de características de extensión lateral pequeña para resaltar estructuras a mayor escala con mayor claridad. Por lo que, puntualizan que las técnicas equivalentes al filtrado de paso bajo para el campo de gravedad observado deben lograr este objetivo.

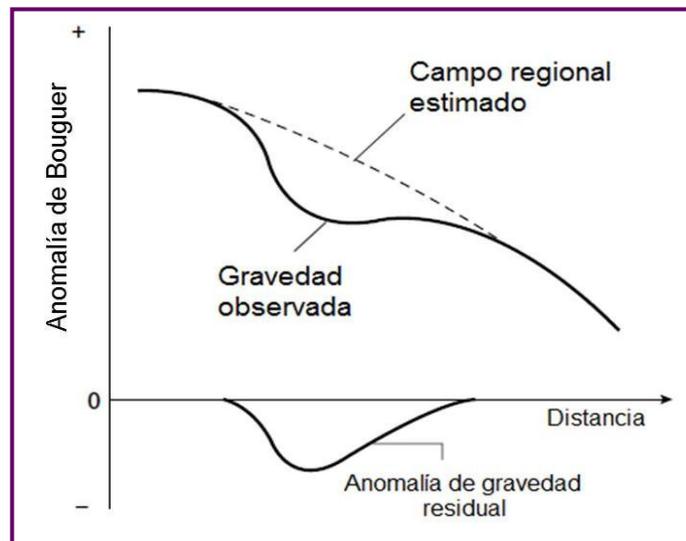


Figura 2.21. Separación de anomalías de gravedad regional y residual a partir de anomalías de Bouguer observadas (Modificado de Kearey *et al.*, 2002).

○ *Análisis espectral*

El análisis espectral de datos de anomalías gravimétricas es un método que proporciona una estimación objetiva de la profundidad media en la que se encuentran la distintas fuentes que genera el campo observado (Sánchez Jiménez *et al.*, 1998).

Dicha estimación viene ilustrada en mapas regionales y residuales que reflejan los valores de anomalías en diversos intervalos de profundidad.

Para su aplicación, Sánchez Jiménez *et al.* explican que este método transforma una serie de datos en el dominio espacial al dominio de frecuencia mediante la transformada de Fourier. Al representar el logaritmo neperiano del cuadrado de la amplitud de cada armónico (definido como espectro de potencia) frente a su frecuencia, es posible visualizar tramos de frecuencia asociado a una relación lineal con las amplitudes. Cada tramo lineal es interpretado como “una fuente que origina una anomalía”, de manera que la pendiente está directamente relacionada con la profundidad de dicha fuente (figura 2.22). Para estimar esta profundidad, es utilizada la siguiente fórmula:

$$Z = \frac{m}{4\pi} \text{ (Ecuación 17)}$$

donde, z es la profundidad del tope de la fuente y m es la pendiente de la relación lineal.

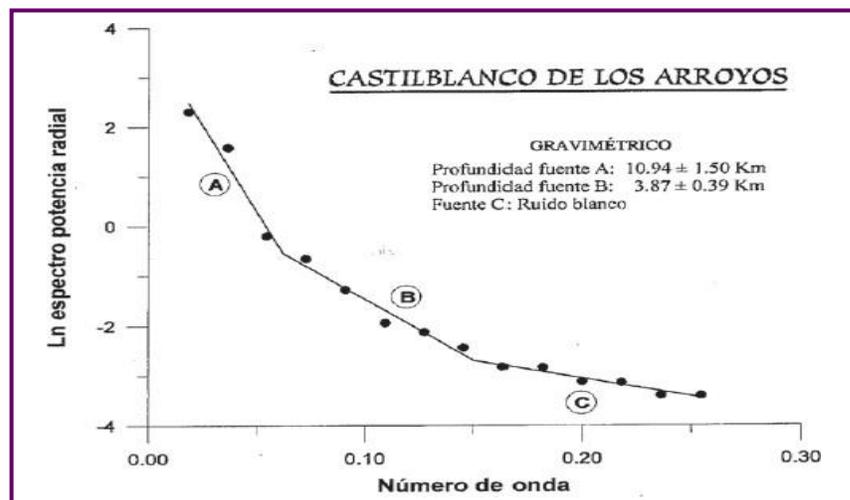


Figura 2.22 Espectro radial del mapa de anomalía de Bouguer (Tomado de Sánchez Jiménez *et al.*, 1998).

CAPÍTULO III

3.1 METODOLOGÍA

En el esquema mostrado en la figura 3.1 se representa la secuencia de trabajo que se realizó durante el procesamiento e interpretación de los datos.

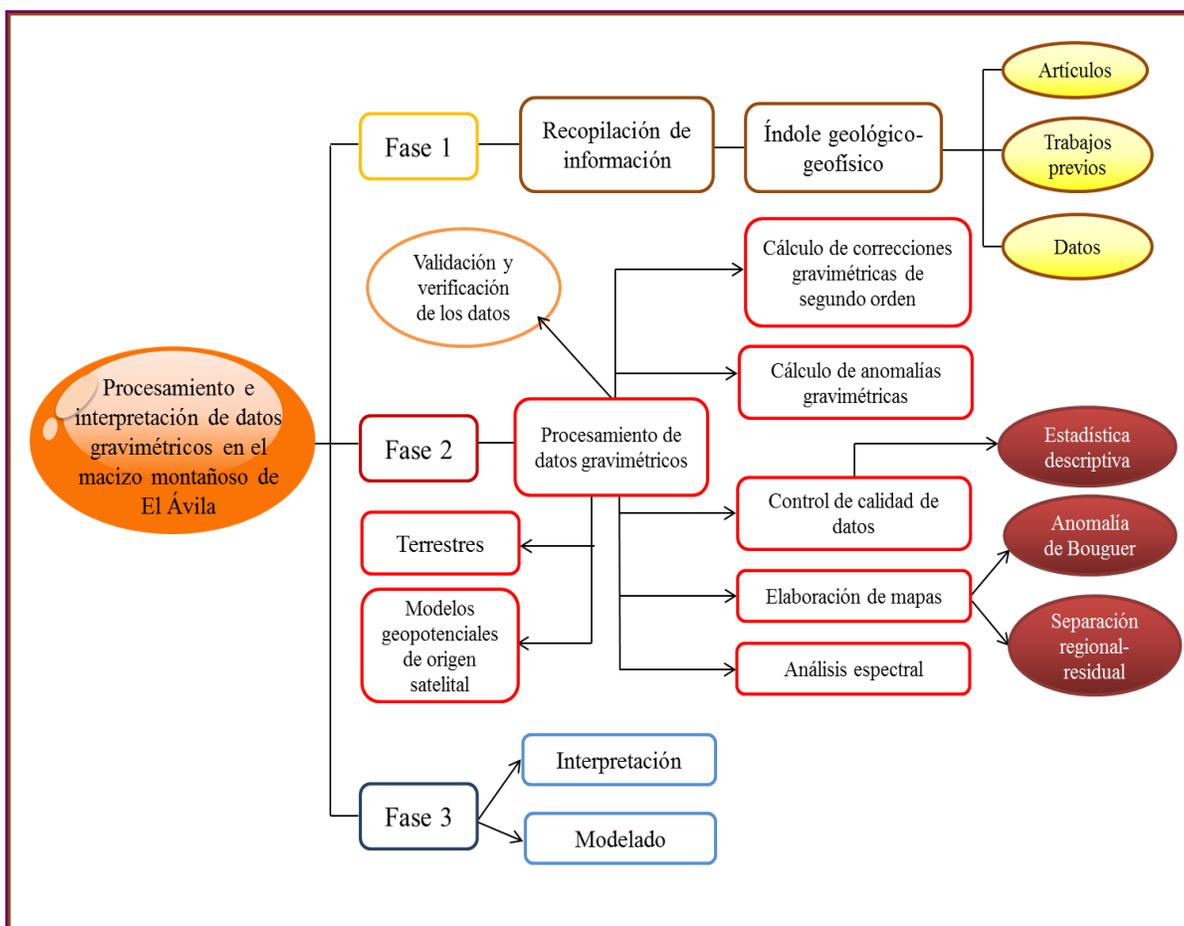


Figura 3.1 Representación esquemática de las fases del procesamiento e interpretación utilizado para los datos gravimétricos.

Las etapas para la realización de este trabajo se desarrollaron en tres fases, a saber:

- ✓ Fase 1, comprendió la recopilación de información de índole geológico-geofísico del macizo montañoso de El Ávila. Dicha información fue en su mayoría de fuentes secundarias que pudieron ser encontrados en trabajos de

grado y revistas especializadas. Las fuentes primarias que fueron utilizadas para el procesamiento constituyeron datos de adquisición recolectados por estudios previos en el área de interés.

- ✓ Fase 2, incluyó el tratamiento matemático y estadístico que le fue aplicado a la base de datos gravimétricos terrestres y los derivados de modelos combinados de origen satelital. Estos procesos implicaron el cálculo de correcciones gravimétricas de segundo orden y de anomalías gravimétricas, así como el control de calidad de los datos a partir del análisis estadístico descriptivo. La aplicación de estos procesos permitió el desarrollo de mapas como el de anomalía de Bouguer y la aplicación de procedimientos que permitieron delimitar tendencias regionales y residuales como la separación regional-residual.
- ✓ Fase 3, la cual comprendió la interpretación y modelado de los datos. El modelado geofísico permitió representar la distribución de las propiedades de las rocas en el subsuelo.

Recopilación de información

Los datos gravimétricos terrestres del macizo montañoso de El Ávila fueron recopilados a partir de los estudios gravimétricos realizados por Ruiz (1989), cuya estaciones ordinarias se ubicaron en sitios claves y de fácil acceso en el mapa topográfico de la época (como puestos de Guardaparques, Picos, Estribos, etc.). La información disponible abarcó libreta de campo y coordenadas geográficas de mediciones de campo, siendo el número total de datos de 67 estaciones de gravedad (figura 3.2). La ubicación, altitud e identificación de estas estaciones gravimétricas se muestran en la tabla A3.1 en la sección de Apéndices. El empleo de lecturas originales y recálculo de la gravedad observada por diferencias entre los valores de gravedad relativa corregidas por deriva instrumental y la estación absoluta de Santa Inés (Tabla 3.1), permitieron que los datos gravimétricos de Ruiz (*Ibidem*) fueran normalizadas a la red de orden cero vigente en nuestro país.

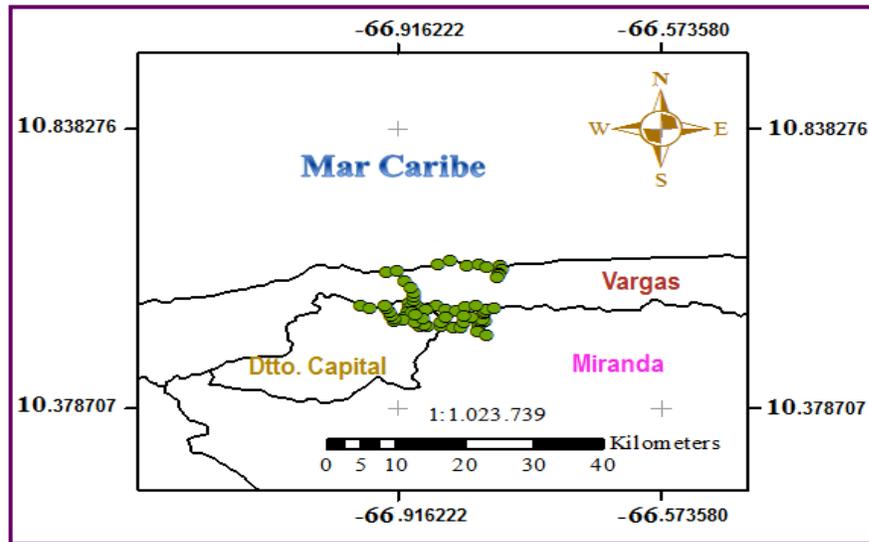


Figura 3.2 Mapa de ubicación de las estaciones gravimétricas terrestres (círculos de color verde) pertenecientes al Macizo de El Ávila.

Por otro lado, los datos gravimétricos derivados de modelos combinados de origen satelital fueron obtenidos a partir de la base de datos del modelo EIGEN-6C4, la cual puede ser descargada libre y gratuitamente en el portal web del IGGEM GFZ Postdam (<http://icgem.gfz-postdam.de/ICGEM>). La elección de este modelo de campo gravitatorio global estático se debe a que el mismo ha brindado mejoras significativas en la representación de heterogeneidades geológicas y realce de características tectónicas en el país dado el número de armónicos empleados en su generación (Linares *et al.*, 2015). Los datos de gravedad observada sobre la superficie terrestre se descargaron con un espaciamiento de 1 km (resolución del modelo), llegando a abarcar un total de 8.855 estaciones (figura 3.3). Dichas estaciones cubrieron un área de 0,14° más amplio que la zona de interés; esto con la finalidad de efectuar un control de calidad cuantitativo de los datos, una vez elaborados los mapas de anomalías gravimétricas, y para tener mejor control de la componente regional de la señal.

Tabla 3.1 Valores de gravedad absoluta (Tomado de Drewes *et al.*, 1991).

Estación	Estado	Coordenadas geográficas	Altura elipsoidal (m)	Gravedad absoluta (mGal)
Santa Inés	Distrito Capital	Long: 10,50694 Lat: -66,92377	914,16	978.051,043 ± 0,08

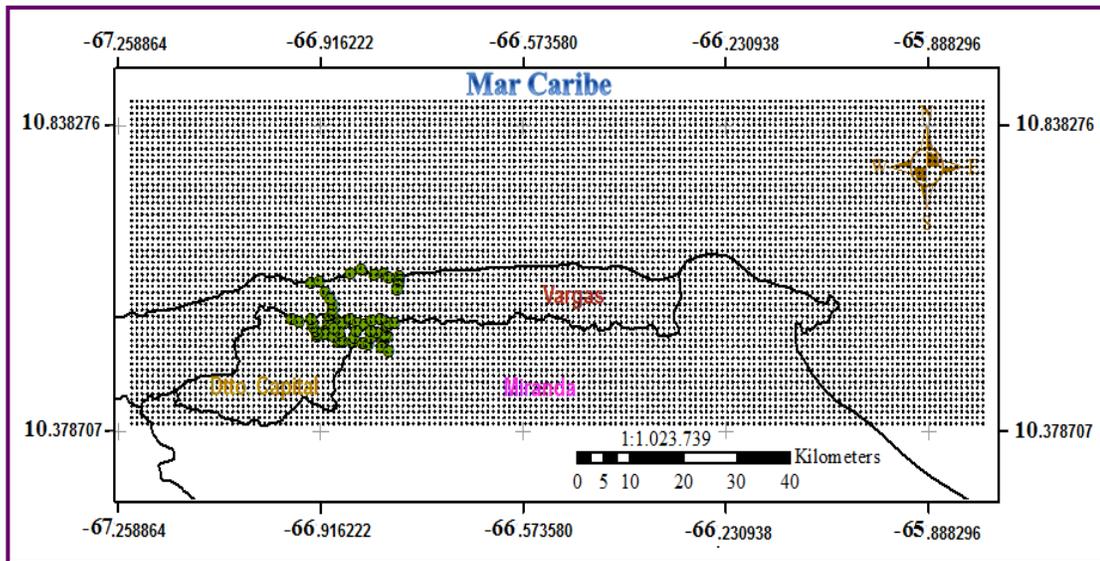


Figura 3.3 Mapa de ubicación de las estaciones gravimétricas derivadas de modelos geopotenciales de origen satelital (puntos de color negro) pertenecientes al macizo montañoso El Ávila.

Procesamiento de datos

Correcciones de segundo orden

La aplicación de reducciones gravimétricas a valores de gravedad observada (tanto de datos terrestres como aquellos derivados de modelos combinados) depende notablemente de la información topográfica que se disponga acerca de las estaciones levantadas en campo. Ante la falta de datos confiables de altura para estas estaciones, se tuvo que sustraer dicha información a partir de dos modelos digitales de elevación (*Digital Elevation Model*, DEM), uno con data topográfica proveniente del modelo topográfico mundial de alta resolución „*Shuttle Radar Topography Mission*“ (SRTM), y otro con data batimétrica del modelo global multi-resolutiva „*Global Multi-Resolution Topography*“ (GMRT). Ambos modelos fueron suministrados por la página oficial de OpenTopography, plataforma que facilita el acceso de datos topográficos y batimétricos de alta resolución a la comunidad científica. La sustracción de la información topográfica fue adquirida a partir de la herramienta de geoprocésamiento “*Add surface information*” de la aplicación SIG (Sistema de

Información Geográfica) de escritorio del software ArcGIS, denominado Arcmap de la versión 10.3.1, la cual atribuye a las entidades información espacial derivada de una superficie (Environmental Systems Research Institute, 2016).

Una vez obtenido los datos de cota para ambos tipos de datos, se procedió a calcular las reducciones de segundo orden (ecuaciones 6, 7, 9, 11 y 12) en una tabla de procesamiento, con los datos numéricos a ser calculados en el programa Microsoft Excel 2010 (figura 3.4). El nivel de referencia utilizado para las correcciones de segundo orden fue la altura ortométrica (H) de cero (0) m.s.n.m. Asimismo, la densidad usada para las reducciones gravimétricas de datos terrestres fue de 2,67 g/cm³, reportada por Orihuela (1997) como un valor de reducción adecuado para el cálculo de la anomalía de Bouguer en el macizo rocoso de El Ávila; y por Hinze *et al.* (2003) como la densidad de las rocas cristalinas superficiales, de composición granítica, encontradas en los continentes. De igual modo, se utilizó una densidad de reducción gravimétrica de 2,85 g/cm³ para la roca en los datos marinos, reportado por Garzón y Ughi (2008) como la densidad de la corteza de transición (Bloque de Bonaire, ubicado al norte de Venezuela).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
1	Base de datos terrestre (Macizo rocoso El Ávila)														
2	Densidad (gr/cm ³)			2.67			Relación			1.0674157					
3	Latitud	Longitud	Cota DEM (m)	Grobs (mGal)	Gteo (mGal)	AG (mGal)	CAL (mGal)	BBLafahr (mGal)	CSB (mGal)	Ct local (mGal)	Ct regional (mGal)	Ct Total (mGal)	Catm (mGal)	AAL (mGal)	AB (mGal)
4															
5	10.5125	-66.809167	1361.9987	977958.14	978204.57	-246.43089	-420.38937	1.3385228	153.74577	3.09E-08	14.357703	14.35770343	0.7457661	174.70425	35.316183
6	10.515278	-66.808889	1457.0003	977933.64	978204.66	-271.02074	-449.70223	1.3830835	164.42098	2.48E-08	16.608433	16.60843332	0.7373143	179.4188	31.606254
7	10.516111	-66.809722	1479.9993	977930.24	978204.69	-274.44769	-456.79839	1.3929146	167.00439	1.53E-08	16.845959	16.84595942	0.7352779	183.08598	32.927544
8	10.520833	-66.8075	1717.9993	977881.34	978204.84	-323.50049	-530.22702	1.4727536	193.71636	2.22E-08	19.284824	19.28482432	0.7144255	207.44096	33.009424
9	10.521667	-66.8025	1957.9996	977814.94	978204.87	-389.92746	-604.26456	1.512829	220.6124	3.64E-08	21.112204	21.11220384	0.6938062	215.0309	15.530707
10	10.523333	-66.805278	1885.9988	977834.04	978204.92	-370.88141	-582.05395	1.5050694	212.54777	1.90E-08	20.633874	20.63387432	0.6999949	211.87249	19.958589
11	10.534722	-66.803333	2378.999	977728.54	978205.29	-476.75028	-734.1182	1.4850573	267.69433	3.14E-08	29.477652	29.47765163	0.6586274	258.02656	19.809876
12	10.537222	-66.801944	2465.9994	977697.54	978205.37	-507.8313	-760.94953	1.4637445	277.40833	2.88E-09	33.035415	33.0354153	0.651515	253.76975	9.3968287
13	10.540833	-66.799722	2563.0001	977669.94	978205.49	-535.54836	-790.86373	1.4336931	288.23264	2.67E-08	36.513422	36.51342163	0.6436485	255.95902	4.2398021
14	10.541944	-66.875278	2149.9973	977773.44	978205.52	-432.08439	-663.48768	1.5156577	242.09971	2.63E-09	22.895388	22.8953881	0.6776063	232.0809	12.876576
15	10.5475	-66.865278	2238.9994	977754.04	978205.7	-451.66458	-690.93928	1.5081555	252.05152	7.34E-09	32.667863	32.66786311	0.6701858	239.94488	20.561223
16	10.537222	-66.8475	2313.9998	977735.24	978205.37	-470.1313	-714.07141	1.4974992	260.43339	4.32E-09	22.878805	22.8788051	0.6639764	244.60409	7.0495095
17	10.541204	-66.853388	2466.1672	977683.04	978205.5	-522.46038	-761.00128	1.4636982	277.42707	4.58E-09	36.797293	36.7972933	0.6515013	239.1924	-1.4373824
18	10.545	-66.889444	1926.0013	977835.04	978205.62	-370.58348	-594.39377	1.5098317	217.0288	6.30E-09	15.108316	15.10831561	0.6965316	224.50681	22.586333
19	10.55	-66.901389	1897.0001	977837.04	978205.79	-368.7457	-585.44749	1.5064916	213.78023	9.79E-10	21.069	21.0689996	0.699008	217.4008	24.68957
20	10.543056	-66.901111	1700.0014	977894.74	978205.56	-310.82042	-524.67442	1.4681117	191.69775	1.80E-09	16.632273	16.6322729	0.7159883	214.56998	39.524502
21	10.536389	-66.902778	1485.9992	977955.04	978205.34	-250.30429	-458.6495	1.3954179	167.67828	5.63E-09	13.534437	13.53443731	0.7347473	209.07996	54.936121
22	10.528611	-66.906111	1200.0002	978007.04	978205.09	-198.0523	-370.40149	1.2478602	135.52752	9.75E-09	9.726746	9.72674601	0.7603264	173.10951	47.308741

Figura 3.4 Modelo de tabla de procesamiento para estaciones gravimétricas

○ *Corrección topográfica*

Para el cálculo de esta corrección, se dividió el área circundante de cada estación en dos zonas: local y regional.

- *La zona local*, toma en consideración los efectos gravitacionales generados por la masa correspondiente a los compartimientos pertenecientes a las zona A, B y C de la gráticula (o retícula) de Hammer (Hammer *op cit.*). Las cotas promedios de estos compartimientos fueron determinadas en campo, conjuntamente con el levantamiento gravimétrico. La corrección topográfica para dicha zona se obtuvo mediante la ecuación (12) y las tablas de Hammer (Hammer, *op cit.*), cuya estimación fue organizada en una hoja de cálculo de la herramienta Excel del paquete de Microsoft Office 2010 (figura 3.5). Cada celda de la hoja de cálculo correspondió a una posición en el anillo de la retícula de Hammer, la cual permitió un mayor control de las diferencias de altura entre la estación medida y su entorno. Mediante el uso del lenguaje *Visual Basic Applications* (VBA), se crearon dos funciones: una que permitiera determinar el efecto topográfico con la densidad considerada por Hammer (denominada „*HammerZone*“), y otra que determinara dicho efecto con su factor de corrección (nombrada „*MeanRockHammerZone*“). En cada función se establecieron variables manipuladas por el usuario para la selección de celdas y almacenaje de los datos adquiridos. El código implementado en estas funciones se encuentran en el apéndice B.1

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O		
1							Corrección topográfica local (Datos de campo)										
2																	
3	Densidad [gr/cm3]	2.67															
4	Constante G	6,67E-11															
5	Relación densidad	1,335															
6																	
7	Sector	A	B	C													
8	Radio Interno (m)	0	2	16													
9	Radio Externo (m)	2	16	50													
10	Divisiones del anillo (m)	2	4	6													
11																	
12																	
13	Estación	Sector A			Sector B			Sector C									
14		Elevación (m)	1156	1196	1166	1186	1176	1196	1176	1206	1186	1196	1161	1186			
15	La Julia	Diferencia (m)	0	0	10	30	20	30	20	50	30	40	25	30	Ct Total		
16		Ct teórica	0	0	1,14E-09	2,18E-09	1,83E-09	2,18E-09	8,03E-10	2,28E-09	1,37E-09	1,87E-09	1,03E-09	1,37E-09	1,6112E-08		
17		Ct (2,00 gr/cm3)	0	0	1,12E-09	2,11E-09	1,778E-09	2,11E-09	8,05E-10	2,21E-09	1,35E-09	1,82E-09	1,09E-09	1,354E-09	1,57416E-08		
18		Ct (2,67 gr/cm3)	0	0	1,49E-09	2,82E-09	2,374E-09	2,82E-09	1,07E-09	2,94E-09	1,81E-09	2,43E-09	1,45E-09	1,807E-09	2,1015E-08		
19	El Tanque	Elevación (m)	1362	1362	1332	1412	1392	1382	1402	1442	1412	1412	1407	1422			
20		Diferencia (m)	0	0	30	50	30	20	40	80	50	50	45	60	Ct Total		
21		Ct teórica	0	0	2,18E-09	2,51E-09	2,18E-09	1,83E-09	1,87E-09	3,11E-09	2,28E-09	2,28E-09	2,08E-09	2,61E-09	2,29302E-08		
22		Ct (2,00 gr/cm3)	0	0	2,11E-09	2,42E-09	2,109E-09	1,78E-09	1,82E-09	2,37E-09	2,21E-09	2,21E-09	2,02E-09	2,514E-09	2,2156E-08		
23		Ct (2,67 gr/cm3)	0	0	2,82E-09	3,23E-09	2,818E-09	2,37E-09	2,43E-09	3,96E-09	2,94E-09	2,94E-09	2,7E-09	3,356E-09	2,9577E-08		

Figura 3.5: Hoja de cálculo utilizada para la corrección topográfica local.

- *La zona regional*, toma en cuenta los efectos de las zonas de F/2 hasta un radio de 5 km alrededor de cada estación gravimétrica, cubriendo hasta la zona L de la tabla de Hammer. No obstante, el desarrollo de las nuevas tecnologías ha permitido que estos efectos topográficos alcancen hasta un radio máximo de 25 km (Arnaiz-Rodríguez y Garzón, 2012). Esta corrección se hizo mediante la combinación de los algoritmos matemáticos de los métodos de Nagy (1966) y Kane (1962) estimados por el software Oasis Montaj v6.4.2, en donde se creó un mallado de corrección de topografía regional (Regional Terrain Correction grid) a partir de una serie de mallados topográficos, tanto regional como local. Dichas cuadrículas fueron generadas por medio de un modelo digital de elevación (*Digital Elevation Model, DEM*), el cual contenía información topográfica para el área que rodeaba a la zona de evaluación. A partir del mallado de corrección, el programa calculó los valores para cada una de las estaciones que se le suministró. Los modelos digitales se obtuvieron por medio del portal oficial de *National Centers For Environmental Information* (N.O.A.A) (figura 3.6), en donde se generaron dos modelos, uno local (0.05° más amplio que el área de estudio), y otro regional (0.1° más amplio que el área de estudio). Además de especificar la zona deseada, se seleccionó el tipo de base de datos a utilizar, que en este caso fue el modelo de relieve global ETOP01. Para crear el mallado de corrección topográfica regional, fue necesario habilitar previamente el menú “Gravity” en el proyecto, herramienta útil para diversos tipos de procesamiento gravimétrico, que abarca desde el cálculo de corrección de deriva hasta el cálculo de anomalía de Bouguer. Una vez activado el menú, se seleccionó en la barra de herramientas la opción *Gravity > Terrain Correction > Create Regional Correction grid*, el cual desplegó una ventana con la información referente a la densidad topográfica, mallado topográfico regional y local, altura de referencia del nivel del mar, tamaños de corrección

de la zona externa e interna y el tipo de optimización. Los parámetros utilizados para la creación de los mallados se muestran en la Tabla 3.2.

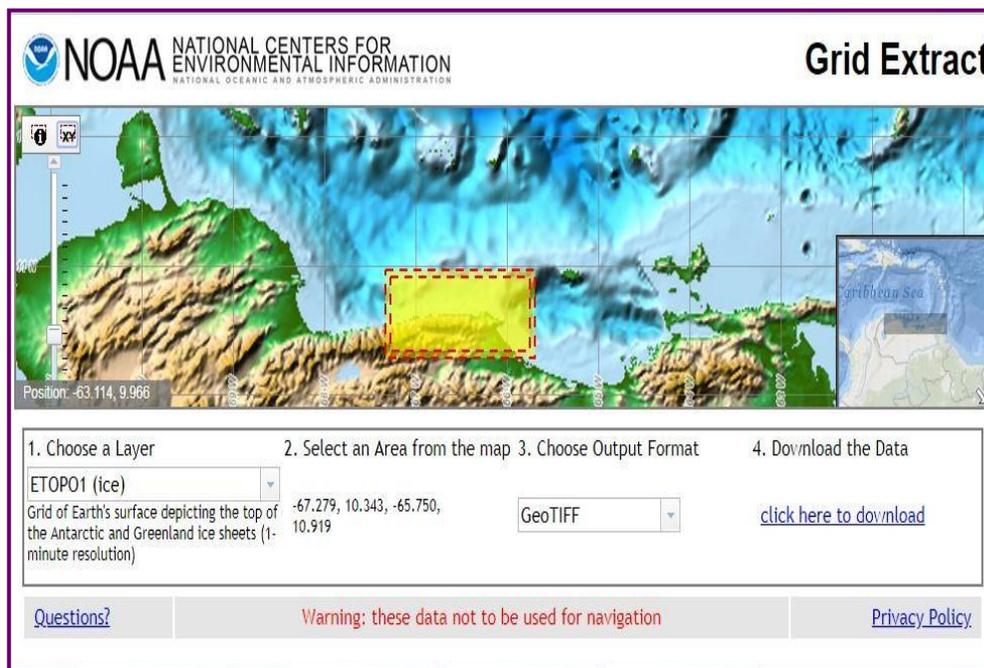


Figura 3.6: Portal N.O.A.A, utilizado para generar el grid del modelo digital de elevación.

Tabla 3.2 Parámetros utilizados para la creación de mallados de corrección topográfica.

Regional Terrain Correction grid	
<i>Datos terrestres</i>	<i>Datos de modelos geopotenciales de origen satelital</i>
<p>a) Water reference elevation (in elevation unit): 0,0</p> <p>b) Terrain Density g/cm^3 : 2,67</p> <p>c) Outer (regional) : 10.000 m</p> <p>d) Inner (local) : 500 m</p> <p>e) Optimization: None (3% de mayor precisión según manual Geosoft Inc. (2013)).</p>	<p>a) Water reference elevation (in elevation unit): 0,0</p> <p>b) Terrain Density g/cm^3 : 2,67</p> <p>c) Outer (regional) : 10.000 m</p> <p>d) Inner (local) : 2.000 m</p> <p>e) Optimization: None (3% de mayor precisión según manual Geosoft Inc. (2013)).</p>

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

- *Corrección de Bouguer*

Para determinar esta corrección, se utilizaron las ecuaciones 11 y los definidos por LaFehr (*op cit.*) para el cálculo de coeficientes adimensionales en la corrección de curvatura Bullard B (conversión de geometría de losa infinita a casquete esférico) y las ecuaciones mostradas por Sevilla (1994) para el cálculo del radio de la Tierra. Por medio del lenguaje *Visual Basic Applications* (VBA), se crearon tres funciones: una que calculara el radio vector del punto estación de altura “h” (denominado “*Radius_station*”), otra que precisara el valor del coeficiente adimensional μ (nombrado “*CoefMiu_LaFehr*”) y otra que permitiera obtener el valor del coeficiente adimensional λ (llamado “*CoefLanda_LaFehr*”). Con la creación de estas funciones fue posible aligerar los cálculos concernientes a la corrección de Bouguer, al permitir que en cada una ellas se establecieran variables que pudieran ser manipuladas por el usuario para la selección de celdas y almacenaje de los datos adquiridos. El código implementado en estas funciones se encuentra en el apéndice B2.

Cálculo de anomalías gravimétricas

Con todas las correcciones gravimétricas determinadas (topográfica, atmosférica, aire libre y Bouguer), se procedió a calcular la anomalía de aire libre y la anomalía de Bouguer completa por medio de las ecuaciones 13 y 14 en una tabla de procesamiento desarrollada en la herramienta Excel de Microsoft Office 2010. A partir de allí, se generaron dos bases de datos, una para datos terrestres y otras para aquellos derivados de modelos geopotenciales de origen satelital, en formato .txt con información de coordenadas geográficas (longitud y latitud), cota, gravedad observada y valores de anomalías gravimétricas (Aire Libre y Bouguer) (figura 3.7).

Validación estadística

En esta etapa de procesamiento, se efectuó un control estadístico de las anomalías gravimétricas (en este caso, Bouguer) para la identificación de valores atípicos y/o

errores cometidos durante las etapas de revisión bibliográfica y cálculo de correcciones gravimétricas. Para ello, se creó un algoritmo en el programa Spyder 3.3.6. (Python 3.7) que permitiera obtener los descriptivos estadísticos más relevantes en cuanto a la población de datos, así como también la generación de gráficos estadísticos para el análisis de los mismos.

Igualmente, a modo de comparación estadística descriptiva entre los diversos tipos de datos procesados, se extrajeron 259 estaciones de los datos gravimétricos derivados de modelos geopotenciales, las cuales corresponden a la misma ventana geográfica de los datos terrestres. Esto se hizo con el fin de validar los datos gravimétricos de modelos geopotenciales de origen satelital en base al comportamiento estadístico de los datos terrestres.

Lat	Long	Cotg	Grobs	AL	AB
10.6131	-66.9554	-35.060098	978248.5453	52.40868786	52.58205069
10.6131	-66.9464	-41.458459	978251.8395	57.67907922	57.91443327
10.6131	-66.9374	-51.996860	978254.4465	63.54097239	63.91613308
10.6131	-66.9284	-53.769465	978256.4861	66.12806117	66.6007041
10.6131	-66.9194	-53.570243	978258.0113	67.59172926	68.14649485
10.6131	-66.9104	-51.398023	978260.655	69.56451491	70.18427041
10.6131	-66.9014	-49.491342	978263.665	71.98561597	72.67678445
10.6131	-66.8924	-27.208897	978262.1843	63.62278243	64.38410775
10.6131	-66.8834	0.452376	978259.5768	52.75130024	53.60852524
10.6131	-66.8654	8.116161	978263.5499	59.08986268	66.89985753
10.6131	-66.8564	36.332800	978262.1656	66.41468849	73.94671975
10.6131	-66.8474	23.760000	978260.6556	61.0240805	69.04298266
10.6131	-66.8384	17.763200	978259.7169	58.23445412	66.80766895
10.6131	-66.8294	10.411200	978259.4783	55.72663534	65.05243568
10.6131	-66.8204	8.160915	978260.3576	55.91137619	65.54538944
10.6131	-66.8114	24.073821	978256.6229	57.08824191	67.19881172
10.6131	-66.8024	18.823625	978249.6466	48.49145715	59.01213822
10.6131	-66.7934	36.498799	978247.0893	51.38962415	61.95402694
10.6131	-66.7844	1.563200	978246.1529	39.67026158	42.27512741
10.6041	-66.9554	-9.780749	978251.8294	48.1786922	48.62741367
10.6041	-66.9464	-7.609922	978255.6333	51.3121226	51.96171267
10.6041	-66.9374	-7.514447	978256.5142	52.16353474	53.30321337
10.6041	-66.9284	2.904162	978255.4755	49.70035346	51.11439056
10.6041	-66.9194	7.395200	978252.7984	48.40943256	50.14711597
10.6041	-66.9104	36.950678	978254.1004	58.83379485	68.09994677
10.6041	-66.9014	8.590400	978256.9861	52.96603597	55.50638316
10.6041	-66.8924	90.433599	978245.2625	66.5032099	76.29729264
10.6041	-66.8834	92.048000	978230.5035	52.24248285	63.21187742
10.6041	-66.8744	240.758400	978234.2201	101.8559286	112.6051139
10.6041	-66.8654	149.134400	978237.1803	76.53835328	87.65055733
10.6041	-66.8564	144.163200	978237.6947	75.51846667	86.6925551
10.6041	-66.8474	202.326400	978235.5946	91.36935922	101.8990905
10.6041	-66.8384	164.232001	978228.0409	72.05858212	84.82065815
10.6041	-66.8294	301.232001	978224.916	111.215073	123.3553108
10.6041	-66.8204	159.006399	978227.6862	70.09108877	83.46510667
10.6041	-66.8114	343.289600	978216.5406	115.8191115	128.8381787
10.6041	-66.8024	224.392000	978195.5994	58.18417619	72.54959572

Figura 3.7 Formato de archivo con información gravimétrica

Asimismo, se hicieron comprobaciones cuantitativas sobre el tipo de distribución estadística de los datos gravimétricos mediante la prueba de Lilliefors, prueba de normalidad basada en la prueba de Kolmogorov-Smirnov (prueba no paramétrica) que puede ser determinada con ayuda de la interfaz gráfica de R commander; así como estudios de la estacionariedad de los datos con mapas de Voronoi (o diagramas de Thiessen), por medio de la aplicación SIG de escritorio del software ArcGIS, denominado Arcmap de la versión 10.3.1. Esto con el fin de verificar que los datos

gravimétricos cumplan con los criterios establecidos para una interpolación de Kriging óptima.

Construcción de mapas gravimétricos

Para la generación de mapas de anomalías de Bouguer, se tuvo que seguir una metodología predeterminada de construcción en el software Oasis Montaj v6.4.2, la cual se describe de la siguiente manera.

- (i) Carga de datos. Para ello, se seleccionó en la barra de herramientas la opción *File > Project > New*. Por medio de esta selección, el programa desplegó una ventana solicitando salvar el nuevo proyecto, por lo que se creó una nueva carpeta en la que se guardaron todos los archivos concernientes a los mapas que se realizaron. Una vez salvado el proyecto, se procuró obtener previamente las coordenadas geográficas (longitud, latitud), cota, anomalía de aire libre y anomalía de Bouguer del área en estudio en un archivo en formato (.txt), cuyos datos fueron cargados seleccionando en la barra de herramientas *Data > Import > Ascii*. La opción permitió el despliegue de una ventana solicitando el archivo con los datos, por lo que se localizó el mismo seleccionando primero *browse*, y luego *wizard*. La selección de este último hizo que apareciera una ventana con la visualización de los datos cargados y en donde se añadió nombre de identificación de cada columna de datos (figura 3.8). Ya realizado esto, se colocó el nombre de los archivos subidos en una nueva ventana.

Latitud	Longitud	Cota	DEM
10.512500	-66.809167	1361.998680	977958.140000
10.515278	-66.808889	1457.000320	977933.640000
10.516111	-66.809722	1479.999320	977930.240000
10.520833	-66.807500	1717.999279	977881.340000
10.521667	-66.802500	1957.999640	977814.940000
10.523333	-66.805278	1885.998841	977834.040000

Figura 3.8 Visualización de datos cargados

(ii) Cambio de coordenadas geográficas a coordenadas proyectadas. Una vez cargados los datos, se crearon dos nuevas columnas, las cuales se les asignó el nombre de UTMx y UTM_y, y se le especificó la cantidad de decimales deseado. Seguidamente, se seleccionó en la barra de herramientas la opción *Coordinates> New Project Coordinate*, el cual desplegó una ventana con la información que se muestra en la figura 3.9. Allí se precisó en las casillas los datos de coordenadas geográficas (longitud y latitud) y se estableció el tipo de sistema de coordenadas y datum de referencia mediante la opción *Next > Modify > Coordinate System= Geographic > Next > Datum =WGS84*. Una vez realizado esto se desplegó otra ventana en la que se especificó en qué columnas se iba a colocar los datos de longitud y latitud previamente transformados a coordenadas proyectadas. En este caso, se seleccionaron las dos nuevas columnas creadas en el primer paso. Finalmente, se accedió a las opciones *Modify > Projected (x,y) > Projection Method = UTM Zone 19N*, el cual permitió establecer nuevamente el tipo de coordenadas y el datum de referencia, pero esta vez de los datos proyectados ya generados.

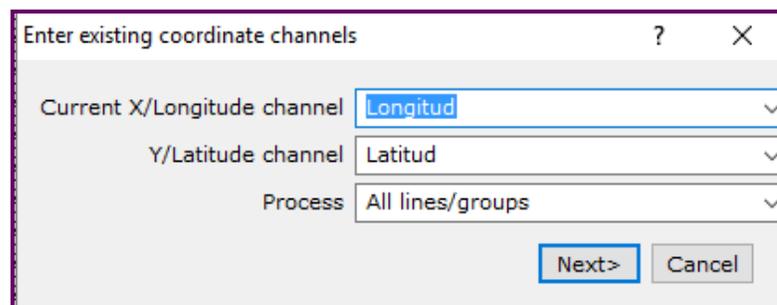


Figura 3.9 Selección de columnas de coordenadas a transformar

(iii) Realización de mapas de anomalía gravimétricas. Para la construcción de mapas, se accedió a la opción *Grid > Gridding> Minimun curvature/Kriging >Dialog Contorn*, cuya acción permitió establecer el método de interpolación de mínima curvatura y la asignación de mallado (grid) correspondiente a la magnitud que se quiere representar en el mapa. Por ello, mediante el

despliegue de ventana de la figura 3.10, se especificó la columna de los datos a representar y el nombre de identificación del grid. Con esta acción, se generó una ventana con el mapa, al cual le fue necesario agregar título, leyenda, norte geográfico, entre otros atributos. Por ende, se seleccionó en la barra de herramientas la opción *Mapping > Base Map > Draw Base Map*. Esto generó una ventana con la información referente a márgenes y escala de mapa, donde se detalló en las casillas valores de dirección de márgenes y visualización de dígitos en la escala. Al seleccionar el botón *Next*, apareció otra ventana solicitando título y subtítulos del mapa, así como también información sobre el autor. Por último, para la generación de una escala de colores que facilitarían la visualización de las magnitudes representadas, se accedió a la opción de *Grid > Display Grid > Color Legend Bar*.

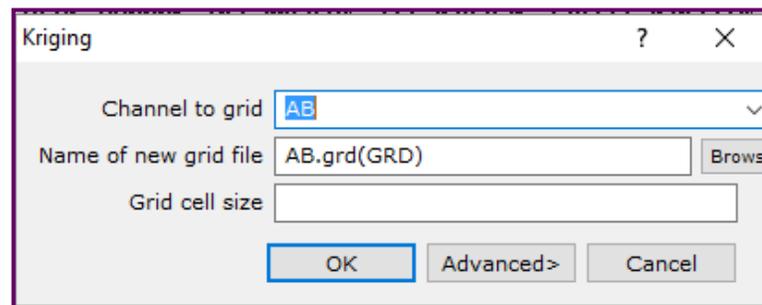


Figura 3.10 Asignación de mallado por método de interpolación de Kriging

- (iv) Realización de Espectros de potencia radialmente promediados. Con el fin de estimar las profundidades de fuentes anómalas a partir de datos de anomalías gravimétricas y magnéticas, se habilitó en la barra de herramientas el módulo MAGMAP. Dentro de este módulo se seleccionó la opción Spectrum Calculation and Display y luego Radial Average Spectrum. De aquí se desplegó una ventana en la cual se colocó en la casilla de “Name of output Spectrum file” el nombre del archivo en donde se guardó el espectro de potencia. Una vez colocado el nombre y seleccionado el botón OK, se seleccionó nuevamente *MAGMAP > Spectrum Calculation and Display>*

Display Spectrum> OK. Esto generó un perfil con el espectro de potencia promediado radialmente del área de interés, junto con un estimado de la profundidad (figura 3.11).

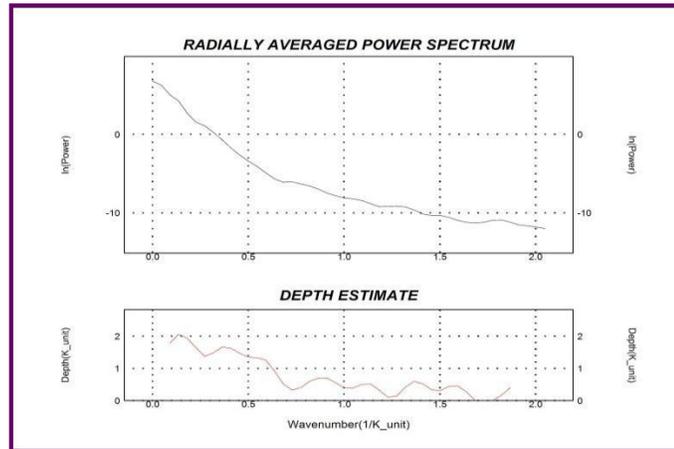


Figura 3.11 Espectro de potencia promediado radialmente generado por Oasis Montaj

(v) Realización de mapas regionales y residuales. Para el desarrollo de la separación regional-residual se activó la extensión del programa denominado MAGMAP. Con la selección de la opción Interactive Filtering y luego Interactive Spectrum Filter, se desplegó una ventana con una imagen del espectro de potencia promediado radialmente, un perfil de filtro seleccionado y el perfil de espectro de potencia resultante (filtrado).

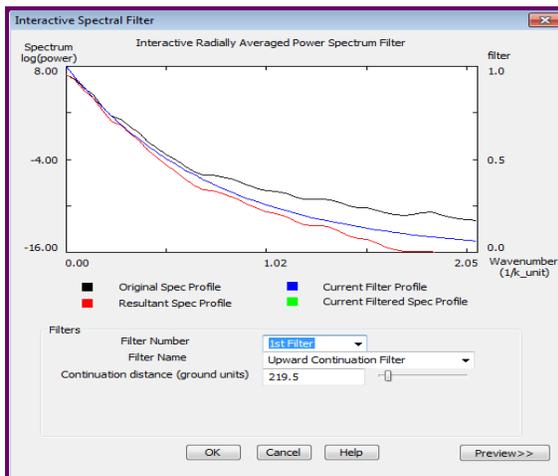


Figura 3.12 Selección de filtros para la separación regional-residual

Una vez elegido el filtro de interés por medio de una lista desplegable y los parámetros de filtro de mejor ajuste, se guardó y se aplicó estos cambios por medio de la opción *Interactive Filtering > Apply Filter*. Esta acción permitió la visualización de un mapa con respuesta de longitud de onda efectiva más larga (regional) o más corta (residual), dependiendo del filtro elegido. Para obtener el mapa faltante de longitud de onda se accedió a la opción Grid de la barra de herramientas, luego Expressions y por último Subtract Grids. De aquí se desplegó una ventana donde se colocó en las casillas la siguiente información: a) First Input Grid = (Nombre de la columna con los datos de anomalía de Bouguer), b) Second input grid subtract from first = (Nombre del archivo con los datos de anomalía residual o regional previamente generados en el punto anterior) y c) Output difference grid = (Nombre de archivo que se le desea colocar a los datos anomalía regional o residual). Finalmente, se selecciona el botón OK para guardar los cambios realizados.

Construcción de modelos geológicos-estructurales.

En esta fase de procesamiento se utilizó el software Oasis Montaj v6.4.2, software que no solo desarrolla mapas a partir de la realización de procesamiento y análisis especializados, sino que también ofrece modelados de anomalías de microgravedad a partir de escenarios creados por el usuario. Al igual que en la construcción de mapas gravimétricos, se tuvo que seguir una metodología predeterminada de uso, la cual se describe de la siguiente manera:

- (i) Selección del perfil: Para la delimitación del perfil, primero se tuvo que activar una nueva extensión denominado GM-SYS (*Gx>Load Menu> gmsis (archivo)*). Con la activación de este nuevo menú, fue posible delimitar el perfil gravimétrico a modelar mediante el llenado de información de la misma, una vez seleccionado la opción *New Model> From map profile*. Dicha solicitud de información constaba de: a) Model Name = (Nombre del perfil), b) Gravity grid = (Nombre de la columna con los datos de anomalía de

Bouguer), c) Vertical Distance units = (Unidad de medición en distancia vertical) y d) Number of points in profile = (Cantidad de puntos en el perfil) (Figura 3.13).

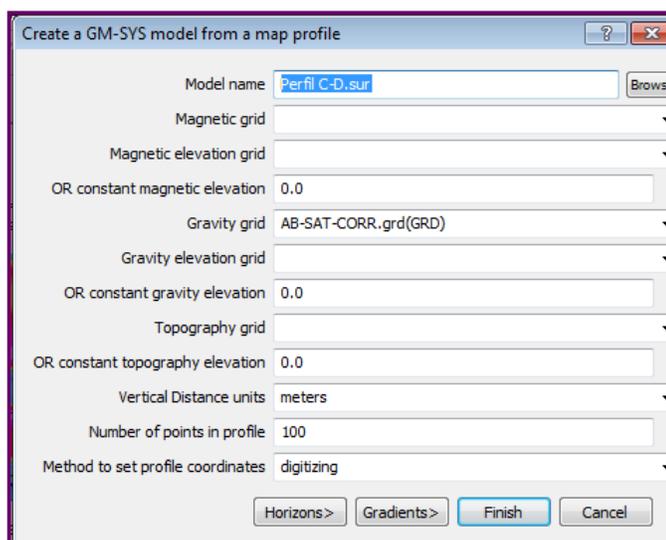


Figura 3.13 Visualización de la ventana Create a GM-SYS model from a map profile.

(ii) Modelo gravimétrico del subsuelo: Una vez guardado los cambios del paso anterior, se desplegó una ventana con la curva de anomalía de Bouguer del perfil seleccionado (en puntos negros) y la curva a modelar generado por el programa (en línea roja) (Figura 3.14). Por medio de la opción *View>Infinity*, se desplegó la interfaz del modelo en la parte inferior de la ventana. La activación de este botón permitió la visualización de las diversas formaciones geológicas que constituyen el sitio de estudio. Para introducir los cuerpos rocosos de la zona de estudio, fue necesario el uso de la ventana de acciones que se encuentra a la izquierda de la ventana, el cual tiene la propiedad de agregar y/o quitar puntos y líneas para la creación de bloques infinitos. Una vez creado estos bloques en profundidad, aparecieron en la interfaz con un nombre y un valor de densidad predeterminado. Para modificar esta información, se seleccionó en la ventana de acciones el botón en forma de ojo, en donde se desplegó una ventana con la mencionada información incluyendo color y tipo de diseño de fondo. Ya definido todas las capas necesarias con su

respectiva información de densidad, se seleccionó la opción *View>Full View*, en donde agregó diversos puntos sobre el límite de cada capa para modificar su forma y grosor, de manera de lograr que la curva generada por el programa se ajustara con la curva de anomalía de Bouguer del perfil.

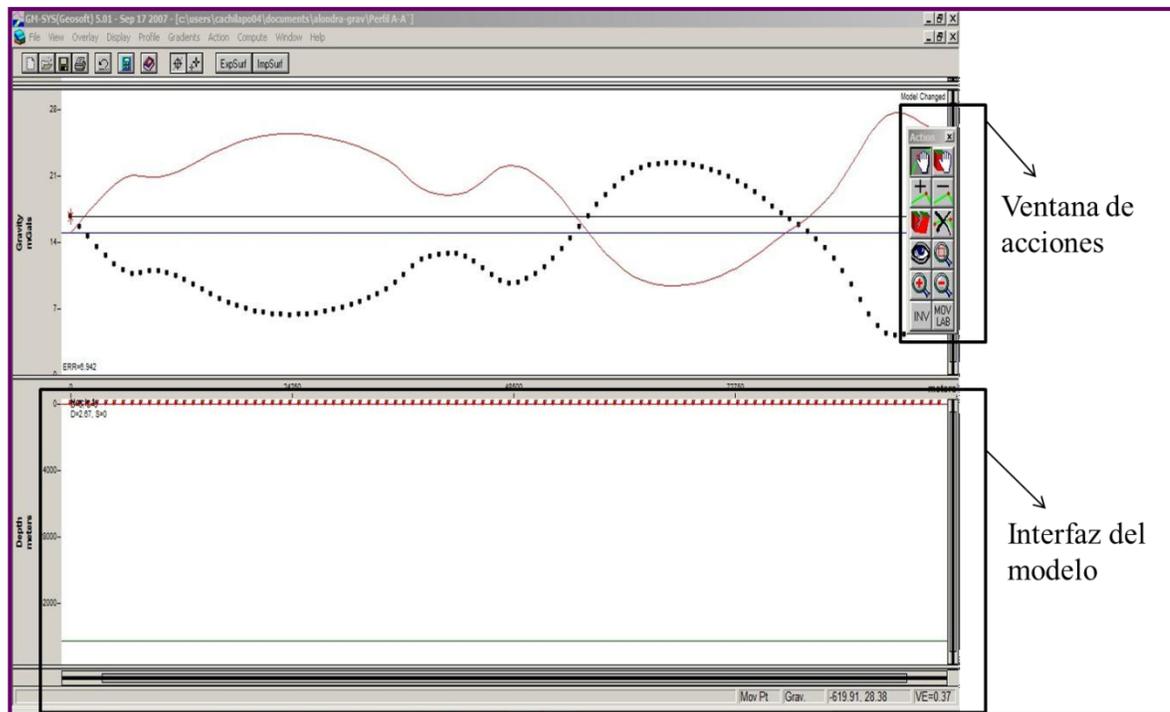


Figura 3.14. Visualización de la ventana GM-SYS (Full View) con la curva de anomalía de Bouguer de un perfil llamado A-A' (puntos negros) y la curva a modelar generado por el programa (en línea roja).

Una vez realizado estos pasos, se inició otra fase de verificación de la calidad de los datos, la cual comprendió en actividades de procesamiento como la comparación de las anomalías Bouguer con los valores arrojados por los mapas actualizados de AB realizados previamente en el país (Linares *et al. op cit.* y Paolini *et al.*, 2014).

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y ANÁLISIS

Validación estadística

El análisis estadístico descriptivo de los valores de anomalía de Bouguer terrestres (Tabla 4.1) resalta un valor máximo de 63,69 mGal, que corresponde a las costas cercanas de la Ciudad de Caraballeda (edo. La Guaira); y un valor mínimo de -18,06 mGal, la cual se ubica al suroeste del helipunto perteneciente a la ladera escarpada utilizada como mirador natural del Valle de Caracas, llamado “Piedra del Indio”, localizado en el Distrito Capital. Las medidas de tendencia central revelan que el valor medio para este conjunto de anomalías es de 28,07 mGal, lo que señala que una mitad del total de muestras son menores a este valor. Dicha mitad está representada por un valor medio de 19,88 mGal (25% de las observaciones), mientras que la otra mitad tiene un valor medio de 38,36 mGal (75% de las muestras). Como la media es menor a la mediana, se supone que las anomalías de Bouguer terrestre se encuentran bajo una distribución asimétrica sesgada hacia la izquierda.

De igual forma, los valores de anomalía de Bouguer extraídos de modelos geopotenciales destacan valores mínimos y máximos con diferencias significativas a los obtenidos en los datos terrestres (-98,14 y 122,74 mGal) (Tabla 4.1), la cuales se ubican en las costas noroeste de la Plaza Bolívar de La Guaira (edo. La Guaira) y al sureste del sector San Julián de la Parroquia Caraballeda (Ciudad de Caraballeda, edo. La Guaira). Las medidas de tendencia central muestran que el valor medio para este conjunto de anomalías es de 25,94 mGal, lo que señala que una mitad del total de muestras son menores a este valor. Dicha mitad está representada por un valor medio de 1,02 mGal (25% de las observaciones), mientras que la otra mitad tiene un valor medio de 50,80 mGal (75% de las muestras). De manera análoga a las anomalías de Bouguer terrestres, la mediana es mayor a la media. Esto es indicativo de que los mismos se encuentran bajo una distribución asimétrica sesgada hacia la izquierda.

Tabla 4.1 Estadísticos básicos de las anomalías de Bouguer terrestres y extraídos de modelos geopotenciales

Datos	Terrestres	Extraídos de modelos geopotenciales
Nro. de muestras	67	259
Mínimo (mGal)	-18,058	-98,144
Máximo (mGal)	63,694	122,735
1er Cuartil	19,884	1,020
Mediana	32,376	34,167
Media	28,070	25,938
3er cuartil	38,361	50,803
Desviación estándar	17,284	40,616

Por otro lado, el análisis estadístico descriptivo arrojado por los valores de anomalía de Bouguer de modelos geopotenciales de origen satelital (Tabla 4.2) destaca un valor mínimo de -289,73 mGal, la cual se ubica mar adentro al norte de Chirimena, pueblo norte de la región de Barlovento (edo. Miranda); y un valor máximo de 122,74 mGal que también se localiza al sureste del sector San Julián de la Parroquia Caraballeda. Las medidas de tendencia central revelan que el valor medio para este conjunto de anomalías es de -5,91 mGal, lo que indica que una mitad del total de muestras son menores a este valor. Dicha mitad está representada por un valor medio de -24,43 mGal (25% de las observaciones), mientras que la otra mitad tiene un valor medio de 11,00 mGal (75% de las muestras). A diferencia de las anomalías de Bouguer terrestre y de la pequeña data extraída de estos datos, la media y la mediana de las anomalías derivados de modelos geopotenciales poseen exactamente el mismo valor; por lo que, se supone que estos datos si se encuentran bajo una distribución simétrica.

Tabla 4.2 Estadísticos básicos de las anomalías de Bouguer derivados de modelosgeopotenciales de origen satelital.

Datos	Modelos geopotenciales
Nro. de muestras	8855
Mínimo (mGal)	-289,726
Máximo (mGal)	122,735
1er Cuartil	-24,425
Mediana	-5,913

Datos	Modelos geopotenciales
Media	-5,913
3er cuartil	11,004
Desviación estándar	44,109

Las gráficas estadísticas permitieron evaluar cualitativamente la normalidad de los valores de anomalías de Bouguer. Visualmente se observa que el histograma correspondiente a los datos terrestres (figura 4.1a) muestra un comportamiento característico de distribuciones normales. Este conjunto de datos está conformado por un pico con valores entre 30-40 mGal. Dicha subpoblación cuenta con una distribución simétrica, cuyo punto medio se halla próximo al pico con mayores valores de anomalía. La aparición de este pico en los datos puede ser indicativa de una geología específica predominante en la zona, la cual corresponde a las llanuras costeras del edo. La Guaira y en parte a las formaciones montañosas accidentadas del Distrito Capital.

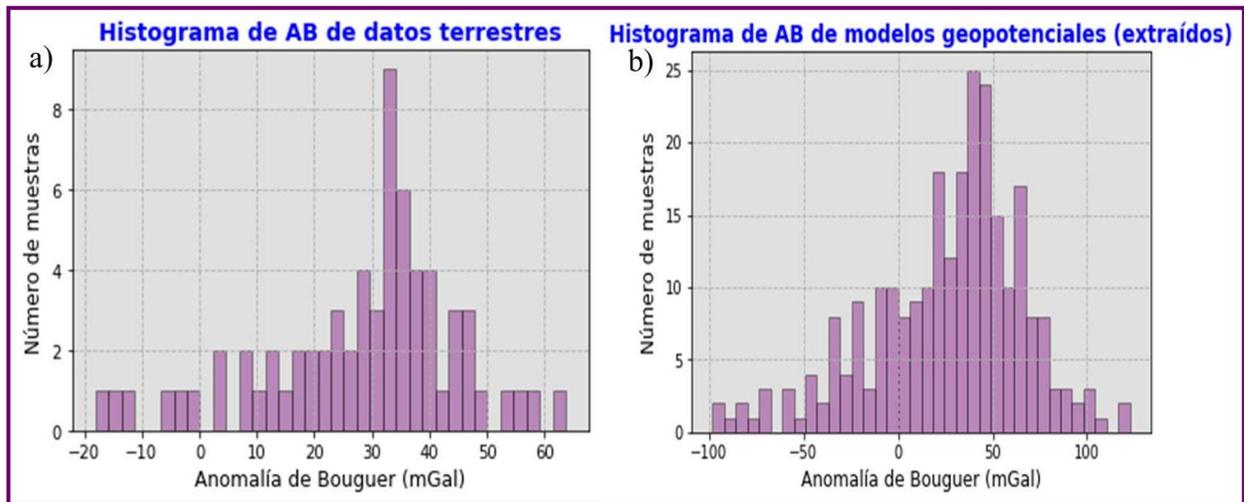


Figura 4.1 Histogramas de frecuencias de Anomalía de Bouguer: a) terrestre y b) extraídos de modelos geopotenciales de origen satelital.

Asimismo, en el histograma de anomalías de Bouguer extraídos de modelos geopotenciales (figura 4.1b) es notable el comportamiento normal de los datos, la cual se encuentra conformada por un solo pico con valores entre 35-45 mGal. Esta subpoblación cuenta con formas muy similares a sus costados, que van disminuyendo

su valor de frecuencia a medida que nos alejamos del pico (distribución simétrica). Al asociar dicho pico con un indicador de geología, es posible relacionarla con las llanuras costeras de edo. La Guaira y al valle tectónico de escasa pendiente de la ciudad de Caracas (Distrito Capital), interpretación similar al pico de valores mayores de anomalía identificado en el histograma de datos terrestres.

Al igual que ocurre con la data extraída de los modelos geopotenciales, los valores de anomalía de Bouguer de estos modelos presentan un comportamiento aparentemente normal, la cual se encuentra conformada por un solo pico con valores entre -22 y -11 mGal. Si relacionamos dicha subpoblación con un indicador de geología, se evidencia que la misma está localizada sobre las laderas abruptas y accidentadas de la Serranía del Litoral.

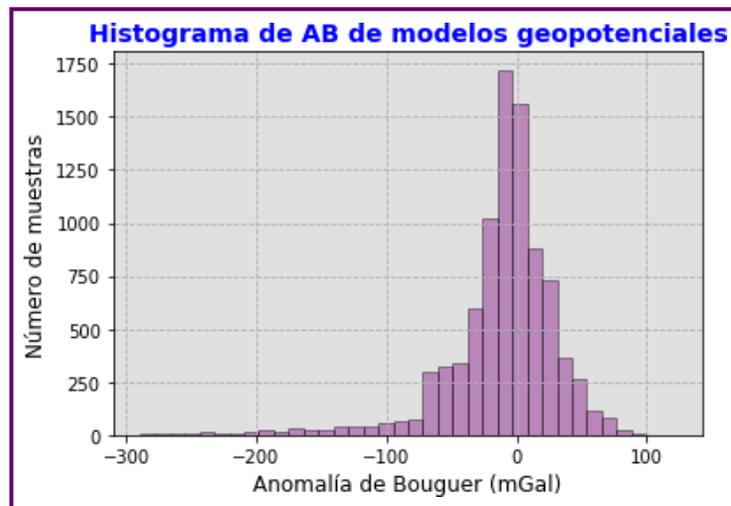


Figura 4.2 Histograma de frecuencia de Anomalía de Bouguer de modelos geopotenciales de origen satelital.

Seguidamente, las curvas de distribución cuantil-cuantil de las anomalías de Bouguer terrestre y derivados de modelos geopotenciales (figuras 4.3 y 4.4) indican un ajuste notable de la variable a su valor teórico normal, siendo la población de datos gravimétricos terrestres la que posee una menor desviación estándar. En todos los diversos tipos de datos, solo los valores que se encuentran en los extremos se alejan del valor teórico normal. Esta tendencia es mucho más visible en el conjunto

de datos derivados de modelos geopotenciales de origen satelital, cuyos valores negativos comprendidos entre -300 y -100 mgal se desvían considerablemente del valor teórico normal, y que es notable a su vez en su histograma de frecuencia.

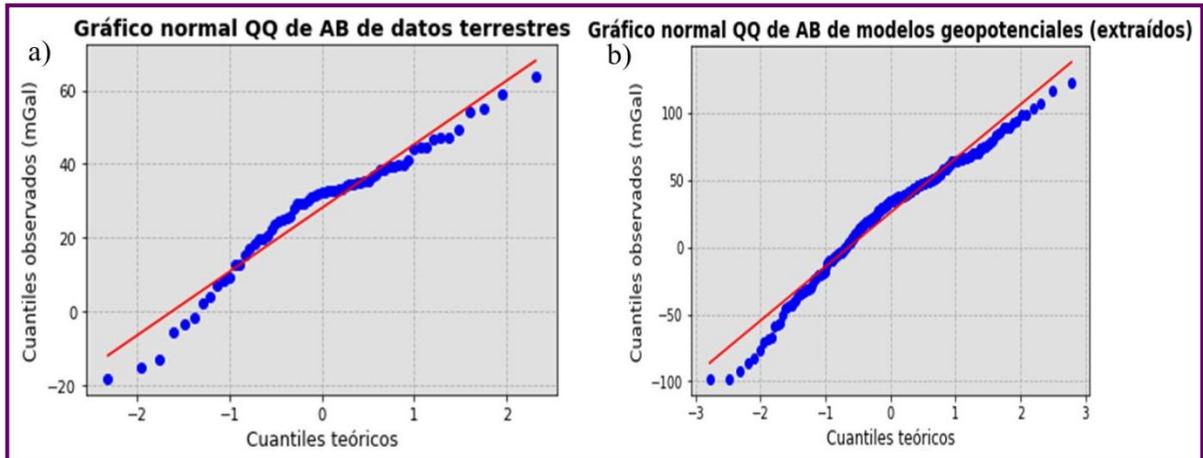


Figura 4.3 Gráficos de normalidad de Anomalía de Bouguer: a) terrestre y b) extraídos de modelos geopotenciales de origen satelital.

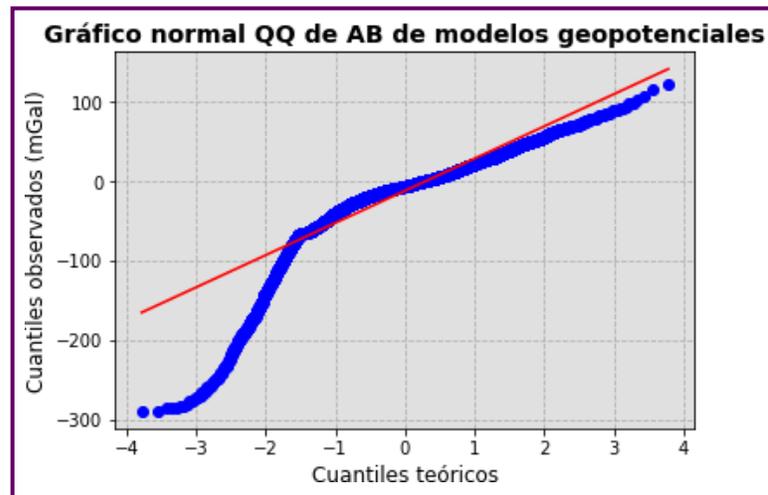


Figura 4.4 Gráficos de normalidad de Anomalía de Bouguer de modelos geopotenciales de origen satelital.

En el diagrama de caja y bigotes de los valores de anomalías de Bouguer terrestre (figura 4.5a), muestra que este conjunto de datos tiene baja dispersión y poca simetría de caja con presencia de valores atípicos fuera de ella, que abarcan los -25 y -10 mGal. La similitud de valores de distancia entre la mediana y los cuantiles Q_1 y Q_3

hace que los datos gravimétricos terrestres tenga un aspecto asimétrico, atributo que no se ha observado en los gráficos estadísticos anteriores. Asimismo, los valores de anomalías de Bouguer derivados de modelos geopotenciales presentan las mismas características, a excepción de tener una mayor dispersión de los datos y una gran cantidad de valores atípicos, las cuales abarcan los -100 y -60 mGal.

Por otro parte, el diagrama de violín de ambos tipos de datos (figura 4.3b) permite destacar que en realidad los datos gravimétricos terrestres y los extraídos de modelos geopotenciales si asumen una distribución normal o gaussiana. Esto se debe a que la curva de densidad no toma en cuenta la presencia de pequeñas irregularidades y valores atípicos, lo que hace posible la descripción compacta del aspecto general de los datos.

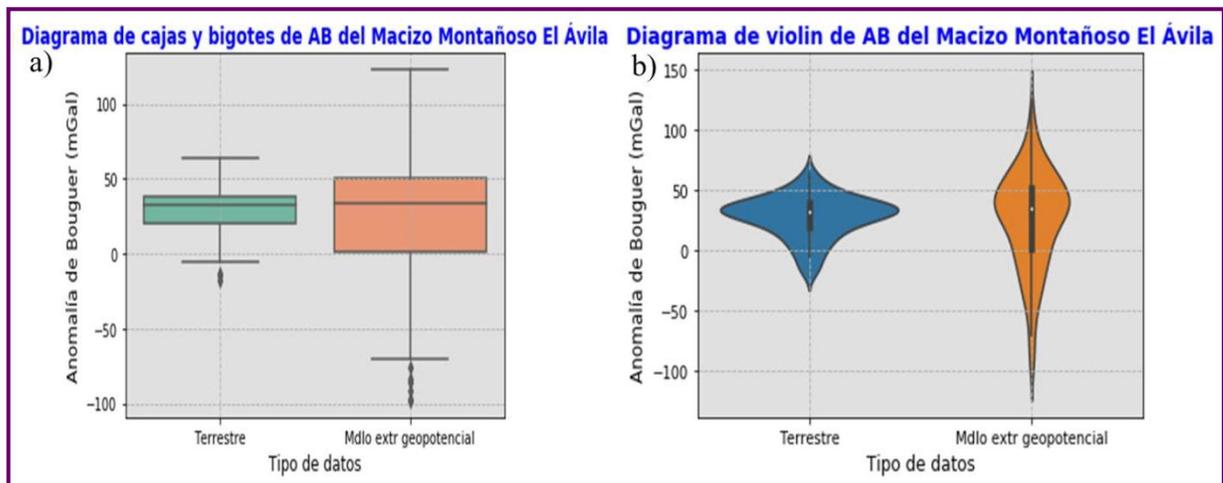


Figura 4.5 a) Diagrama de cajas y bigotes y b) de violín de la Anomalía de Bouguer.

En general, ambos grupos de datos cuentan con valores muy similares en la mediana (parte central de las cajas) y en los picos de las curvas de densidad en los diagrama de violín (figura 4.5), siendo los datos gravimétricos terrestres los que manifiestan valores de anomalía más regulares, ya que la dispersión de los mismos fue relativamente menor. Esto se debe al tipo de resolución que posee cada conjunto de datos, es decir, existen grupos de datos que no cubren de manera uniforme toda el área de estudio (como los datos gravimétricos terrestres). Ante la similitud

encontrada, se puede afirmar que estadísticamente los datos extraídos de modelos geopotenciales son equivalentes a los datos terrestres.

Adicionalmente, al evaluar cuantitativa la distribución de los datos de anomalía de Bouguer derivados de modelos geopotenciales con la prueba de normalidad de Lilliefors y la prueba de Jarque-Bera (Tabla 4.3), se pudo comprobar que estas variables no siguen una distribución estocástica o gaussiana; lo que se traduce a que dichos datos tomaron un valor de probabilidad menor al nivel de significancia del 5%. Esto sugiere al rechazo de la hipótesis que indica que las tendencias de estas variables son normales. Por el contrario, en los valores de anomalía de Bouguer terrestre no fue posible determinar si seguían una distribución gaussiana, puesto que las comparaciones entre el valor p y el nivel de significancia elegido no arrojaron resultados similares. Es por ello que, al estimar los coeficientes de asimetría de ambos tipos de datos, se obtuvo que las anomalías de Bouguer terrestre y derivados de modelos geopotenciales presentaron un valor de coeficiente de -0,704 y -2,096, lo que indicaría distribuciones moderadamente sesgadas y no normales, respectivamente. Como el valor de coeficiente de los datos gravimétricos terrestres está dentro del rango comprendido entre -1 y 1, es posible afirmar que la distribución de frecuencias de la misma es gaussiana en un modo aproximado.

Tabla 4.3 Resultados y análisis de normalidad con prueba Lilliefors y de Jarque-Bera aplicados a los datos en estudio.

Datos gravimétricos	Terrestres	Modelos geopotenciales de origen satelital
Resultados con prueba Lilliefors	D = 0,13751, p-value = 0,003058	D = 0,13636, p-value < 2,2e-16
Resultados con prueba de Jarque-Bera	Stat= 5,9391, p=0,0513	Stat=28.004.198, p=0,0
Análisis de normalidad con nivel de significancia $\alpha=5\%$	0,05 > 0,003058	0,05 > 2,2e-16
	0,05 < 0,0513	0,05 > 0,0

Datos gravimétricos	Terrestres	Modelos geopotenciales de origen satelital
	Distribución probablemente no normal	Distribución no normal

Con el fin de estudiar la estacionariedad de los datos, se realizó un mapa con diagrama de Thiessen (figura 4.6) a las anomalías de Bouguer terrestre. En este mapa se observa variados tamaños y formas de polígonos, siendo los de mayor área los que se encuentran en los bordes del mismo. La razón de esto se debe a la falta de suficientes levantamientos gravimétricos que cubrieran los más regularmente posible esa área de estudio. De igual modo sucede con el centro-este del mapa, cuyas estaciones se muestran dispersos entre sí, formándose polígonos con formas irregulares de gran tamaño. En líneas generales, este conjunto de datos no muestra cambios en su variación local, a excepción del centro-este del mapa. Por lo que, se puede afirmar que se ven adecuadamente estacionarios.

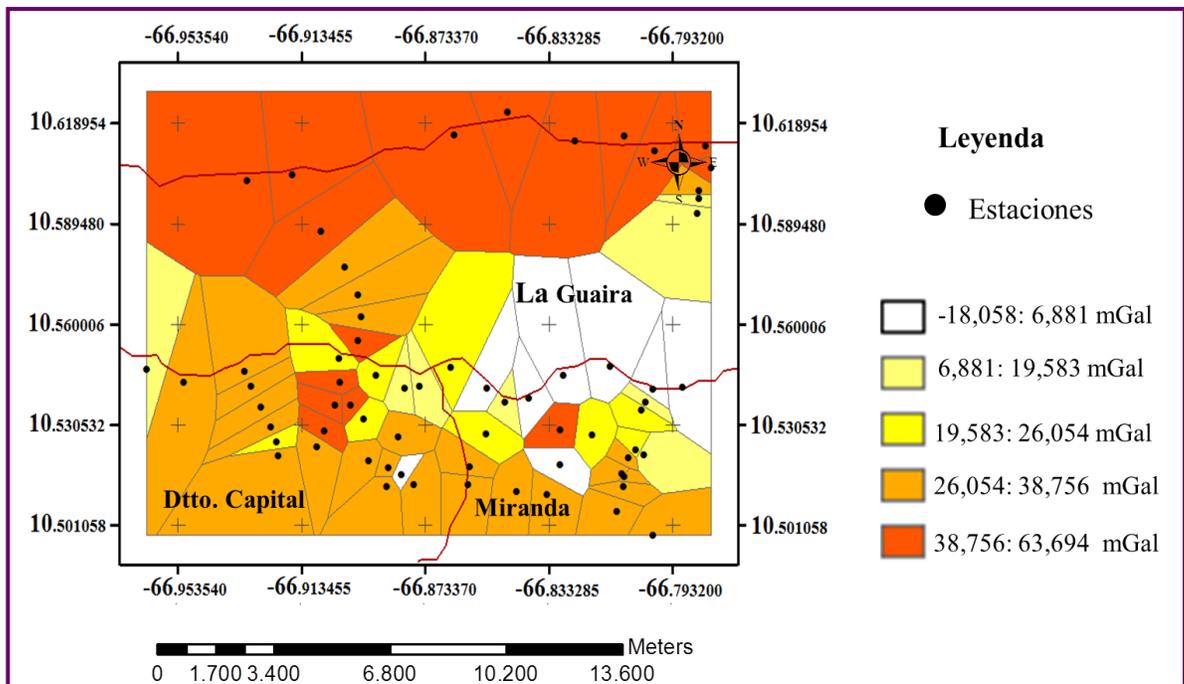


Figura 4.6 Diagrama de Voronoi (o de Thiessen) de las anomalías de Bouguer terrestres.

Mapas de anomalías gravimétricas

Para la generación de mapas de anomalías gravimétricas, se seleccionó para los datos terrestres y derivados de modelos geopotenciales los métodos de interpolación “Kriging” y “Mínima curvatura”, respectivamente. La elección de estos tipos de métodos se debe a que estos conjuntos de datos cumplieron con los requisitos mínimos que usualmente se exigen para su aplicación, como la uniformidad de puntos en mínima curvatura y la visualización de un comportamiento gaussiano con estacionariedad de estaciones en Kriging.

Las anomalías de Bouguer reflejan las variaciones laterales de densidad de estructuras corticales encontradas en profundidad, una vez que se ha reducido el efecto de topografía. El mapa de anomalías de Bouguer terrestre de la figura 4.7, muestran a través de sus contornos dos tipos de direcciones preferenciales: uno en dirección este-oeste en la parte centro-este de la zona de estudio, y el otro en dirección N 25°O al oeste del área. También es posible observar, en menor medida, contornos en dirección norte-sur en los extremos norte y sur de la zona este. Los intervalos de valores de este mapa se encuentran comprendidos entre los -12,1 mGal y los 60,7 mGal.

El valor máximo gravimétrico en la ventana de estudio se ubica en un área entre las latitudes 1.170.000 m y 1.176.000 m; y, las longitudes 722.000 m y 742.000m, la cual yace sobre zonas de depósitos sedimentarios en forma de cono (Conos de Caraballeda y La Guaira) y áreas con evidencia de erosión y levantamiento (Plataforma La Guaira) (Paolini *et al.* 2014). Este máximo de 60,7 mGal corresponde a un contraste de densidad positivo que posee valores aproximados de gradiente hacia el oeste de $6,72 \cdot 10^{-3}$ mGal/m y hacia el este de 0,012 mgal/m, que pudiera estar asociado con áreas con poco cambio litológico. Por otro lado, el valor máximo se encuentra localizado entre las latitudes 1.162.000m-1.172.000m y longitudes 732.000m-742.000m, la cual puede estar asociado al bloque de matriz rocoso denominado Naiguatá y que conforma el macizo rocoso El Ávila, delimitado previamente en el marco geológico. Este mínimo de -12,1 mGal corresponde a un contraste de densidad negativo que posiblemente esté siendo generado por la

presencia de rocas metagraníticas, cuya densidad se encuentran dentro de los 2,5 gr/cm³; mientras que, las rocas gnéissicas (pertenecientes al Complejo San Julián y al Augengneis de Peña de Mora) que las circundan poseen una densidad mayor, las cuales se encuentran limitadas por anomalías de valor intermedio. En cuanto a los gradientes, se tuvo que esta área al norte alcanza valores aproximados a 0,015 mGal/m, que al igual que los gradientes estimados en los valores máximos indican zonas con poco cambio litológico. Asimismo, hacia el sur se tiene valores de gradiente con mismo orden de magnitud (0,027 mGal/m), quizás producto del sistema de falla Tacagua-Ávila.

Al igual que sucede en el mapa de anomalías de Bouguer terrestre, los valores de anomalías de Bouguer en el mapa de la figura 4.8 ilustran contornos en una dirección preferencial este-oeste, pero está vez a lo largo de toda la zona, con un intervalo comprendido entre -293,8 mGal y 72,1 mGal. La excepción a esta regla son las zonas norte y suroeste, las cuales poseen direcciones de contorno aproximado norte-sur y de N65°E con valores de anomalía positivos de 28,5 mGal, y 32,2 mGal. La orientación de éste último contorno coincide con el rumbo de las estructuras geológicas presentes en la Serranía del Litoral. Adicionalmente, se destaca que los contornos gravimétricos que coinciden con las áreas del macizo rocoso El Ávila y de la Plataforma de La Guaira poseen intervalos de anomalía de 72,1 mGal y -28,2 mGal, con valores de gradientes de 0,303 mGal/m y 0,021 mGal/m, respectivamente. Esto indica que, la zona de gradientes a lo largo de la línea de costa venezolana tiene una pendiente abrupta que pudiera estar asociado a la expresión gravimétrica del sistema de falla de San Sebastián, demarcados por los estudios de Paolini *et al. op cit* y de Ughi (2014).

Si comparamos los mapas de anomalías de Bouguer terrestre con los extraídos de modelos geopotenciales (figura 4.9), se determina que ambos mapas exhiben estructuras alargadas de mínimos y máximos gravimétricos alineados paralelamente a la línea costera en el área central y norte, los cuales abarcan el alto topográfico del bloque oriental de la Cordillera de la Costa y la napa costera del Ávila. La aparición de ciertas direcciones de contorno diferentes a la dirección este-oeste hacia el oeste del mapa de anomalía de Bouguer terrestre se debe a la poca uniformidad de éstos

datos. Aun así, ante esta eventualidad que es común encontrar en datos terrestres adquiridos en zonas de difícil acceso como lo constituye el macizo montañoso, es posible no solo distinguir la similitud en la disposición de valores máximos y mínimos entre estos mapas, sino también la notable coincidencia con los mapas actualizados realizados por Paolini *et al.* (2014), Ughi (2014) y Linares *et al.* (2015), lo que permite validar una vez más la calidad de procesamiento de los datos.

Separación regional-residual

La separación regional – residual fue un aspecto clave para la interpretación de las estructuras más profundas dentro del rango permitido por la escala del estudio. Se utilizaron métodos en el dominio de la frecuencia para eliminar la respuesta gravimétrica de las fuentes más someras. La interpretación de anomalías residuales supuso un reto mayor, ya que las mismas suelen contener múltiples fuentes de ruido que podrían aumentar la ambigüedad en el análisis.

Antes de aplicar los filtros en frecuencia, fue de gran utilidad estudiar el espectro de potencia promediado radialmente de las anomalías de Bouguer derivado de modelos geopotenciales (figura 4.11), esto con el objetivo de obtener una idea de las frecuencias más indicadas para aplicar el filtro deseado. Los filtros fueron seleccionados a partir de una lista desplegable definido en el programa, cuyos parámetros de filtraje fueron modificados de forma interactiva hasta obtener los mejores resultados de los datos.

La mejor representación de las respuestas regionales, se logró a través de la aplicación de un filtro Butterworth de segundo grado, en una longitud de onda de corte de 0,1422. En el mapa resultante domina una superficie de segundo orden mostrando una alineación de contornos suavizada en la dirección este-oeste, que coincide con la tendencia preferencial observada en los mapas de anomalía de Bouguer terrestre y derivado de modelos geopotenciales (figura 4.10a). Las diferencias existentes entre ambos mapas se encuentran principalmente en las

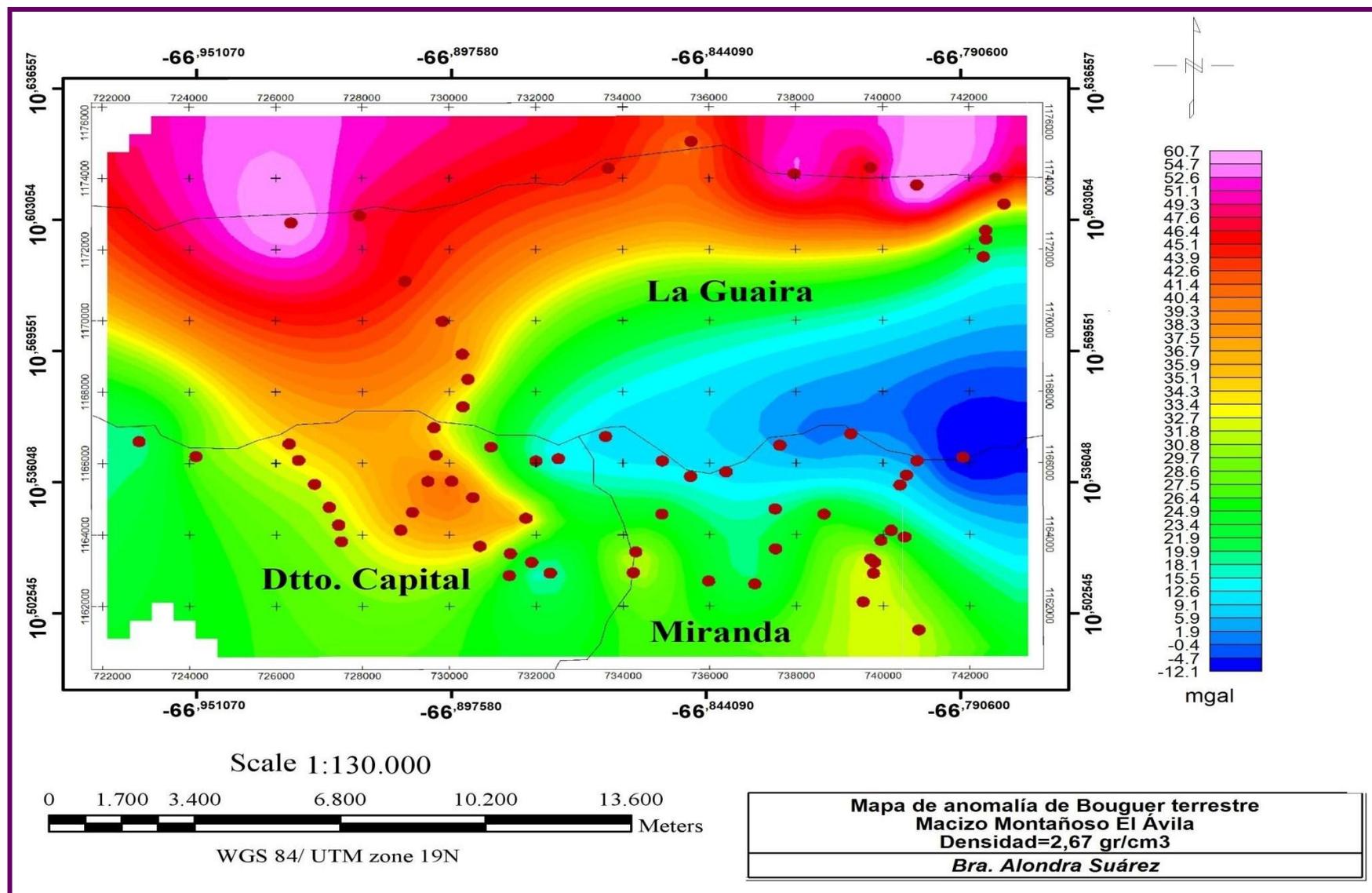


Figura 4.7 Mapa de Anomalía de Bouguer terrestre con interpolación Kriging y en un nivel de referencia de 0 m.s.n.m. Los círculos en color rojo oscuro representan las estaciones gravimétricas adquiridas en la zona de estudio.

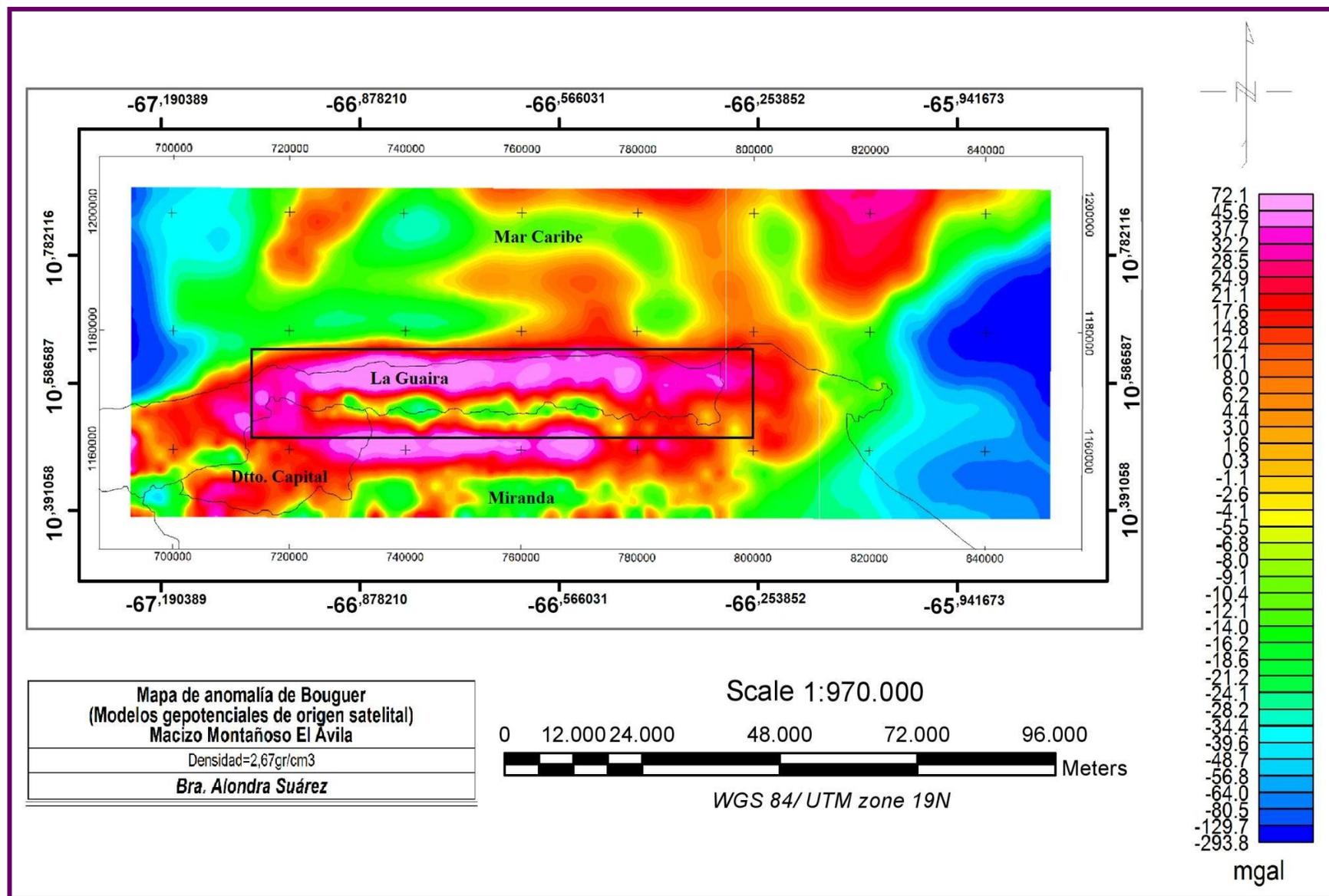


Figura 4.8 Mapa de Anomalía de Bouguer derivado de modelos geopotenciales de origen satelital con interpolación Mínima Curvatura y en un nivel de referencias de 0 m.s.n.m. En el recuadro negro se señala el área de interés.

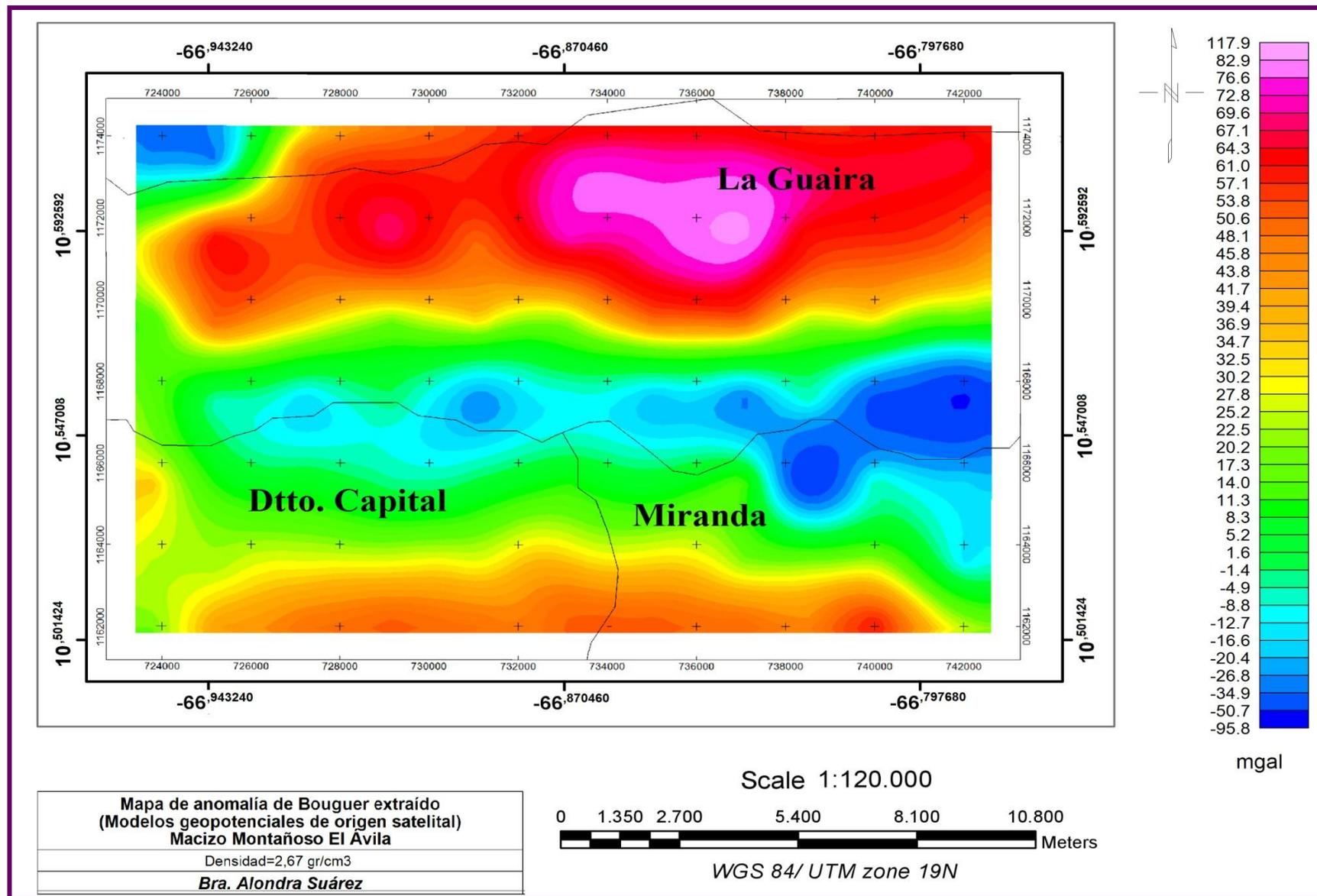


Figura 4.9 Mapa de Anomalía de Bouguer extraído de modelos geopotenciales de origen satelital con interpolación Mínima Curvatura.

longitudes de onda de las anomalías, como máximos de anomalía regional de 62,2 mGal y mínimos de -275,3 mGal, lo que claramente es una evidencia de que la señal gravimétrica completa esta mayormente dominada por tendencias de carácter regional.

El mapa de anomalías residuales de la figura 4.10b, fue obtenido a partir de la aplicación de un filtro Butterworth de segundo grado con una longitud de onda de 0,1211, luego de haber estudiado a detalle el espectro. Dicho mapa exhibe las respuestas correspondientes a las fuentes someras de anomalías dentro de un rango entre -30,7 mGal y 25,2 mGal, con una gran presencia de contornos cerrados en distintas orientaciones, la cual debería estar asociada al carácter local de estas anomalías. En el norte del macizo, es posible visualizar máximos elongados de 25,2 mGal en dirección este-oeste, los cuales representan las respuestas gravimétricas de rocas gnéissicas del Complejo San Julián y de cuerpos sedimentarios derivados de los conos aluviales encontrados en las costas venezolanas. Mientras que, en el sur de esta área se evidencia mínimos elongados de -30,7 mGal que posiblemente estén asociados a cuerpos dispersos de rocas metaplutónicas intermedias a máficas del Paleozoico y de rocas metagraníticas del Ordovícico a Pérmico (Paleozoico). La disposición de este grupo de máximos y mínimos gravimétricos podría estar asociada a la existencia de sistemas someros de fallas en dirección NO-SE (oeste del bloque Naiguatá) y E-O (centro y este del bloque Naiguatá), lo que estaría ocasionando los levantamientos menores que se muestran en el mapa. Asimismo, alrededor del macizo es posible delimitar gradientes suaves y abruptos, que no son más que el producto de la expresión gravimétrica generada por contactos geológicos o por la existencia de sistemas de falla como la de San Sebastián y de Tacagua-Ávila. También es posible detallar hacia el sur de este sistema de fallas una serie de máximos elongados de igual valor y dirección que la zona norte del macizo, que pudiera estar relacionado a los Esquistos de Las Mercedes y Las Brisas.

Se destaca que, la elevada similitud entre estos mapas obedece a la restricción de la carga espectral por el ancho de la ventana de estudio que no llegó a iluminar una superficie de alto contraste más profundo.

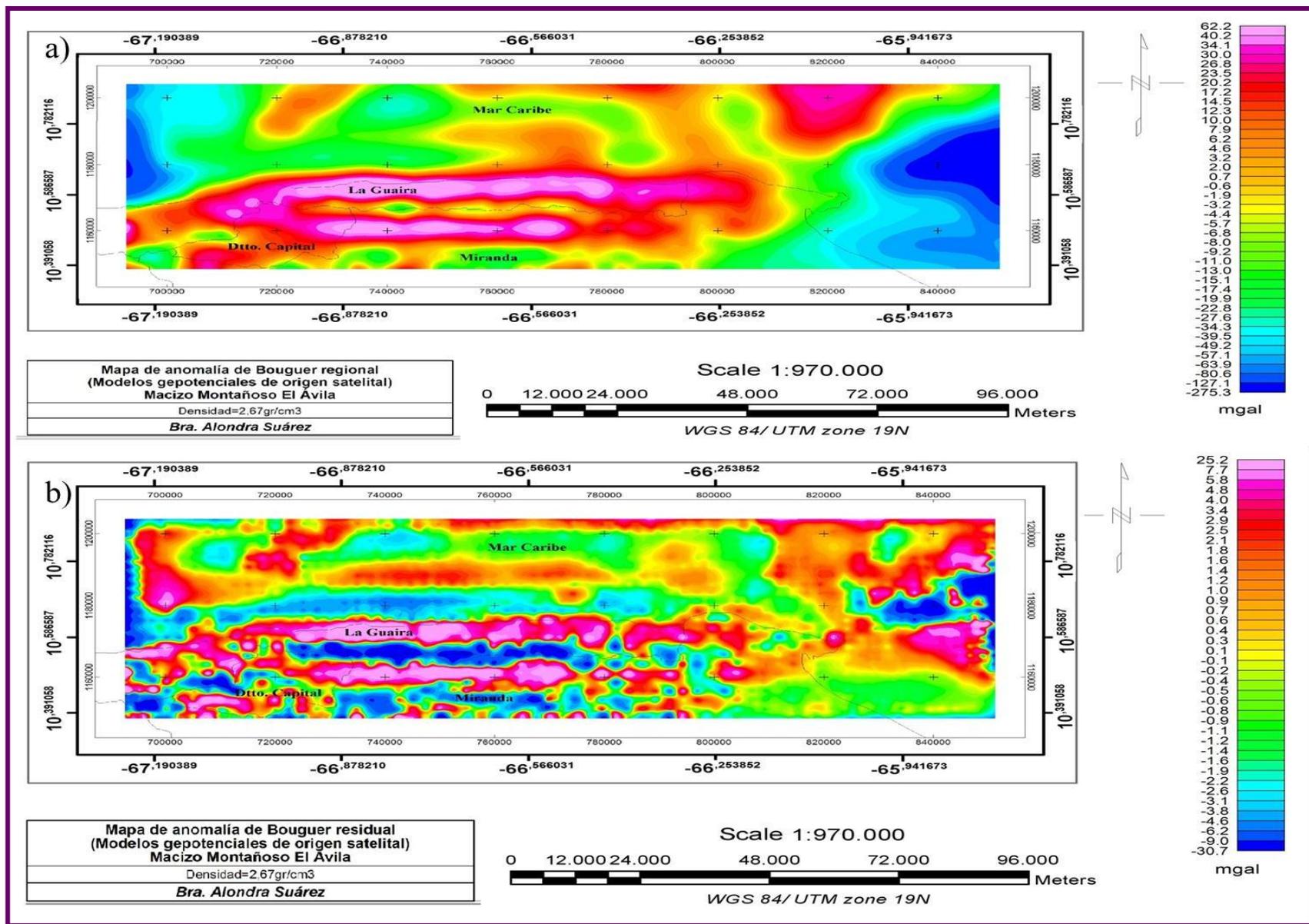


Figura 4.10 Mapa de anomalía de Bouguer: a) regional y b) residual de la zona de estudio.

Estimación de profundidades a partir del espectro de frecuencias

Se llevó a cabo el análisis espectral para las anomalías de gravedad (figura 4.10), en donde se identificaron cuatro pendientes para llevar a cabo los cálculos. Las mismas fueron indicadoras de las respuestas ruidosas, someras, intermedias y profundas más representativas dentro de la escala limitada del estudio. Las profundidades y sus asociaciones geológicas posibles se presentan en la tabla 4.4; posteriormente, algunos de estos valores de profundidad fueron tomados en cuenta para la construcción del modelo gravimétrico-estructural (figuras 4.12 y 4.13). En la tabla 4.4, la primera profundidad reportada para cada anomalía, hace referencia a la pendiente azul calculada con el espectro (etiquetada como “Fuente Profunda”) y se relaciona con la fuente más profunda identificada. La segunda profundidad corresponde a la pendiente en amarillo (“Fuente Intermedia”), relacionada con fuentes intermedias. La tercera es la profundidad calculada para las fuentes someras con presencia de ruido (“Fuente Somera”) referenciada con la pendiente de color blanco.

Tabla 4.4 Profundidades calculadas a partir de los espectros de frecuencias de Anomalía de Bouguer de modelos geopotenciales de origen satelital.

Fuente	Profundidad (m)	Asociación geológica	Referencia
Profunda	5.482,81	Nivel de despegue (o decollement) del macizo montañoso El Ávila.	Ughi (2014)
Intermedia	2.333,85	Contrastes de densidad entre el Complejo San Julián y la superficie de despegue.	-
Somera	863,5	Contrastes de densidades entre el Complejo San Julián y Esquistos de Tacagua con influencia de ruido.	-

La mayor profundidad fuente obtenida para los cuerpos profundos del área fue de 5.500 m, probablemente asociada al nivel de despegue (o decollement) del macizo montañoso El Ávila, la cual se acerca a los valores del nivel de despegue determinado por Ughi (2014) en sus modelos tectónico-flexurales de corteza para la Cordillera de la Costa. Por otro lado, en las pendientes intermedias se obtuvo que ésta interface

alcanzó una profundidad de 2.334 m, posiblemente relacionada con la interfaz existente entre las rocas del Complejos San Julián y la superficie de despegue. Por último, en la pendiente con números de onda mayor a 0,5 señaló una profundidad somera de 864 m, la cual se asocia a los contrastes de densidades entre rocas pertenecientes al Complejo San Julián y las rocas esquistosas encontradas en los Esquistos de Tacagua, con influencia de ruido, presentes en el área norte de la zona de estudio.

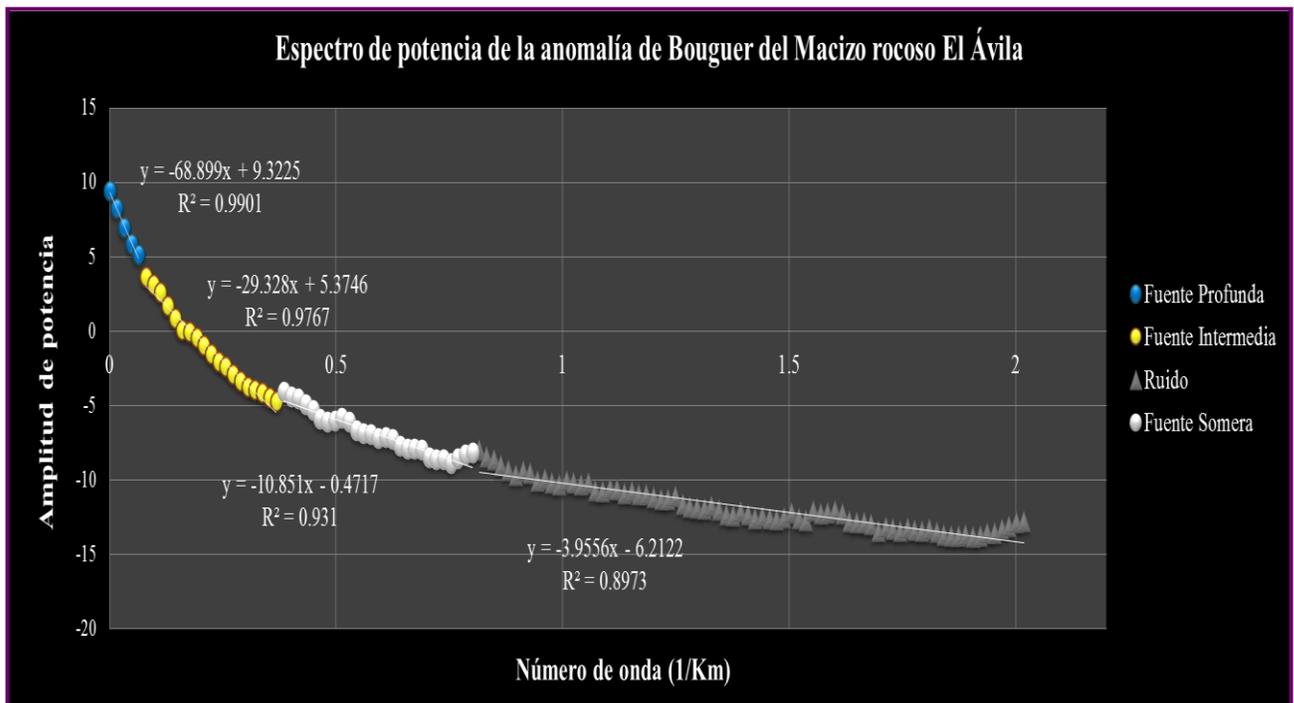


Figura 4.11 Espectro de potencia resultante de la anomalía de Bouguer para la zona de estudio.

Modelos gravimétrico-estructurales

Para la elaboración del modelado gravimétrico-estructural en el macizo montañoso El Ávila, se delinearon tres perfiles que fueran perpendiculares a los contornos isoanómalos identificados en los mapas de anomalía de Bouguer previamente presentados. Esto, con la finalidad de delimitar la continuidad de los cuerpos ígneos-metamórficos en el subsuelo en dirección este-oeste. En dichos mapas se trazaron tres perfiles (A-B, C-D y E-F) de orientaciones norte-sur con una extensión de 33.513, 32.709 y 31.435 metros, respectivamente (Figura 4.12).

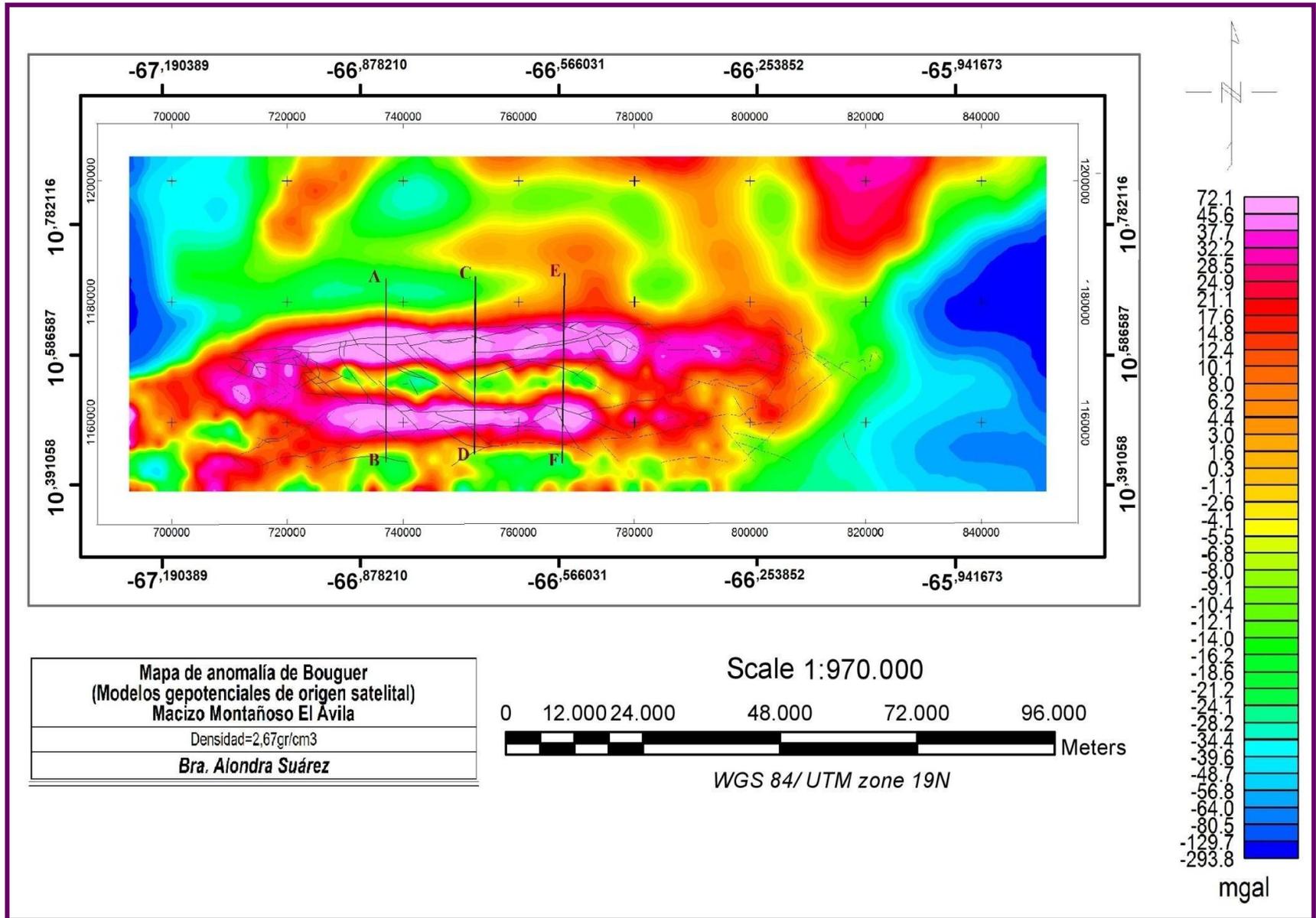


Figura 4.12 Perfiles A-B, C-D y E-F sobre el mapa de Anomalía de Bouguer derivado de modelos geopotenciales de origen satelital, con un nivel de referencia de 0 m.s.n.m. Las líneas de color grisáceo indican las fallas presentes dentro del área.

Por medio del trazado de estos perfiles y sus subsecuentes modelos, fue posible destacar las siguientes observaciones y análisis:

- Del análisis espectral realizado, el único valor de profundidad que resultó de utilidad para el modelado fue la fuente profunda de la anomalía de Bouguer, puesto que se tenía referencias de que el nivel de despegue del macizo montañoso El Ávila se encontraban alrededor de ese rango de profundidades.
- De la recopilación de información de estudios realizados alrededor del macizo montañoso El Ávila, se determinó que la profundidad de los sedimentos sueltos y consolidados encontrados en su flanco norte (edo. La Guaira) alcanza un valor máximo de 450 m al este del cono de Caraballeda, profundidades máximas de 180 m en el cono de La Guaira y de 290 m en el cono de Macuto, específicamente en Punta El Cojo (*Romero et al.*, 2006).
- A partir de los trabajos realizados por Schmitz *et al.* (2008) en la región centro norte costera de Venezuela, se delimitó que la profundidad del moho en la Cordillera de la Costa está a 32- 35 km, llegando a profundizarse hacia Cabo Codera a 35-37 km. Dicha información fue incorporada en la construcción de los modelos.
- Se incluyeron las formaciones geológicas del Esquisto de Tacagua, Complejo San Julián y Augengneis de Peña de Mora, con sus respectivas densidades estimadas a partir de las descripciones geológicas suministradas por el Léxico Estratigráfico de Venezuela (Tabla 4.5).
- Se representaron algunos elementos estructurales en la columna de sedimentos para compensar los quiebres de pendientes puntuales observados en la curva de anomalía. Entre las estructuras que pasan sobre el perfil elegido A-B, de sentido sur a norte, estuvieron: Contacto Complejo San Julián-Augengneis de Peña de Mora, Falla de Macuto con dirección E-O y Falla de San Sebastián con sentido similar a la estructura anterior. En el perfil C-D se destacaron, en sentido sur a norte, los elementos estructurales del contacto geológico del Complejo San Julián-Rocas metagraníticas, fallas con dirección E-W, Falla de Macuto y Falla de San Sebastián. Por otro lado, en el

perfil E-F no solo se resaltaron las estructuras previamente mencionadas, sino también cuerpos metaplutónicos y metagraníticos.

Tabla 4.5 Unidades geológicas (con densidades y profundidades de tope y base) empleada para la construcción de los modelos gravimétricos estructurales del área de estudio.

Unidad geológica	Densidad (gr/cm ³)	Profundidades de base (Km)	Identificación	Referencias (Densidad)
Agua	1,03	-		-
Aluviones y sedimentos (Cuaternario)	2,3-2,4	150-450		Paolini <i>et al.</i> (2014) González (2014)
Sedimentos del Terciario	2,5	-		González (2014)
Esquistos de Tacagua	2,67	300-700		Romero <i>et al.</i> , 2006
Complejo San Julián	2,80	-		Mederos (2009)
Augengneis de Peña de Mora	2,45-2,6	-		Mederos (2009)
Rocas metagraníticas	2,76-2,78			
Rocas metaplutónicas	2,80-2,85	-		
Esquisto Las Mercedes	2,5-3,1	-		SoftUsvista Inc. (2020)
Esquisto de Las Brisas	2,36-2,95	-		
Complejo de Nirgua	2,95	-		Pérez Forte <i>et al.</i> (2013)
Cuerpos de baja densidad	2,1-2,3	-		-
Corteza Superior	2,7-2,8	11		Mederos (2009) Paolini <i>et al.</i> (2014) Ughi (2014)
Corteza Inferior	2,79	35		Mederos (2009)
Manto	3,10	-		Ughi (2014)

Marco regional

Los modelos realizados para los perfiles A-B, C-D y E-F (figuras 4.14, 4.16 y 4.18) presentan profundidades tope de Moho de 38 km hacia el oeste del Macizo, las cuales disminuyen progresivamente hacia el centro con valores de 36 km, área en la

que se alcanza su mínimo valor; para luego volver aumentar a 38 km en su sector oriental. De igual manera, se aprecia en estos modelos una corteza formada por tres capas de espesores promedios de 12, 13 y 14 km. La primera capa está constituida por bloques tectónicos heterogéneos de densidad variable. La segunda y tercera capa, compuestas por cuerpos heterogéneos, alcanzan valores de densidad entre 2,7-2,8 gr/cm³; y corresponden a la Corteza Continental y Transicional.

La razón de variabilidad de valores de densidad en la corteza se debe a la existencia de una corteza transicional al norte con características distintivas de la corteza oceánica, ubicada mucho más al norte de la zona de estudio, y de la corteza continental localizada hacia el norte de Suramérica; cuyos atributos han sido ampliamente descritas en el estudio gravimétrico y de flexión de placas de Ughi (2014) con valores de densidad entre 2,75 y 2,85 gr/cm³.

Otro punto a tratar es la geometría geológica en la que se encuentra enmarcada el área de estudio. El macizo montañoso El Ávila forma parte del principal cinturón orogénico de la región norte-costera del país (Bellizia, citado en Ughi *op cit.*), la cual va desde el sistema de fallas de San Sebastián hasta la falla de La Victoria. Todo este sistema está gobernado por el *decollement*, una superficie tectónica que sobrecorre (o sobreimpone) un material que es desplazado transpresivamente contra Sudamérica. Dicha estructura viene representada en los modelos por un segmento dentro de la Cordillera de La Costa que se encuentra controlado por las fallas de San Sebastián y de Tacagua-Ávila a unas profundidades máximas de 16 km, con una tendencia a inclinarse hacia el norte y ascendente hacia Guárico. Por encima de esta estructura es posible encontrar el emplazamiento de cuerpos rocosos, las cuales reflejan el ordenamiento geométrico dominado por el *decollement* o despegue, y la conceptualización estructural de napas de corrimiento de la Serranía del Interior (Costera, Ávila y Caracas) propuesta por Beck (1986) y mencionada ampliamente en los diversos trabajos de Urbani (2004, 2012 y 2018).

La distribución predominante de las unidades litológicas sobre el despegue en los modelos viene representada por una sucesión de bloques de roca escalonadas, las cuales están regidas por un marco tectónico de esfuerzos transpresivos, que generan

un patrón complejo de estructuras geológicas. Dichas estructuras están controladas mayoritariamente por las fallas de San Sebastián, Macuto y Ávila, junto con otras fallas intermedias (identificadas en los modelos como f_1 , f_2 , f_3 y f_4).

Marco Local

✓ *Perfil A-B*

El perfil A-B es un perfil de dirección norte-sur con una longitud máxima de 33.513 m. Presenta valores de anomalías gravimétricas que abarcan los -23,89 y 71,67 mGal. Las estructuras geológicas principales que destacan en este perfil son los sedimentos de la Plataforma de La Guaira al norte, el bloque de Naiguatá con cuerpos esquistosos y gnéisicos del Complejo San Julián, con presencias de augengneises bandedados y dispersos pertenecientes al Augengneis de Peña de Mora, en su sector central; y, esquistos calcáreos de la Formación Las Mercedes hacia el sur. De igual modo, se resaltan en este perfil fallas como el de San Sebastián y el de Tacagua-Ávila hacia el norte y sur; así como también fallas de rumbo NO-SE en el centro. Estas descripciones son reflejadas en la figura 4.13.

Con un error de 2,408 mGal, se visualiza en el modelo resultante de este perfil (figura 4.14), en sentido norte-sur, que las fallas de San Sebastián y de Tacagua-Ávila son predominantemente transcurrentes, lo que hace que adopten una geometría casi vertical. Posteriormente, se observa hacia el centro del modelo la presencia de fallas oblicuas (f_1 y f_2) con inclinación hacia el norte, que corta al Complejo San Julián, los Esquistos de Las Brisas y algunos cuerpos de baja densidad. En contacto con estas fallas al norte, se encuentran cuerpos rocosos pertenecientes a la Formación Nirgua de 1,5 km de espesor. La geometría geológica local de este modelo está controlada por una Formación de Las Brisas que infrayace al Complejo San Julián; y que, suprayacente a ambas es posible encontrar los Esquistos de Tacagua al norte y los cuerpos de baja densidad hacia el centro.

Por otro lado, es notable la presencia de los Esquistos de Las Mercedes entrando en contacto lateral con el Complejo San Julián, la cual sigue la disposición estructural evidenciada en superficie. Otro punto a destacar es la existencia de cuerpos de baja

densidad hacia el centro del perfil, la cual posiblemente estén asociadas con material que en proceso de sobrecorrimiento quedó atrapado entre las napas sometidas a transpresión.

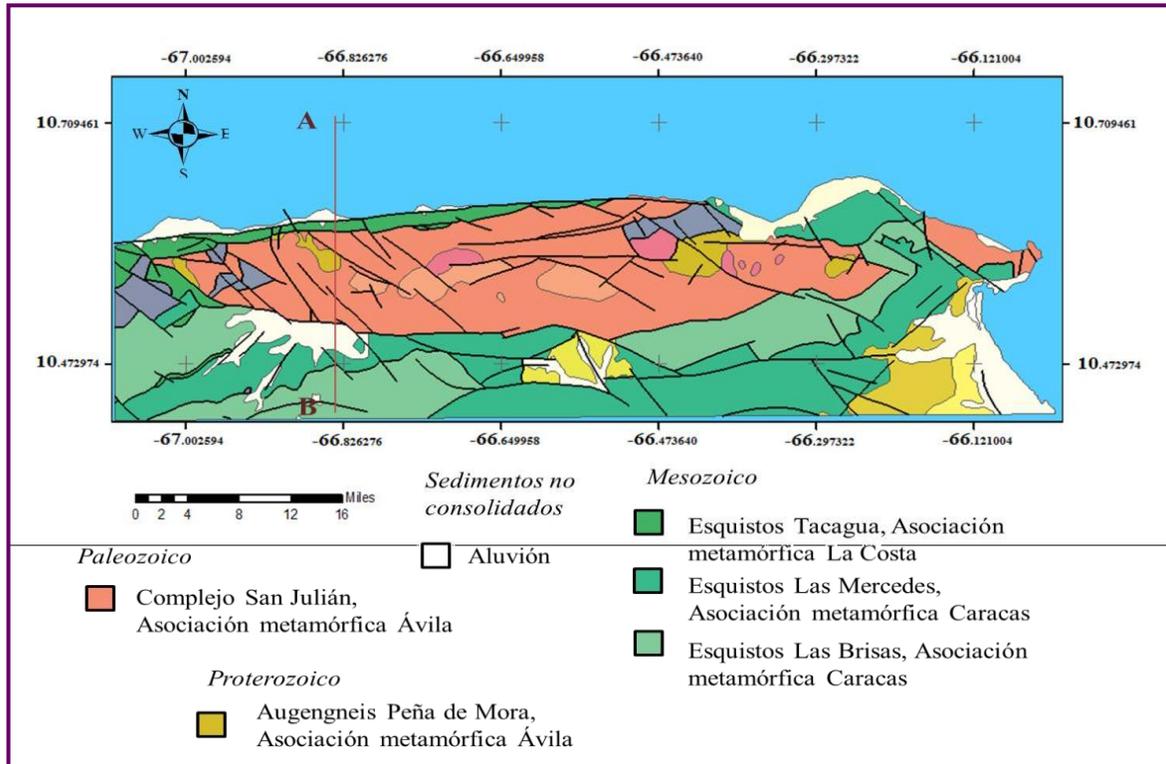


Figura 4.13. Perfil A-B sobre el mapa geológico de la zona de estudio. Las líneas de color negro indican las fallas presentes dentro del área.

✓ Perfil C-D

El perfil C-D es un perfil de dirección norte-sur con una longitud máxima de 32.709 m. Presenta valores de anomalías gravimétricas entre -15,88 y 57,94 mGal. Las estructuras geológicas principales que destacan en este perfil son los sedimentos de la Plataforma de La Guaira al norte, el bloque de Naiguatá con cuerpos esquistosos y gnéisicos del Complejo San Julián, con presencias de cuerpos metagraníticos y metaplutónicos dispersos, en su sector central; y, esquistos calcáreos de la Formación Las Mercedes hacia el sur. Al igual que el perfil anterior, se resaltan fallas como el de San Sebastián y el de Tacagua-Ávila hacia el norte y sur; pero, esta vez con fallas de rumbo NE-SO en el centro. Estas descripciones se ven reflejadas en la figura 4.15.

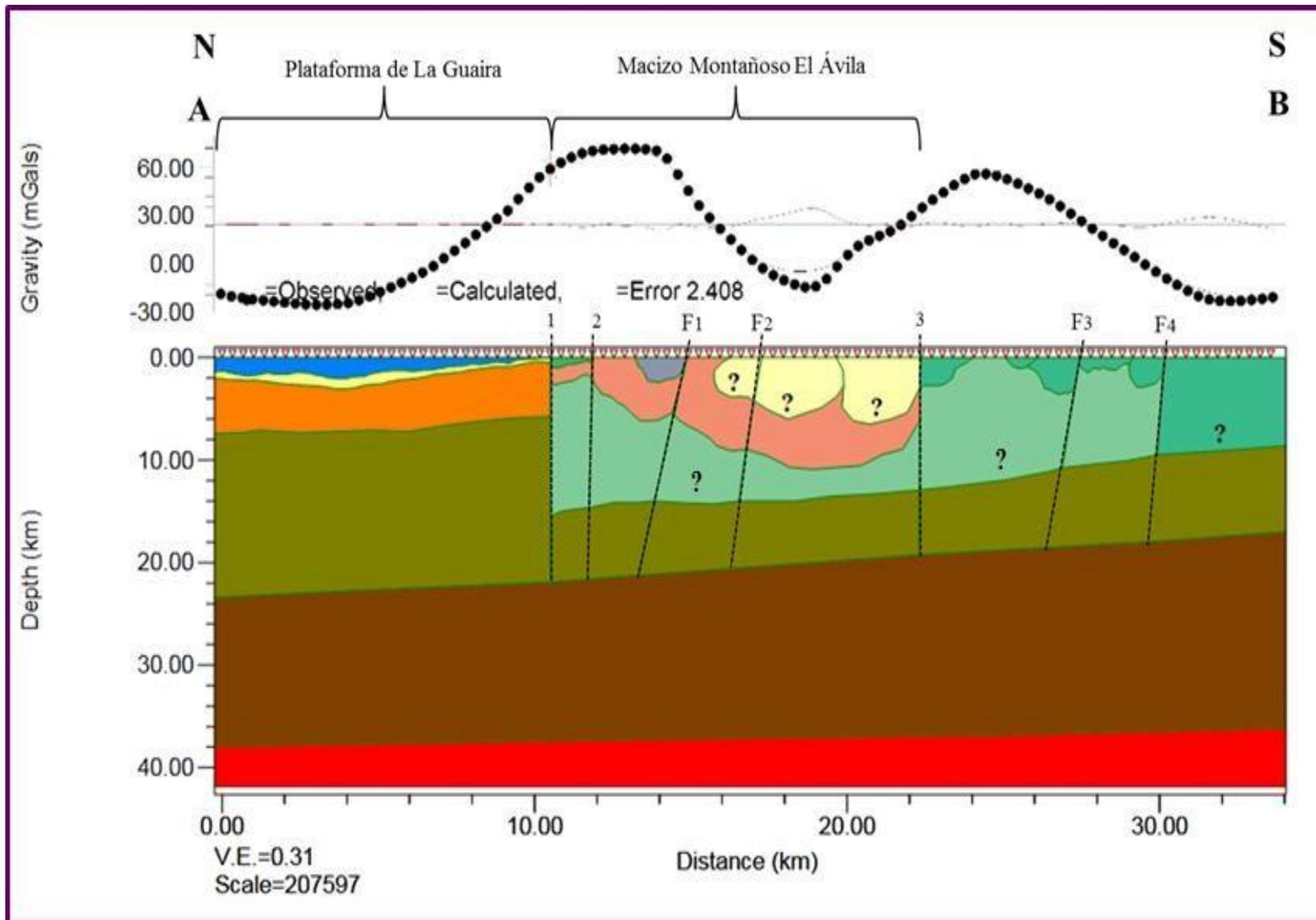


Figura 4.14 Modelo gravimétrico-estructural del perfil A-B. (1) Falla de San Sebastián, (2) Falla de Macuto y (3) Falla Tacagua-Ávila

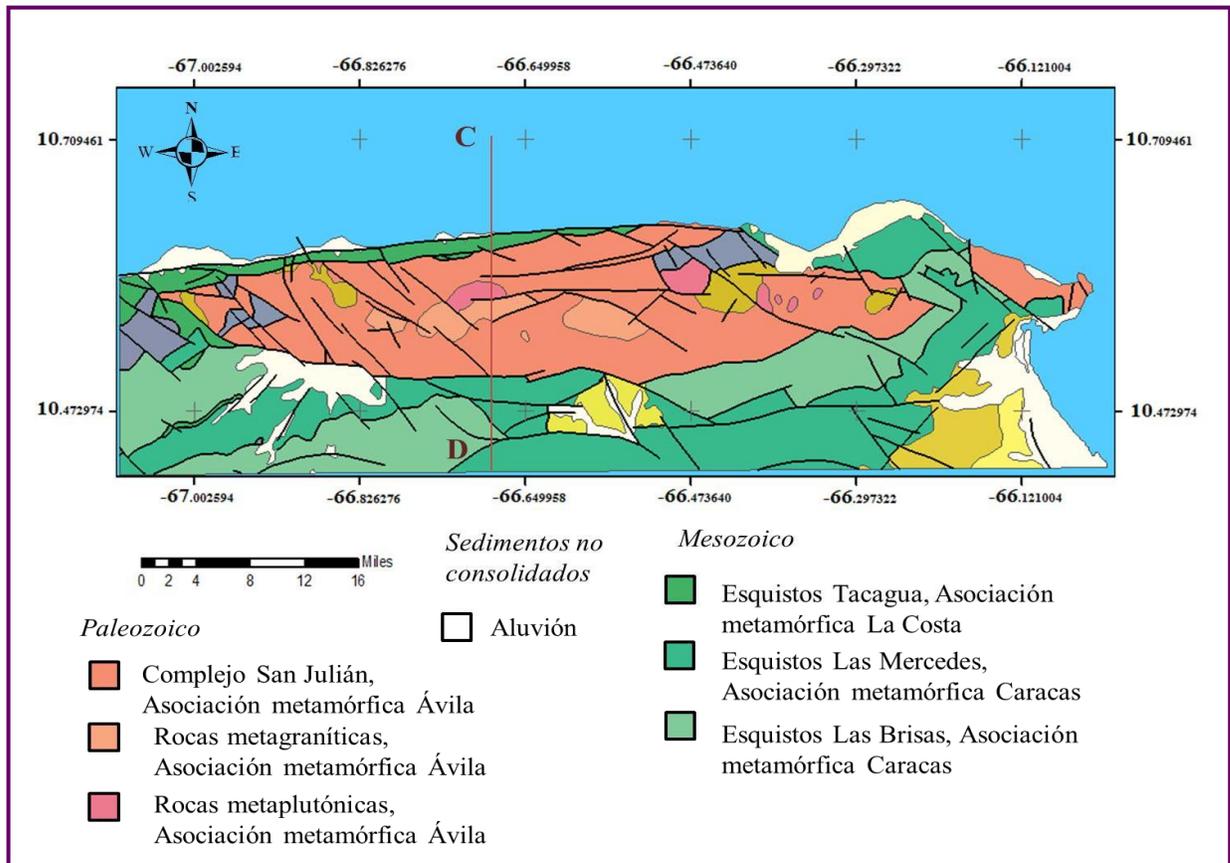


Figura 4.15. Perfil C-D sobre el mapa geológico de la zona de estudio. Las líneas de color negro indican las fallas presentes dentro del área.

Con un error de 2,107 mGal, se observa en el modelo resultante (figura 4.16), en sentido norte-sur, que las fallas de San Sebastián y de Tacagua-Ávila siguen manteniendo una geometría transcurrente. De igual modo, se visualiza que el centro está regido por fallas verticales que cortan al Complejo San Julián y a los Esquistos de Las Brisas. Similar al perfil anterior, dichas fallas están en contacto con cuerpos rocosos, pero esta vez pertenecientes al Augengneis de Peña de Mora. También es posible destacar en este modelo la presencia de la Formación Nirgua adosada a la falla de Macuto hacia el norte y de cuerpos metaplutónicos y gnéisicos en contacto con la falla Tacagua-Ávila. Cada uno de estos cuerpos pequeños, que posiblemente quedaron atrapados entre los bloques sometidos a transpresión, posee espesores entre 1 y 2,5 km.

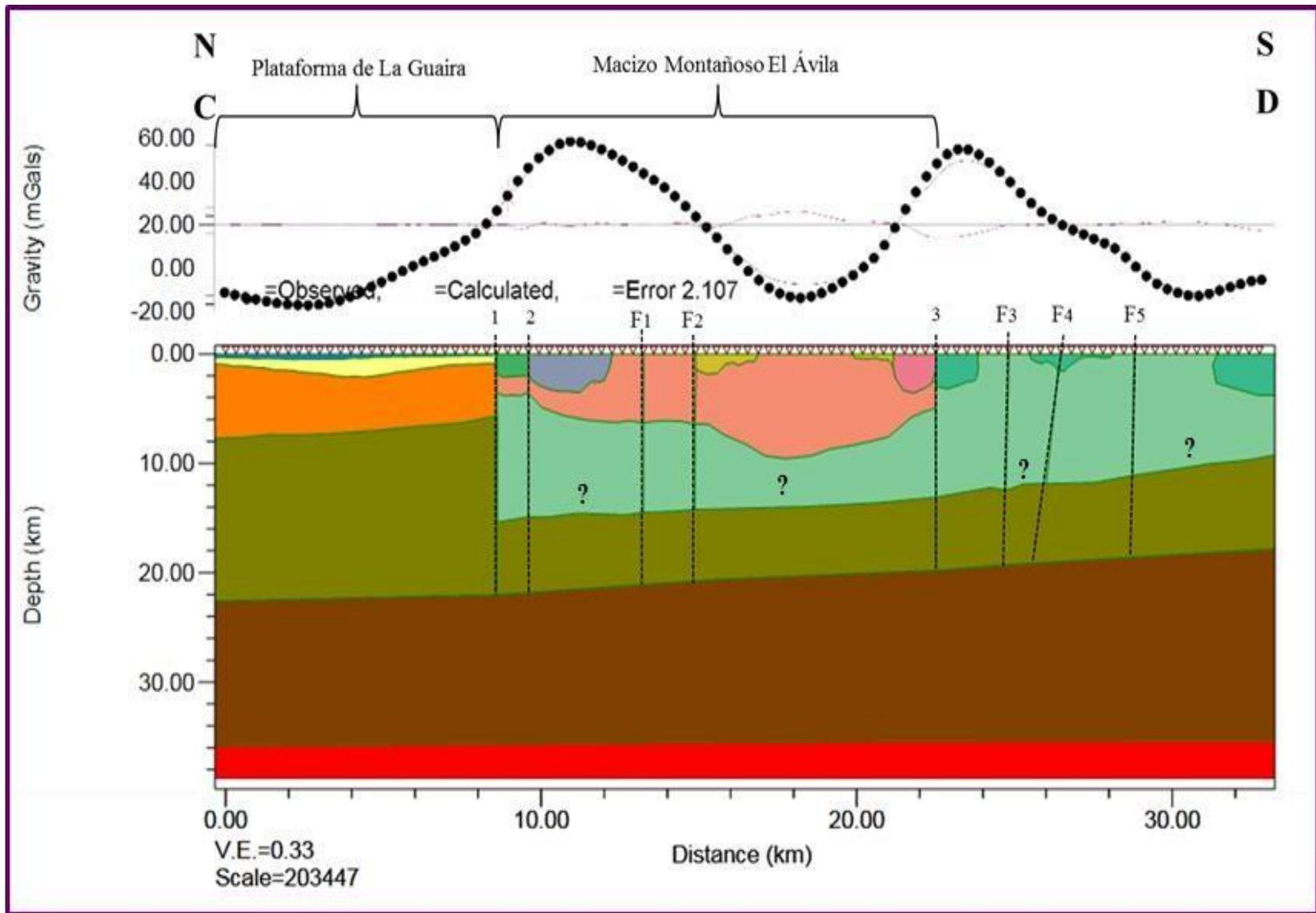


Figura 4.16 Modelo gravimétrico-estructural del perfil C-D. (1) Falla de San Sebastián, (2) Falla de Macuto y (3) Falla Tacagua-Ávila

✓ Perfil E-F

El perfil E-F es un perfil de dirección norte-sur con una longitud máxima de 31.435 metros. Presenta valores de anomalías gravimétricas que abarcan los -22,35 y 51,90 mGal. Las estructuras geológicas principales que destacan en este perfil son los sedimentos de la Plataforma de La Guaira al norte, el bloque de Naguayá con cuerpos esquistosos y gnéisicos del Complejo San Julián, con presencias de cuerpos metagraníticos dispersos, en su sector central; y, esquistos calcáreos de la Formación Las Mercedes hacia el sur. De igual modo, se resaltan en este perfil fallas como el de San Sebastián y el de Tacagua-Ávila hacia el norte y sur; así como también fallas intermedias de rumbo E-O y NO-SE en el centro. Estas descripciones son reflejadas en la figura 4.17.

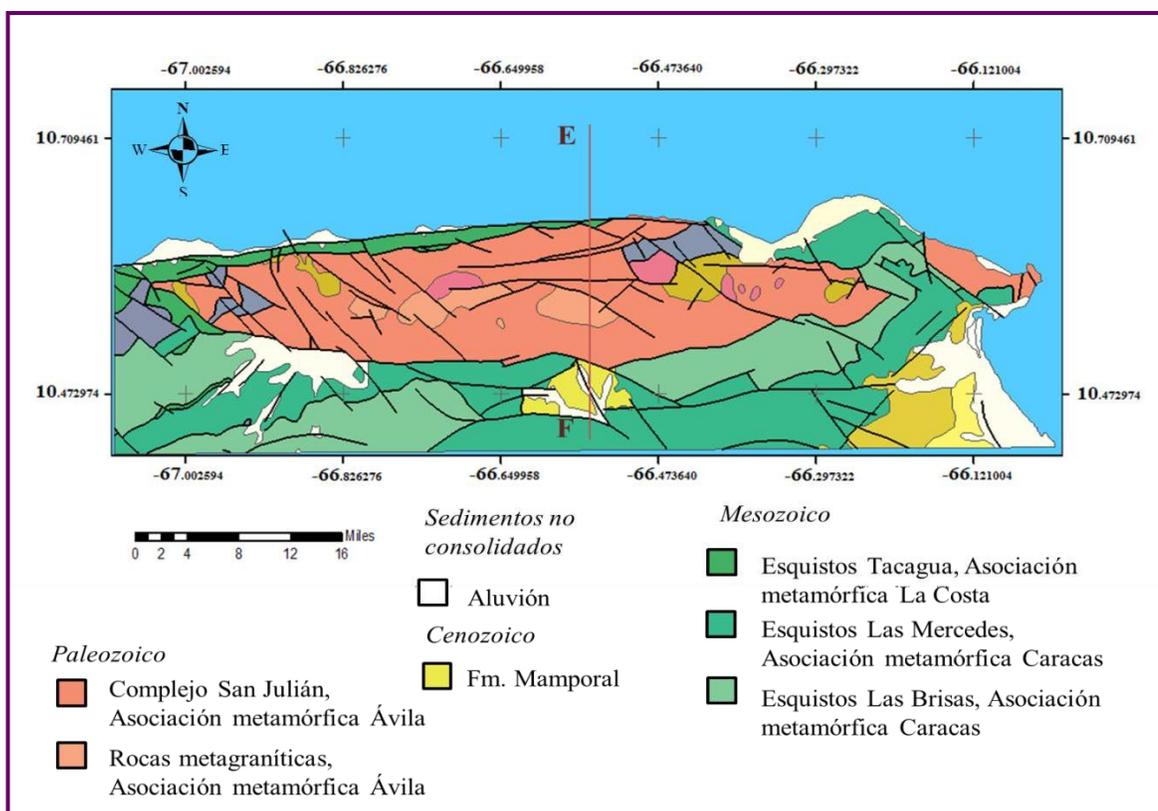


Figura 4.17. Perfil E-F sobre el mapa geológico de la zona de estudio. Las líneas de color negro indican las fallas presentes dentro del área.

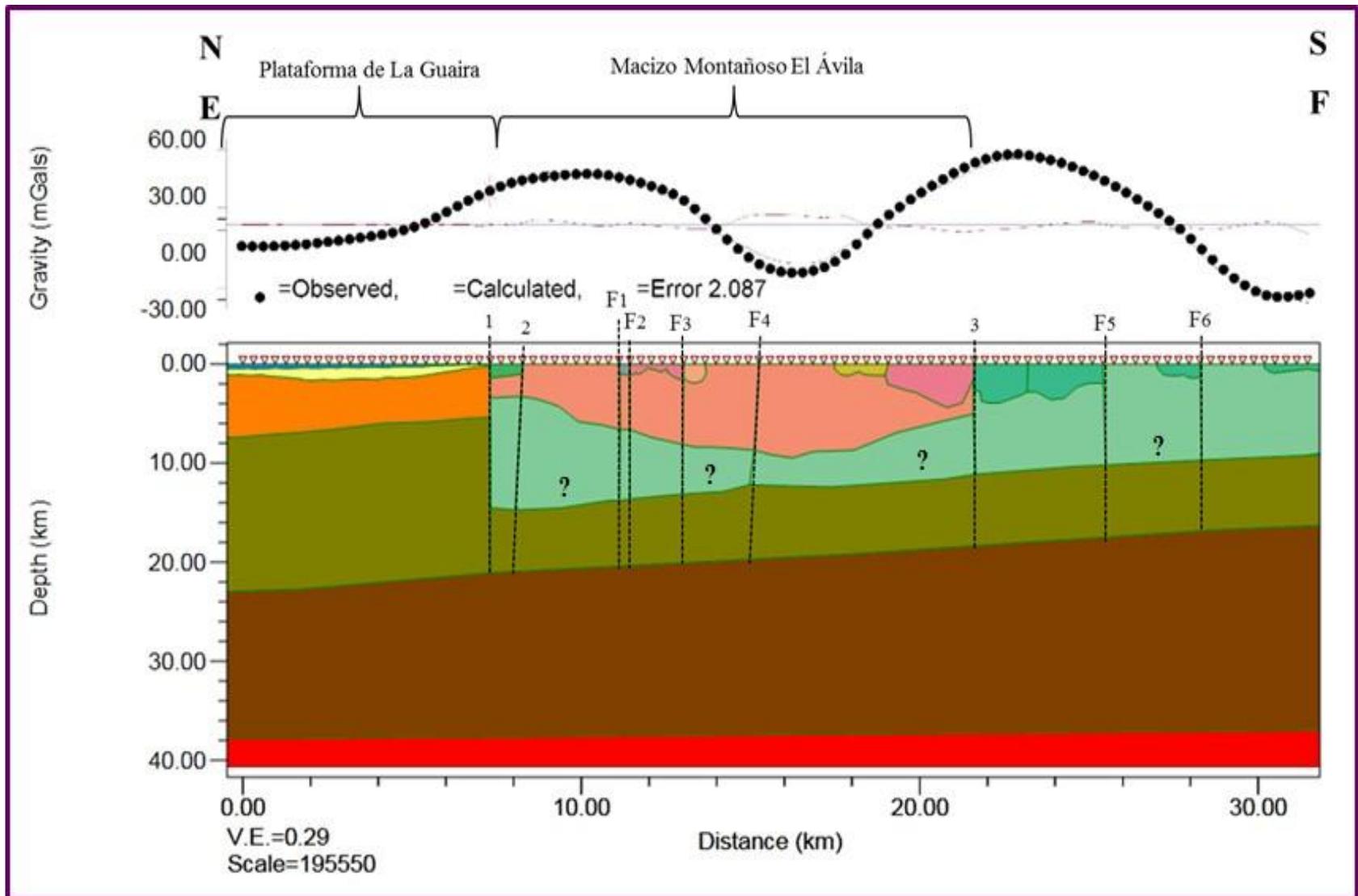


Figura 4.18 Modelo gravimétrico-estructural del perfil E-F (1) Falla de San Sebastián, (2) Falla de Macuto y (3) Falla Tacagua-Ávila.

Con un error de 2,087 mGal, se detalla en el modelo resultante de este perfil (figura 4.18), en sentido norte-sur, que las fallas principales (San Sebastián y Tacagua-Ávila) poseen los mismos rasgos estructurales descritos en los perfiles anteriores. Se observa que el centro del modelo está dominado por fallas oblicuas (f_4) con buzamiento norte, y fallas verticales (f_1 , f_2 y f_3) que cortan al Complejo San Julián y a los Esquistos de Las Brisas. Al igual que el perfil anterior, estas fallas están en contacto con los tipos litológicos previamente mencionados, a excepción de que esta vez, se comienza a percibir cuerpos metagraníticos con espesores promedios de 1,4km.

En general, los perfiles muestran algunas características similares entre sí. Esto permite que se pueda evaluar la continuidad de cuerpos rocosos presentes en la zona. En el macizo, es posible observar cuerpos rocosos que mantienen una continuidad en dirección este –oeste. Entre los tipos litológicos con este atributo que es posible encontrar en todos los perfiles, destacan los cuerpos del Complejo Nirgua. Aquellos que solo llegan a observarse a partir del segundo perfil, abarcan los cuerpos metaplutónicos y metagraníticos de edad Paleozoica, y el Augengneis de Peña de Mora. La mayoría de ellas afloran en superficie en el extremo este del área (figura A2.1), lo que respalda su presencia en profundidad a lo largo del bloque Naiguatá y su continuidad a lo largo del mismo.

Otro punto destacar que es común en todos los perfiles es la disposición de cuerpos rocosos, de poco espesor en los primeros kilómetros de profundidad, de manera desordenada al norte y centro del macizo, la cual coincide con las descripciones geológicas realizadas por Talukdar y Loureiro (1982). En su trabajo se evidencia que estos tipos litológicos afloraron en la región mezcladas heterogéneamente como consecuencia del emplazamiento tectónico de ellos como “masas en un grado incipiente de fusión parcial durante el segundo evento metamórfico reconocido”.

CONCLUSIONES

La interpretación integrada de datos gravimétricos terrestres y derivados de modelos geopotenciales de origen satelital, así como la utilización de información geológica y geofísica de trabajos previos permitió delimitar las siguientes conclusiones:

- ❖ Las herramientas estadísticas permitieron el estudio del dato gracias a la combinación de indicadores tanto gráficos como numéricos que facilitaron el estudio del comportamiento de los datos y la presencia de elementos atípicos generadores de dispersión.
- ❖ Las semejanzas entre los datos gravimétricos terrestres y derivados de modelos geopotenciales desde el punto de vista estadístico, permitieron validar los datos de modelos geopotenciales de origen satelital como equivalente a los terrestres, al evidenciarse notables coincidencias entre ellas en sus histogramas de frecuencia, diagramas de cajas y bigotes y diagramas de violín.
- ❖ Los mapas de anomalías de Bouguer exhibieron estructuras alargadas de mínimos y máximos gravimétricos alineados paralelamente a la línea costera en el área central y norte, los cuales abarcaron el alto topográfico del bloque oriental de la Cordillera de la Costa y la napa costera del Ávila. Esta descripción de atributos geológicos no solo permitió destacar la similitud cualitativa en la disposición de contornos isoanómalos entre estos mapas, sino también la notable coincidencia con los mapas actualizados realizados por Paolini *et al.* (2014), Ughi (2014) y Linares *et al.* (2015), validando una vez más la calidad de procesamiento de los datos.
- ❖ El mapa de anomalías residuales, obtenido a partir de un filtro Butterworth de segundo grado con longitud de onda de 0,1211, mostró una gran presencia de contornos cerrados en distintas orientaciones, la cual se debe al carácter local de estas anomalías. La aparición de un grupo de máximos gravimétricos elongados a lo largo del macizo montañoso podría estar asociada a la existencia de sistemas someros de fallas en dirección NO-SE

(oeste del bloque Naiguatá) y E-O (centro y este del bloque Naiguatá), lo que estaría ocasionando los levantamientos menores que se muestran en el mapa.

- ❖ El análisis espectral arrojó que la mayor profundidad fuente obtenida en el área fue de 5.500 m, probablemente asociada al nivel de despegue (o decollement) del macizo montañoso El Ávila, la cual se acerca a los valores del nivel de despegue determinado por Ughi (2014) en sus modelos tectónico-flexurales de corteza para la Cordillera de la Costa. En las pendientes intermedias se obtuvo que ésta interface alcanzó una profundidad de 2.334 m, posiblemente relacionada con la interfaz existente entre las rocas del Complejos San Julián y la superficie de despegue. Por último, en la pendiente con números de onda mayor a 0,5 señaló una profundidad somera de 864 m, la cual se asoció a los contrastes de densidades entre rocas pertenecientes al Complejo San Julián y las rocas esquistosas encontradas en los Esquistos de Tacagua, con influencia de ruido, presentes en el área norte de la zona de estudio. Sin embargo, estos resultados no se encontraron reflejadas en los modelos gravimétricos estructurales, ya que el ancho de la ventana de estudio no llegó a iluminar una superficie de alto contraste más profundo que permitiera obtener el mejor de ajuste de los modelos.
- ❖ Los modelos gravimétrico-estructural de los perfiles A-B, C-D y E-F señalaron que el macizo montañoso El Ávila presenta una distribución predominante de bloques sucesivos de roca escalonadas, las cuales están regidas por un marco tectónico de esfuerzos transpresivos, que generan un patrón complejo de estructuras geológicas. Dichas estructuras están controladas mayoritariamente por las fallas de San Sebastián, Macuto y Ávila, junto con otras fallas intermedias (identificadas en los modelos como f_1 , f_2 , f_3 y f_4).
- ❖ En el macizo montañoso El Ávila es posible observar cuerpos rocosos que mantienen una continuidad en dirección este –oeste. Entre los tipos

litológicos con este atributo se encuentran las anfibolitas del Complejo Nirgua, los cuerpos metaplutónicos y metagraníticos de edad Paleozoica, y las cuarcitas derivadas de Complejo San Julián. La mayoría de ellas afloran en superficie en el extremo este del área, lo que respalda su presencia en profundidad a lo largo del bloque Naiguatá y su continuidad a lo largo del mismo.

Por último, es recomendable la incorporación de datos magnéticos en la zona de estudio que permitan el realce de los cuerpos ígneos-metamórficos, y de esta manera, corroborar la presencia de cuerpos metaplutónicos y metagraníticos en profundidad, así como la existencia de cuerpos de baja densidad en el área central de macizo montañoso El Ávila.

REFERENCIAS

- Aguerrevere, S. E. y Zuloaga, G. (1937), *Observaciones geológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Boletín de Geología y Minería, Caracas, 1(2-4): 8-24.
- Alea, Ma. Victoria (2000), *Estadística con SPSS* (1er ed.). Edicions de la Universitat de Barcelona. p. 33-44.
- Alvarado, J. y Obagi, J. (2008), *Fundamentos de inferencia estadística*. Bogotá: Editorial Pontificia Universidad Javeriana. p. 13-26.
- Arnaiz-Rodríguez, M. y Garzón, Y. (2012), *Nuevos mapas de anomalías gravimétricas del Caribe*. Revista Interciencia, Vol. 37 N°3. p. 176-182 [Artículo en línea]. Disponible en: <https://www.interciencia.net/wp-content/uploads/2018/01/176-ARNAIZ-7.pdf>. [Consulta: 2020, junio 16].
- Arun, P. (2013), *A comparative analysis of different DEM interpolation methods*. Revista *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*. [Artículo en línea]. Disponible en: www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1110982313000276 [Consulta: 2020, mayo 15].
- Audemard, F. (2000), *Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela*. Programa Internacional de la Litósfera, Grupo de Trabajo II-2, Principales Fallas Activas del Mundo.
- Bachmann, R. (2001), *The Caribbean plate and the question of its formation*. Department of Tectonophysics, Institute of Geology. University of Mining and Technology Freiberg. p. 1-17.

Barboza, L. y Rodríguez, S. (2001), *Integración de la geología del Estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila al norte de Caracas*. [Resumen en línea]. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela. Disponible: pdfs.semanticscholar.org/fc1b/acb0054a9df3260bc7cd91a96f446cf193f7.pdf [Consulta: 2020, febrero 10].

Bascuñán, S. (2009), *Modelamiento geológico. MAPTEK SUDAMÉRICA*. [Documento en línea]. Disponible en: comisionminera.cl/documentacion/category/10-seminario-competencias-en-recursos-y-reservas-mineras-11-may-2009?download=304:modelos-geologicos-sophia-bascunan. [Consulta: 2020, enero 16]

Beccaluva L.; Coltorti, M.; Giunta, G.; Iturralde, M.; Navarro, E.; Siena, F. y Urbani, F. (1995), *Cross sections through the ophiolitic units of the southern and northern margins of the Caribbean Plate in Venezuela (Northern Cordilleras) and central Cuba*. 1st Italian-Latin American Geological Meeting Venezuela-Cuba: p. 1-31.

Beck, C. (1986), *La chaîne Caraïbe au méridien de Caracas: Géologie, tectogenese, place dans l'évolution géodynamique Mésozoïque-Cénozoïque des Caraïbes Méridionales*. Public. Soc. Geol. de Nord, Villeneuve s^e Ascq, France (14): 1-462. (These de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles. Université des Sciences et Techniques de Lille, Francia). Reproducido en Revista Venezolana Cienc. Tierra, (43): 24-25 + 469 p. en carpeta 17 del DVD, 2012.

Berenson, M. y Levine, D. (2003), *Estadística para administración*. Pearson Educación, México. p. 100.

Berenson, M.; Levine, D. y Krehbiel, T. (2006), *Estadística para administración (4ta ed.)*. Pearson Educación, México. p. 37.

Biocircuits Institute. (s/f), *Modeling Tectonic Interactions*. [Página web en línea]. Disponible en: biocircuits.ucsd.edu/outreach/?p=310. [Consulta: 2020, febrero 2]

Bravo, A. y Vilas, B. (2002), *Estudio microtectónico de la vertiente norte del Macizo Ávila, entre Punta de Care y La Guaira, Estado Vargas*. [Resumen en línea]. Trabajo de Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela. Disponible en: [Consulta: 2020, febrero 8]

Burke, K.; Fox, P. y Şengör, A. (1978), *Buoyant Ocean Floor and the Evolution of the Caribbean*. Revista Journal of Geophysical Research, Vol. 83, No B8. p. 3949-3954

Burke, K. (1988), *Tectonic Evolution of the Caribbean*. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences. [Artículo en línea]. Disponible en: www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.ea.16.050188.001221 [Consulta: 2020, febrero 25]

Case, J.; MacDonald, W. y Fox, P. (1990), *Caribbean crustal provinces; Seismic and gravity evidence*. The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, Vol. H.

Castaing, C. y Debleglia, N. (1992), *A new method for combining gravimetric and geological data*. Tectonophysics, Vol. 204: 151-162. [Artículo en línea]. Disponible en: www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/004019519290276C [Consulta: 2020, enero 15]

- Childs, C. (2004), *Interpolating Surfaces in ArcGis Spatial Analyst*. ArcUser, Esri. [Artículo en línea]. Disponible en: www.esri.com/news/arcuser/0704/files/interpolating.pdf [Consulta: 2020, julio 10]
- Clark, K. (s/f), *Lecture 12: Grids, interpolation and extrapolation*. Analytical and Computer Cartography. University of California Santa Barbara. [Documento en línea]. Disponible en: www.geog.ucsb.edu/~kclarke/Geography128/Lecture12.pdf [Consulta: 2020, Julio 10].
- Connor C. y Connor L. (s/f), *Gravity 7. The Terrain Correction*. University of South Florida. [Documento en línea]. Disponible en: www.cas.usf.edu/~cconnor/pot_fields_lectures/Lecture7_graity_terrain.pdf [Consulta: 2020, enero 14].
- DeMets, C.; Gordon, R. y Argus, D. (2010), *Geologically current plate motions*. Geophys. J. Int., Vol 181: 1–80.
- Dengo, G. (1951). *Geología de la región de Caracas*. Bol. Geol., Caracas, 1(1): 39-115. Versión en Inglés: *Geology of the Caracas region, Venezuela*. Geol. Soc. Amer. Bull., 64 (1): 7-40, 1953.
- Dentith, M. y Mudge, S. (2014), *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press. p. 85-189.
- Dobrin, M. (1961), *Introducción a la Prospección Geofísica*. Ediciones Omega: Barcelona. p. 210-294.

- Dobrin, M. y Savit, C. (1988), *Introduction to Geophysical Prospecting (Fourth edition)*. McGraw Hill Book Company. p. 547-570.
- Draper, G.; Jackson, T. y Donovan, S. (1994), *Geologic Provinces of the Caribbean Region*. Caribbean Geology: An Introduction U.W.I. Publishers' Association, Kingston. pp. 3-12.
- Drewes, H.; Torge, W.; Röder, R.; Badell, C.; Bravo, D. y Chourio, O. (1991), *Absolute and relative gravimetric surveys of national and geodynamic networks in Venezuela*. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 4, No. 4, pp. 273-286.
- Ellero, A.; Malasoma, A.; Marroni, M.; Pandolfi, L. y Urbani, F. (2007), *Tectono-metamorphic history of the Tacagua ophiolitic unit (Cordillera de la Costa, northern Venezuela): Insights in the evolution of the southern margin of the Caribbean Plate*. Revista Island Arc N°16, p. 105-123.
- Environmental Systems Research Institute (2016), *Agregar información de superficie*. Ayuda, ArcGIS for Desktop. [Página web en línea]. Disponible en: desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/add-surface-information.htm [Consulta: 2020, febrero 7].
- Estrada, L. (2012), *Clases de Prospección Gravimétrica*. Universidad Nacional de Tucuman. Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Departamento de Geodesia y Topografía. Disponible en: catedras.facet.unt.edu.ar/geofisica/wp-content/uploads/sites/4/2014/02/Gravimetria-para-Geologos.pdf [Consulta: 2020, febrero 1].

Ferreira Garate, A. (2005), *Técnicas de interpolación espacial utilizadas en la evaluación de reservas geológicas*. [Resumen en línea]. Trabajo Especial de Grado, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. Disponible en: http://opac.pucv.cl/pucv_txt/txt-1500/UCH1803_01.pdf [Consulta: 2020, junio 3].

Garzón, Y. y Ughi, A. (2008), *Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región nor-occidental de Venezuela*. Memorias del XIV Congreso Venezolano de Geofísica.

Garzón, Y. (2010), *Validación de datos gravimétricos satelitales a partir de un análisis geoestadístico comparativo con datos gravimétricos de adquisición terrestre*. [Resumen en línea]. Trabajo de Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela. Disponible en: saber.ucv.ve/bitstream/123456789/16601/1/TEG%20YGC.pdf. [Consulta: 2020, febrero 10].

Geosoft (2005), *Montaj MAGMAP Filtering: 2-D Frequency Domain Processing of Potential Field Data Extension for Oasis montaj v6.1*. Tutorial. Canadá. p. 46-50.

Geosoft (2014), *Oasis Montaj Gridding*. Tutorial. Canadá. p. 1-5.

Gil Bellosta, C. (2018), *R para profesionales de los datos: una introducción*. [Documento en línea]. Disponible: www.datanalytics.com/libro_r/index.html [Consulta: 2020, marzo 13].

GIS Geography (2017), *Kriging Interpolation – The Prediction Is Strong in this One*. [Artículo en línea]. Disponible en: gisgeography.com/kriging-interpolation-prediction/ [Consulta: 2020, junio 3].

- Giunta, G.; Beccaluva, L.; Bellia, S.; Comin-Chiaramonti, P.; Dengo, G.; Montero, W.; Urbani, F.; y Carnemolla, S (1996), *Geología de las márgenes de la Placa de Caribe: Generalidades en Guatemala, Costa Rica, La Española y resultados preliminares del análisis de una transversal en la Cordillera de La Costa de Venezuela*. Revista Geol. Amér. Central, Vol. 19/20: pp. 7-28.
- Giunta, G.; Beccaluva, L. y Siena, F. (2006), *Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems*. Revista Geológica Acta, Vol.4, N°1-2. p. 265-277.
- González, D. (2014), *Modelo Estructural Integrado de la Cuenca de Bonaire*. [Resumen en línea]. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela. p.81.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J. y Picard Cadillat, X. (1980), *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Tomo I. Ediciones Foninves. p.9.
- Granja, J. (2005), *Geodinámica del borde noreste de la Placa de Caribe*. Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo. Programa de Doctorado: Geología Dinámica y Ambiental, Universidad Complutense de Madrid. p. 4-15.
- Hackley, P.; Urbani, F.; Karlsen, A. y Garrity, C. (2006), *Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750.000*. U.S. Geological Survey, Open File Report 2006-1109. Disponible en: <https://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/> [Consulta: 2020, febrero 10].
- Hammer, S. (1939), *Terrain corrections for gravimeter surveys*. Geophysics 9: 184-194.

- Hinze, W., Von Freese, R. y Saad, A. (2013), *Gravity and Magnetic Exploration. Principles, Practices, and Applications*. Cambridge University Press: Texas. DOI: 10.1017/CBO9780511843129
- Hinze, W. (2005), *New standards for reducing gravity data: The North American gravity database*. *Geophysics*, Vol. 70: J25-J32.
- Jacoby, W. y Smilde, P. (2009), *Gravity Interpretation. Fundamentals and Application of Gravity Inversion and Geological Interpretation*. Berlín: Editorial Springer. p. 151-178.
- James, K. (2005), *A simple synthesis of Caribbean geology*. Transactions of the 16th Caribbean Geological Conference, Barbados. *Caribbean Journal of Earth Science*, N°39: p. 69-82
- Kane, M. (1962), *A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer*. *Geophysics* 27: 455-462.
- Kearey, P.; Brooks, M. y Hill, I. (2002), *An introduction to Geophysical Exploration*. (3er ed.). Blackwell Science: Cornwall, UK. p. 125-147.
- LaFehr, T. (1990), *Gravity Corrections for Earth Curvature*. Society of Exploration Geophysicists: 650-653 [Artículo en línea]. Disponible en: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1890292> [Consulta: 2020, enero 29]
- Lebrun, J. y Marcaillou, B. (2013), *Introduction to Caribbean Geosciences*. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, Vol. 184:3-4 [Artículo en línea]. Disponible en: www.researchgate.net/figure/Morphostructural-map-of-the-

Caribbean-plate-Topographic-data-from-Smith-and- Sandwell_fig1_256326548
[Consulta: 2020, febrero 8].

Li, X. y Götze, H. (2001), *Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. Geophysics*, Vol. 66: 1660-1668. [Artículo en línea]. www.geophysik.uni-muenchen.de/~jowa/praktikum09/geoid_tutorial.pdf [Consulta: 2020, febrero 23]

Li, X.; Hildenbrand, T.; Hinze, W.; Randy Keller, G. Ravat, D. y Webring, M. (2006), *The quest for the perfect gravity anomaly: Part 1 — New calculation standards*. SEG Technical Program Expanded Abstracts. [Artículo en línea]. Disponible en: www.researchgate.net/publication/249861765_The_quest_for_the_perfect_gravity_anomaly_Part_1_-_New_calculation_standards. [Consulta: 2020, enero 28]

Lillie, R. (1999), *Whole Earth Geophysics*. Prentice Hall, Editorial. p. 223-283.

Linares, F.; Arraiz, D. y Orihuela, N. (2015), *Mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela derivado del modelo combinado EIGEN-6C4*. Revista Geociencias Aplicadas Latinoamericanas, Vol.2. p. 1-11.

Liviano Solis, D. y Pujol Jover, M. (2013), *Análisis de datos y estadística descriptiva con R y R-Commander*. Edicions de Universitat Oberta de Catalunya.

Lowrie, W. (2007), *Fundamentals of Geophysics (Second edition)*. Cambridge University Press: New York. p. 43-118.

- Maresch, W. (1974), *Plate Tectonics Origin in the Caribbean Mountain Systems of Northern South American: Discussion and Proposal*. Geological Society of America Bulletin, Vol. 85: p. 669-682.
- Mederos, I. (2009), *Modelaje geofísico de la región Farriar-Morón Estados Yaracuy y Carabobo*. [Resumen en línea]. Trabajo de Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela. Disponible en: <http://saber.ucv.ve/bitstream/123456789/15829/1/Microsoft%20Word%20-%20TRABAJO%20ESPECIAL%20DE%20GRADO%20IGNACIO%20MEDEROS.pdf>. [Consulta: 2020, septiembre 23].
- Menéndez, V. (1966), *Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, Vol. 8, N° 15, p. 116-139.
- Milsom, J. (2003), *Field Geophysics (Third Edition)*. England: John Wiley & Sons Ltd. p. 29-46.
- Moore, D. (2005), *Estadística aplicada básica (2ª ed)*. Antoni Bosch Editor. p. 6-21.
- Mussett A. y Aftab, M. (2000), *Looking into the earth*. Cambridge University Press: New York. p. 107-138.
- Nagy, D. (1966), *The gravitational attraction of a right rectangular prism*. Geophysics 31: 362-371.
- Orihuela, N. (1990), *Investigación Gravimétrica de la Cordillera de la Costa. Sector Nor-Central*. Memorias del V Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Sociedad Venezolana de Geofísicos, p.228-232.

- Orihuela, N. y Ruiz, F. (1990), *Modelaje Gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altigracia de Orituco*, edo. Guárico y Caraballeda, Dtto. Federal, Venezuela. Memorias del V Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Sociedad Venezolana de Geofísicos, p.466-472.
- Orihuela, N. (1997), *Método de Parasnis Modificado. Aplicación al Macizo Montañoso del Ávila*. GEOS Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra, Vol. 32. p. 98-103.
- Orihuela, N. (2014), *Historia de la Gravimetría en Venezuela*. Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra, 46(1):44-57. [Artículo en línea]. Disponible en: http://190.169.94.12/ojs/index.php/rev_geos/article/view/11806 [Consulta: 2020, enero 30].
- Ostos, M. (1990), *Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicas*. Geos, Caracas, (30): 1-294.
- Ostos, M.; Yoris, F. y Avé Lallemand, H. (2005), *Overview of the southeast Caribbean–South American plate boundary zone*. Geological Society of America Special Paper 394, p. 53–89.
- Otero, R. (s/f), *Análisis exploratorio*. Diplomado en Analítica de Datos: Pontificia Universidad Javeriana. p. 11-13.
- Paolini, M., Schmitz, M. y Orihuela, N. (2014), *Interpretación geofísica integrada de la Plataforma Centro Norte costera de Venezuela*. Capítulo XI, El Limite Noreste de la Placa Sudamericana-Estructuras Litosféricas de la Superficie al Manto. pp. 249-271.

- Paredes, C.; Salinas, W.; Martínez, X y Jiménez Hernández, S. (2012), *Evaluación y comparación de métodos de interpolación determinísticos y probabilísticos para la generación de modelos digitales de elevación*. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. Núm. 82, pp. 118-130.
- Peña, L. (2003), *Estudio de Riesgo Geológico en el sector de Maiquetía-Caraballeda, Edo. Vargas*. [Resumen en línea]. Trabajo de Especial de Grado, Universidad Centra de Venezuela. Disponible en: [Consulta: 2020, febrero 8].
- Pérez Fortes, A.; Varas Muriel, M.; Cano Linares, H.; Castiñeiras García, P. y Pardo Santayana, F. (2013), *Petrofísica y durabilidad de las anfíbolitas de Touro (A Coruña, España) para su uso en obra civil*. Boletín Geológico y Minero, 124 (3): 367-379.
- Petróleos de Venezuela, S.A. (PDVSA), (1999), *Léxico Estratigráfico de Venezuela (L.E.V)*.
- Picard, X. y Goddard, D. (1975), *Geomorfología y sedimentación de la costa entre Cabo Codera y Puerto Cabello*. Boletín Informativo, Vol. 18 N°1. Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo (AVGMP) and Datapages, Inc., 2014. pp. 39-93.
- Reynolds, J. (1997), *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley Editorial. p. 29-116.
- RIP Tutorial (s/f), *R Language. Argumento de violín*. [Página web en línea]. Disponible en: <https://riptutorial.com/es/r/example/13845/argumento-de-violin> [Consulta: 2020, marzo 21].

- Robinson, E. y Çoruh, C. (1988), *Basic Exploration geophysics*. Canada: John Wiley & Sons, Inc. p. 110-150.
- Rodríguez, J.; Urbani, F.; Audemard, F.; Stockhausen, H.; Barboza, L.; Rodríguez, S.; Melo, L.; Cano, V.; Suárez, J.; Castillo, A. y Fournier, H. (2001), *El Macizo del Ávila, geología y procesos de agradación ocurridos en diciembre, 1999*. Taller Internacional “Estudios de métodos y acciones para contrarrestar los efectos producidos por terremotos en Caracas (1999 – 2001)” – Serie Técnica No.1, 145 – 157.
- Romero, M., Cragno, A., Ambrosio, R., Schmitz, M. y González, J. (2006), *Evaluación geofísica de los conos aluviales en Macuto, Caraballeda y Tanaguarena, edo. Vargas*. Boletín del IMME, Vol. 44 (1), 16-29.
- Ruiz, F. (1989), *Modelaje gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altigracia de Orituco, edo. Guárico y Caraballeda, Dto. Federal*. Trabajo de Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela. pp. 1-149.
- Sánchez Jiménez, D.; Gómez Ortiz, D.; Bergamín, J. y Tejero, R. (1998), *Aplicación del análisis espectral para la separación regional-residual de anomalías gravimétricas y aeromagnéticas en el SO del Macizo Ibérico*. Revista GEOGACETA, Vol 23. pp. 131-134.
- Sánchez, F. y Sevilla, M. (2002), *Métodos de análisis y validación de datos gravimétricos*. 3º Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. pp. 1-5.
- Sánchez, J., Schmitz, M. y Cano, V. (2005), *Mediciones sísmicas profundas en Caracas para la determinación del espesor de sedimentos y velocidades*

sísmicas como aporte para el estudio de microzonificación sísmica. Boletín Técnico IMME, Vol. 43 N°2. p. 119-124.

Schmitz, M.; Ávila, J.; Bezada, M.; Vieira, E.; Yáñez, M.; Levander, A.; Zelt, C.; Jácome, M.; Magnani, M. y equipo activo de trabajo sísmico BOLIVAR (2008), *Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations*. Revista Tectonophysics, Vol. 459. p. 14–26.

Seiders, V. M. (1965), *Geología de Miranda central, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 6(12): 289-416.

Sevilla, M. (1994), *Análisis de observaciones gravimétricas y cálculo de anomalías*. Instituto de Astronomía y Geodesia (UCM-CSIC). Facultad de Ciencias Matemáticas, Universidad Complutense (Madrid). pp. 9-15.

SoftUsvista Inc. (2020), *Propiedades del Filita*. [Página Web en línea]. Disponible en: rocks.comparenature.com. [Consulta: 2020, diciembre 1].

Stark, A. (2008), *Seismic methods and applications: a guide for the detection of geologic structures, earthquake zones and hazards, resource exploration, and geotechnical engineering*. Brown Walker Press: USA. p. 493-551.

Talukdar, S. y Loureiro, D. (1982), *Geología de una zona ubicada en el segmento Norcentral de la Cordillera de La Costa, Venezuela: Metamorfismo y Deformación*. GEOS, 27: 15-76. Escuela de Geología y Minas, U.C.V., Caracas.

Ughi, A. (2014), *Estudio de la estructura cortical en la zona centro norte de Venezuela mediante el análisis de flexión de placas*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V.31, núm. 1, p.93-103.

- Urbani, F. y Ostos, M. (1989), *El Complejo Ávila, Cordillera de la Costa, Venezuela*. Memoria 50° Aniversario de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Geos N° 29, Caracas. p. 205-217.
- Urbani, F. y Rodríguez, J. (2004), *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa*. Caracas: Ediciones Fundación GEOS. pp. 1-146.
- Urbani, F. (2002), *Geología del área de la autopista y carretera vieja Caracas-La Guaira, Distrito Capital y Estado Vargas. Guía de excursión*. Revista Geos, Vol. 32. Universidad Central de Venezuela, Caracas. pp. 27-40.
- Urbani, F. (2012), *La Cordillera de la Costa de Venezuela: Evolución de su conocimiento geológico desde el siglo XVI al XXI*. Trabajo de ascenso. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica. pp. 113-116.
- Urbani, F. (2015), *Terrane distribution in north-central Venezuela*. En M. Schmitz, A. Audemard & F. Urbani (Eds). El límite Noreste de la Placa Suramericana-Estructuras litosféricas de la Superficie al Manto, Capítulo 3, p.77-100.
- Urbani, F. (2018), *Evolución del conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica.
- Varouchakis, E. y Hristopulos, D. (2013), *Comparison of stochastic and deterministic methods for mapping groundwater level spatial variability in sparsely monitored basins*. Environ Monit Assess, Vol. 185: p. 1-19.

- Villaloro, M.; Henríquez, C. y Sancho, F. (2008), *Comparación de los interpoladores IDW y Kriging en la variación espacial de PH, CA, CICE y P del suelo*. [Artículo en línea]. Disponible en: https://www.mag.go.cr/rev_agr/v32n01-095.pdf [Consulta: 2020, junio 3].
- Wessels, R. (2018), *Strike-Slip Fault Systems Along the Northern Caribbean Plate Boundary*. (Comp.), Transform Plate Boundaries and Fractures Zones. [Libro en línea]. Elsevier, edición. Disponible en: www.sciencedirect.com/book/9780128120644/transform-plate-boundaries-and-fracture-zones [Consulta: 2020, enero 30].
- Yibirin, R. (1976), *Un modelo de corteza de la Cordillera de la Costa, en base a datos geofísicos*. Trabajo de Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.
- Ynfante, M. (2017), *Integración geológica de la región comprendida entre Palmasola, Morón y Valencia, estados Yaracuy y Carabobo*. [Resumen en línea]. Trabajo de Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela. Disponible en: saber.ucv.ve/.../1/Trabajo%20Especial%20de%20Grado%20Mariela%20Ynfante.pdf [Consulta: 2020, marzo 20].