

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELO DE BASAMENTO A PARTIR DE LA INTEGRACIÓN
DE DATOS GEOFÍSICOS AL NOROESTE DEL EDO BARINAS**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Bello M., Akira A.
Para optar al Título
De Ingeniero Geofísico

Caracas, 2018

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELO DE BASAMENTO A PARTIR DE LA INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS AL NOROESTE DEL EDO BARINAS

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Janckarlos Reyes

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Bello M., Akira A.
Para optar al Título
De Ingeniero Geofísico

Caracas, 2018


Caracas 15 de noviembre de 2018.

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

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 Br. Akira Annalice Bello Matos, titulado:

**“MODELO DE BASAMENTO A PARTIR DE LA INTEGRACION DE
DATOS GEOFISICOS AL NOROESTE DEL EDO BARINAS”**

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. Inirida Rodríguez
Jurado



Prof. Mariano Arnaiz
Jurado



Prof. Janckarlos Reyes
(Tutor Académico)

DEDICATORIA

A Dios y a mi Mami.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a Dios y a mi mama quién me enseñó como ser fuerte y siempre me cuida de todo.

Quiero agradecer a mi familia que son los seres que me hacen más feliz en el mundo, en especial a mi Tía Yurma (Q.E.P.D) y a mi Tío Negro por estar conmigo en tiempos duros y buenos. A mi Abuela Ceci y a mis demás Tíos y Tías, Primos y Primas los que están cerca y los que no; ustedes me enseñaron que la Familia es lo más importante y estoy orgullosa de formar parte de esta.

A la UCV que a pesar de estar tan deteriorada sigue siendo la mejor del país, solo por la calidad de profesores que posee. Quiero agradecer a mi tutor Janckarlos Reyes por todo lo aprendido y a los profesores Inírida Rodríguez y Mariano Arnaiz quiénes me brindaron una ayuda muy valiosa para mí y sin menospreciar a los demás profesores del departamento de Geofísica que me enseñaron tanto.

Muchas personas me ayudaron en la realización de este trabajo, Douglas que siempre me calmo y dijo lo justo para motivarme a seguir, Mariangel gracias por la ayuda que me brindaste. A mis amigos geofísicos que siempre recordare por pasar los mejores momentos universitarios con ellos Carlos, Ali, Geraldine, Alexa, Brayner y los demás.

Por último, a esos compañeros que empezaron conmigo y estoy segura que seguirán en mi vida por muchos años más Karem, Karla Kendy, El patrón, Steven, Ignacio, María; quisiera decirles más pero las hojas no son suficientes para agradecer y recordar los mejores tiempos de mi vida.

Bello M., Akira A.

MODELO DE BASAMENTO A PARTIR DE LA INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS AL NOROESTE DEL EDO BARINAS

RESUMEN

Este trabajo presenta la elaboración de un modelo de basamento al noroeste del Estado Barinas, mediante el procesamiento e interpretación de datos gravimétricos proporcionados por el departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela y de datos magnéticos tomados de la compilación hecha por González (2006) al norte de Venezuela. Para la elaboración del modelo se recopiló información geológica y resultados obtenidos de trabajos previos, referentes a perfiles gravimétricos, magnéticos, sísmicos y de pozos, a partir de los cuales se estimó la geometría, susceptibilidad magnética y densidad de las estructuras del subsuelo. Adicionalmente, se aplicaron métodos como la Deconvolución de Euler y análisis espectral a los datos para estimar las profundidades de las distintas interfases. Se aplicaron filtros tales como: gausseano, pasa banda y continuación analítica hacia arriba, para discriminar las respuestas gravimétricas y magnéticas debidas a cuerpos profundos y someros. Finalmente, se realizó un mapa de basamento a través de 5 perfiles, AA' (N60O), CC' (N80E) y BB', DD', EE' (N45O) para definir las variaciones de profundidades. Los resultados obtenidos permiten concluir que el basamento precretácico en dirección O-E se acerca a la superficie en un rango desde 4.22 a 1.58 km de profundidad, presentando altos estructurales y fallas inversas en dirección NE-SO. Dicho levantamiento es producto de la geometría propia de las cuencas tipo ante país, las cuales al ser generadas por la flexura de un orógeno presentan un fenómeno llamado "abultamiento". Igualmente por debajo del basamento precretácico se refleja una superficie de 9.08 y 8.43 km en datos gravimétricos y magnéticos respectivamente, asociado a una superficie de edad precámbrica.

Palabras claves: Basamento, cuenca Barinas-Apure, gravimetría, magnetometría.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO I	1
Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Objetivos.....	3
1.2.1 Objetivo General.....	3
1.2.2 Objetivos Específicos	3
1.3 Justificación	4
1.4 Ubicación del área de estudio	5
1.5 Antecedentes.....	6
CAPÍTULO II.....	10
Marco Geológico	10
2. Límites de la Placa Caribe	10
2.1 Provincias	10
2.2 Evolución de la Placa Caribe.....	11
2.3 Los Andes Venezolanos	12
2.4 Bloque de Maracaibo.....	14
2.5 Sierra de Perijá.....	15
2.6 Alto de El Baúl	15
2.7 Cuenca Barinas-Apure.....	15
2.8 Evolución de la Cuenca Barinas-Apure.....	17
2.8.1 Pre-cretácico	17
2.8.2 Paleozoico.....	17
2.8.3 Mesozoico.....	18
2.8.4 Cenozoico	20
2.9 Basamento.....	22
2.10 Formaciones Geológicas de interés para la investigación	23
2.10.1 Formación Aguardiente	23

2.10.2 Formación Escandalosa	24
2.10.3 Formación La Morita	25
2.10.4 Formación Quevedo.....	25
2.10.5 Formación Burguita	26
2.10.6 Formación Gobernador	26
CAPÍTULO III.....	27
Marco Teórico	27
3. Método Gravimétrico.....	27
3.1 Ley de gravitación universal.....	28
3.2 Densidad de las rocas.....	29
3.3 Reducciones de Gravedad.....	30
3.3.1 Corrección por Latitud.....	31
3.3.2 Corrección Atmosférica	31
3.3.3 Corrección de Aire-libre	32
3.3.4 Corrección de Bouguer	33
3.3.5 Corrección Topográfica	34
3.3.6 Corrección por Mareas	38
3.3.7 Corrección por Deriva instrumental	39
3.4 Anomalías gravimétricas	39
3.4.1 Anomalía de Aire-Libre.....	39
3.4.2 Anomalía de Bouguer	40
3.4.3 Anomalías Regional y Residual.....	40
3.5 Método Magnético	41
3.6 Magnetismo de las rocas y minerales	42
3.7 Análisis Espectral de Fourier.....	43
3.8 Deconvolución de Euler.....	43
CAPÍTULO IV	46
Metodología.....	46
4. Actividades Preliminares	46

4.1.1 Datos Gravimétricos	46
4.1.2 Datos Magnéticos	47
4.1.3 Información de pozos	47
4.2 Pre procesamiento de los datos	48
4.2.1 Análisis Estadístico.....	48
4.2.2 Análisis de Conglomerados	53
4.3 Procesamiento de los datos	54
4.3.1 Análisis Espectral	55
4.3.2 Separación Regional-Residual	57
4.3.3 Modelado Gravimétrico-Magnético 2D.....	57
4.3.4 Mapa de Basamento.....	58
4.3.5 Deconvolución de Euler	60
CAPÍTULO V.....	62
Resultados y Análisis.....	62
5. Espectros de Potencia	62
5.1 Mapas Gravimétricos.....	63
5.2 Mapas Magnetometría	68
5.3 Continuación Analítica hacia arriba	73
5.4 Deconvolucion de Euler.....	76
5.5 Modelado Gravimétrico-Magnético 2D	81
5.6 Perfiles gravimétrico-magnéticos	83
5.7 Mapa de Basamento.....	88
CAPÍTULO VI	90
Conclusiones y Recomendaciones.....	90
CAPÍTULO VII	92
Bibliografía.....	92
Apendices	99
Apendice A	99

Anexo 1: Información previa usada para el modelaje 2d. 100

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.	5
Figura 2. Ubicación de la roca generadora de la Cuenca Barinas-Apure.	6
Figura 3. Interpretación del Tope de Basamento Pre-cretácico. GA: Graben de Arauca, GM: Graben de Mantecal, GPE: Graben Paleozoico de Espino, GJE: Graben Jurásico de Espino (segmento Jurásico superimpuesto a GPE), GB: Graben (?) de El Baúl (?), GS: Graben (?) de Soledad (?) (segmento Paleozoico ?), ASB: Alto de Santa Bárbara, AM: Alto o Arco de Mérida, AB: Alto o Arco de El Baúl, AMo: Alto de Monasterio, ABA: Antefosa de Barinas-Apure, AMa: Antefosa de Maturín y AOC: Antefosa Oriental de Colombia. Cuadro naranja ubicación de la zona de estudio.	7
Figura 4. Modelo gravimétrico basado en el mejor ajuste de flexión de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas- Apure	8
Figura 5. Modelo de Velocidades a 60 km de profundidad.	9
Figura 6. Mapa tectónico del Caribe	10
Figura 7. Modelo Pacífico y (B) Modelo <i>in situ</i> . Ambos son mostrados en un mapa moderno. (A) se observan las etapas de la migración del arco en el borde delantero de la Placa Caribe y su migración del Pacífico. (B) muestra la formación de las áreas oceánicas (zona sombreada) entre WNW, divergiendo sinextralmente de Norte y Sur América en el Jurásico y el Cretácico temprano. La Placa del Caribe fue definida por arcos de islas en las Antillas Mayores - Menores - Aruba-Blanquilla y en el sur de América Central. Desde el Eoceno Tardío, el límite norte del Caribe sigue el Canal de Caimán	12
Figura 8. Configuración geodinámica esquemática del suroeste de América del Sur, que muestra las trayectorias de la tensión horizontal máxima y los vectores de movimiento relativo con respecto a América del Sur. Abreviaturas: LAS (Las Islas de Sotavento Subduction), OAF (Falla de Oca-Ancón), SMBF (Falla de Santa Marta-Bucaramanga), BF (Falla Boconó)..	14

Figura 9. Cuencas petrolíferas de Venezuela basadas en la distribución de sus Provincias Sedimentarias (L.E.B Lineamiento de El Baúl, límite entre las cuencas de Oriente y Barinas-Apure.	16
Figura 10. Distribución de valles de extensión o grábenes (Jurásico) en Venezuela. .	19
Figura 11. Mapa sísmico-estructural del tope del Cretácico. Tomado Portilla y Osuna (2003)	20
Figura 12. Corte esquemático-estructural-estratigráfico de la Cuenca Barinas-Apure.. ..	22
Figura 13. Mapa geológico-geológico.	23
Figura 14. Comparación entre el esferoide de referencia y el geoide. (a) Deformación del geoide por una masa local. (b) Deformación a gran escala.....	28
Figura 15. Representación de la corrección de Aire-Libre	33
Figura 16 Representación de Correcciones de Anomalía de Bouguer. a) La Corrección de Aire Libre para una observación a una altura h encima del dato. b) La corrección Bouguer. La región sombreada equivale a una losa de roca del grosor h extendiéndose al infinito en ambas direcciones horizontales. c) La corrección del terreno	34
Figura 17 Una grátícula típica utilizada en el cálculo de correcciones topográficas. Una serie de tales retículas con zonas que varían en radio de 2 m a 21.9 km se utilizan con mapas topográficos de diferentes escalas.....	35
Figura 18. Atracción gravitacional de un prisma rectangular recto.....	36
Figura 19. Atracción gravitacional de un prisma cuadrado truncado	37
Figura 20. Atracción gravitacional de segmento anular seccionado.....	38
Figura 21. Elementos Geomagnéticos.....	42
Figura 22. Secuencia de actividades preliminares al procesamiento.	46
Figura 23. Secuencia de análisis estadístico.	48

Figura 24.Histograma de frecuencia para datos de Anomalía de Bouguer completa.	51
Figura 25.Diagrama de caja de Anomalía de Bouguer Completa.....	51
Figura 26.Histograma de frecuencia para datos de Anomalía magnética.	52
Figura 27.Diagrama de caja de Anomalía magnética.	53
Figura 28.Distribucion del análisis de conglomerados en la zona de estudio. Cada color representa un grupo de Anomalías de Bouguer; la zona amarilla (-8.07 a 13.47mGal) la zona verde (-32.92 a -8.14 mGal) y la zona roja (-50.53 a -33.30 mGal).....	54
Figura 29.Secuencia básica para el procesamiento de los datos gravimétricos y magnéticos.....	55
Figura 30.Espectro de Potencia de la Anomalía Gravimétrica.	56
Figura 31.Espectro de Potencia Magnético.....	56
Figura 32.Ubicacion del Perfil NO-SE en la zona de estudio.....	58
Figura 33. Distribución de los 5 perfiles, realizados para modelar el basamento de la cuenca Barinas-Apure. Las cruces representan la ubicación de los pozos y las líneas de colores cada uno de los perfiles.....	59
Figura 37.Mapa de Anomalía de Bouguer Completa.....	64
Figura 38.Mapa de Anomalía de Bouguer Regional.....	66
Figura 39.Mapa de anomalía de Bouguer Residual.	67
Figura 40. Mapa de Anomalía Magnética.....	69
Figura 41.Mapa de Anomalía Magnética Regional.	71
Figura 42.Mapa de Anomalía Magnética Residual.....	73
Figura 43.Mapa de anomalía de Bouguer Completa con filtro de continuación analítica hacia arriba	74

Figura 44. Mapa de anomalía magnética con filtro de continuación analítica hacia arriba (5000m).....	76
Figura 45. Deconvolución de Euler para métodos gravimétricos.	77
Figura 46. Soluciones de Deconvolución de Euler gravimétrico sobre el mapa geológico-estructural El rango de profundidades se muestra por cada color, color verde (500 a 1500m), color azul (1500 a 2000 m) y color naranja (2000 a 3000 m). 78	
Figura 47. Deconvolución de Euler para métodos magnéticos.....	80
Figura 48. Modelo de Basamento Perfil NO-SE. La línea sísmica de dirección NO-SE fue tomada de (Jaspe, 2004).....	83
Figura 49. Perfil AA' (N45O).	84
Figura 50. Perfil BB' (N45O).....	85
Figura 51. Perfil CC'(N80E).	86
Figura 52. Perfil DD'(N45O).	87
Figura 53. Perfil EE'(N45O).	88
Figura 54. Mapa de Basamento precretácico.	89
Figura 55. Ventana del Análisis de conglomerados del programa IBM SPSS Statistics 25.....	99
Figura 57. Sección NO-SE de la Cuenca de Barinas-Apure.....	100
Figura 58. Los Andes de Mérida en relación a un orógeno flotante.....	100
Figura 59 .Modelado gravimétrico, intersectando el límite norte de Los Andes de Mérida.	101
Figura 60. Modelo gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela.....	101
Figura 61. Transecto sísmico T-11 interpretado a partir de tectonosecuencias.	102

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Tabla de densidades de rocas comunes (gm/cc-3).....	30
Tabla 2. Índices estructurales para fuentes gravimétricas (G) y magnéticos (M) de diferentes fuentes geométricas	45
Tabla 3. Estadísticos descriptivos Anomalía de Bouguer completa	49
Tabla 4. Estadísticos descriptivos de anomalía magnética.	50
Tabla 5. Número de Onda obtenido del Análisis Espectral k (G) para el espectro de datos gravimétricos y k (M) para el espectro de datos magnéticos.....	57
Tabla 6. Parametros usados en la Deconvolución de Eule para métodos gravimétricos y magnéticos.....	61
Tabla 7. Profundidades estimadas a partir del espectro de potencia gravimétrico.	62
Tabla 8. Profundidades estimadas a partir del espectro de potencia magnético.	63
Tabla 9. Densidades y susceptibilidades magnéticas usadas en el modelo 2D.....	81

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La Cuenca Barinas-Apure, es la tercera cuenca petrolífera más importante del país, la cual contiene un máximo de 5 km de sedimentos del Cretácico y Post-Cretácico en su depocentro, depositados sobre un basamento ígneo-metamórfico del Pre-Cretácico (Kiser, 1992). En la Cuenca Barinas-Apure se han realizado un total de dos (2) campañas exploratorias. En la primera campaña (1930-1981) se perforó el primer pozo comercial de la cuenca SSW-2, en el campo Silvestre en 1948, caracterizado por la acumulación de crudos medianos a nivel de las Formaciones Gobernador y Escandalosa. Al final de la campaña se perforaron un total de 10 campos petrolíferos con reservas recuperables de 1,13MMMMBP (Figuroa et al., 1997), de las cuales el 90 % correspondían a crudos medianos y el 10% crudos pesados. La segunda campaña exploratoria (1990-2013) se basó en la hipótesis generada por Loaiza et al., (1991) que propone la existencia de una roca madre cretácica tipo “La Luna”, y una cocina generadora de hidrocarburos de edad eocena al noroeste de la ciudad de Barinas, con crudos de rango entre medianos y livianos. Sin embargo, actualmente se consideran a los yacimientos de la Cuenca Barinas–Apure como maduros, lo cual significa que el pico de producción máximo de la cuenca ha sido alcanzado.

Debido a que la producción comercial en dicha área no ha sido desarrollada por completo, se propone la generación de un modelo de basamento mediante la integración de datos gravimétricos, magnéticos y de pozos disponible, que permitan conocer con mayor precisión las condiciones geoestructurales de la cuenca en la zona de estudio.

La elaboración de dicho modelo ayudaría a conocer la morfología y profundidad de las principales estructuras geológicas de interés y definir la geometría de las

estructuras y el espesor de las unidades geológicas, pudiendo reconocerse los topes y bases de las Formaciones mediante la correlación con la información sísmica y de pozos disponibles. Además, mediante esta investigación, se busca caracterizar el subsuelo en el noroeste del estado Barinas a través del uso de métodos geofísicos para obtener información del área que ayude a las siguientes exploraciones de zonas prospectivas.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

- Generar un modelo de basamento a partir de la integración de métodos geofísicos en el noroeste del Estado Barinas.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analizar estadísticamente los datos gravimétricos y magnéticos de la zona de estudio.
- Identificar las anomalías gravimétrico-magnéticas asociadas a estructuras geológicas de interés presentes en el área de estudio.
- Estimar la profundidad del basamento e interfaces suprayacentes a partir del análisis espectral de datos gravimétricos y magnéticos.
- Elaborar un modelo gravimétrico-magnético 2D del subsuelo sustentado en la información geológica, sísmica y de pozos disponibles.
- Elaborar un mapa de basamento del área de estudio, con base en el análisis e interpretación de los resultados obtenidos.

1.3 JUSTIFICACIÓN

El presente trabajo de investigación se basa en la generación de un modelo 2D que caracterice la geometría del basamento al noroeste de la Cuenca Barinas-Apure, a través de la integración de métodos geofísicos como el gravimétrico y magnético, además de información de pozos que sirva como un control real de profundidad. Los resultados obtenidos en este estudio ayudarán a tener una comprensión más completa acerca de la configuración geoestructural de la cuenca y será un aporte para investigaciones futuras que se elaboren en la zona de estudio, ya sea para fines científicos o económicos. Además, la metodología empleada en el análisis de la geometría y profundidad a nivel de basamento, podría servir de guía y referencia para próximos trabajos relacionados con análisis de cuencas sedimentarias o simplemente estudios gravimétricos-magnéticos en zonas cuyas características geoestructurales sean similares.

1.4 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada al noroeste de la Cuenca Barinas-Apure, la cual representa una depresión estructural situada en el sur-occidente de Venezuela, específicamente entre las coordenadas geográficas: 8.97°N a 8.12°N y 70.093°W a 69.22°W.

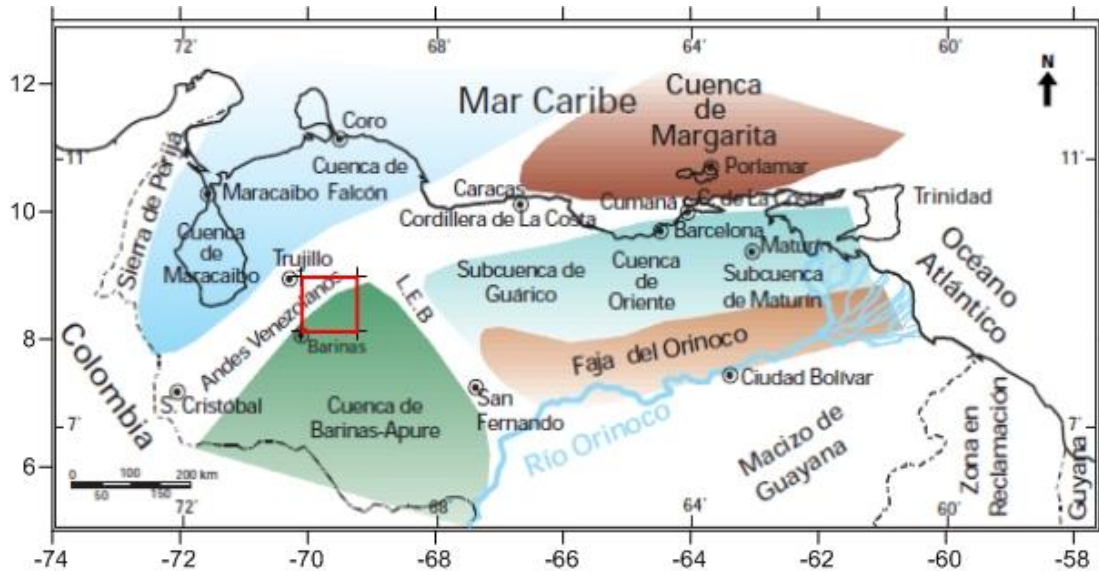


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

1.5 ANTECEDENTES

Chacín (2016) establece una recopilación de la geología de la Cuenca Barinas y la distribución de los crudos regionalmente con una degradación de los mismos hacia el SE, en el sentido de la migración. En la medida que se van perdiendo los volátiles se puede apreciar la ocurrencia de campos distantes con crudos medianos y pesados, y más cerca de la fuente o roca generadora se evidencian crudos condensados-livianos y la generación de gas.

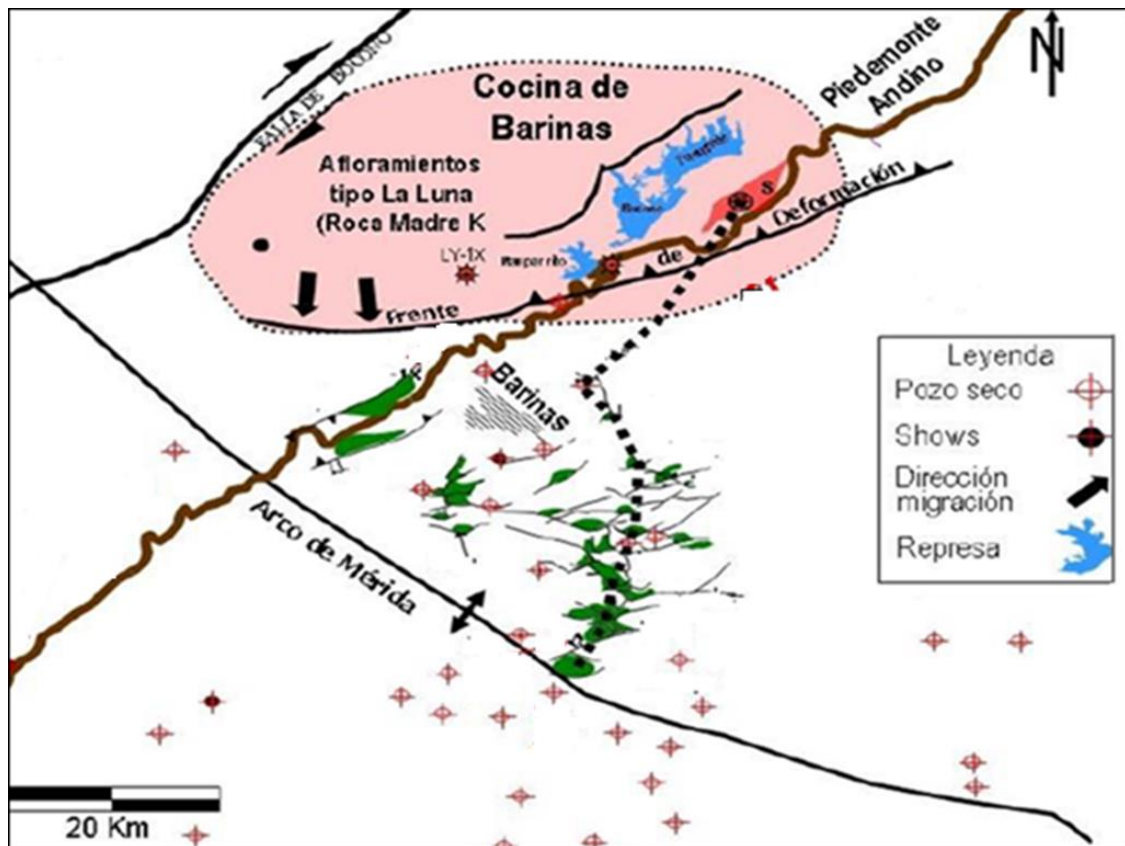


Figura 2. Ubicación de la roca generadora de la Cuenca Barinas-Apure. Tomado de Chacín (2016)

Existen otros autores que se han dedicado a estudiar la estratigrafía y la evolución estructural de la Cuenca Barinas-Apure, tales como: González de Juana *et al.*; Figueroa *et al.*, 1994; Pierce, 1960 y Yoris y Ostos, 1997. La interpretación

gravimétrica y magnética de la Cuenca Barinas-Apure ha sido abordada por los autores:

González (2009) define a la cuenca como una depresión sedimentaria al sureste de los Andes Venezolanos con profundidades de 4000 a 5000 m, caracterizada por anomalías de Bouguer negativas ($>-70\text{mGals}$), asociadas a los Frentes de Corrimientos de Pirital y Maturin; al sureste de los Andes de Mérida, con una orientación SO-NE, las cuales representan las depresiones sedimentarias a la Subcuenca de Maturin y a la Cuenca Barinas-Apure respectivamente.

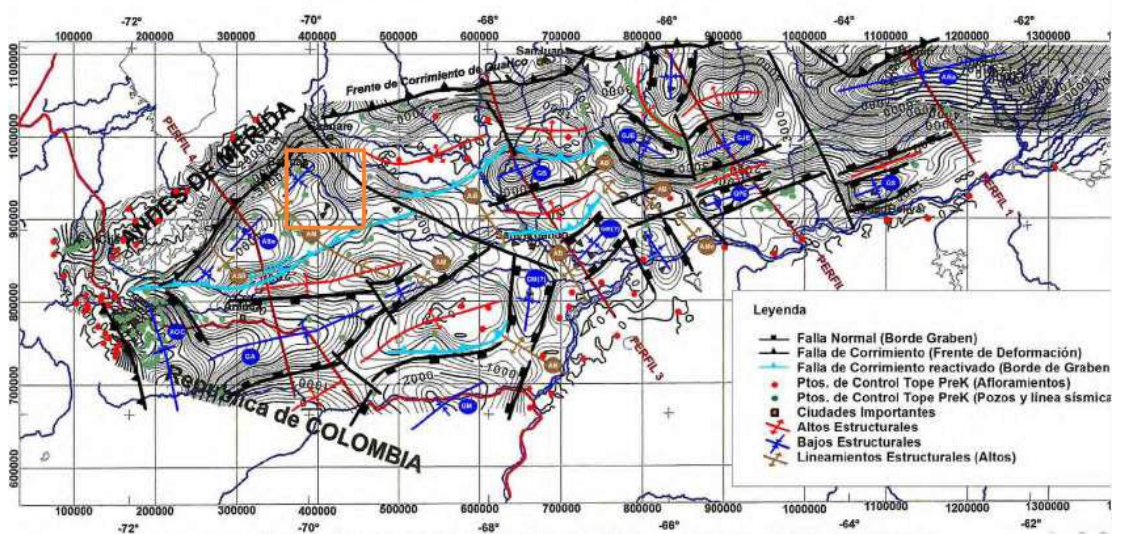


Figura 3. Interpretación del Topo de Basamento Pre-cretácico. GA:Graben de Arauca,GM: Graben de Mantecal, GPE: Graben Paleozoico de Espino, GJE: Graben Jurásico de Espino (segmento Jurásico superimpuesto a GPE), GB: Graben (?) de El Baúl (?), GS: Graben (?) de Soledad (?) (segmento Paleozoico ?), ASB: Alto de Santa Bárbara, AM: Alto o Arco de Mérida, AB: Alto o Arco de El Baúl, AMo: Alto de Monasterio, ABa: Antefosa de Barinas-Apure, AMa: Antefosa de Maturín y AOC: Antefosa Oriental de Colombia. Cuadro naranja ubicación de la zona de estudio. Tomado de (González, 2009).

Chacín (2005) generó un modelo de gravedad basado en el mejor ajuste de flexión. El mapa de anomalía de Bouguer muestra una tendencia NE-SO negativa con valores aproximados de -140 mGal al noroeste de los Andes de Mérida relacionado con el relleno sedimentario de la cuenca de Maracaibo. Adicionalmente, se observa un gradiente positivo con dirección NO-SE en dirección de la cuenca Barinas-Apure,

con valores de anomalías de Bouguer de hasta 14 mGal resultado de la progresiva elevación del basamento.

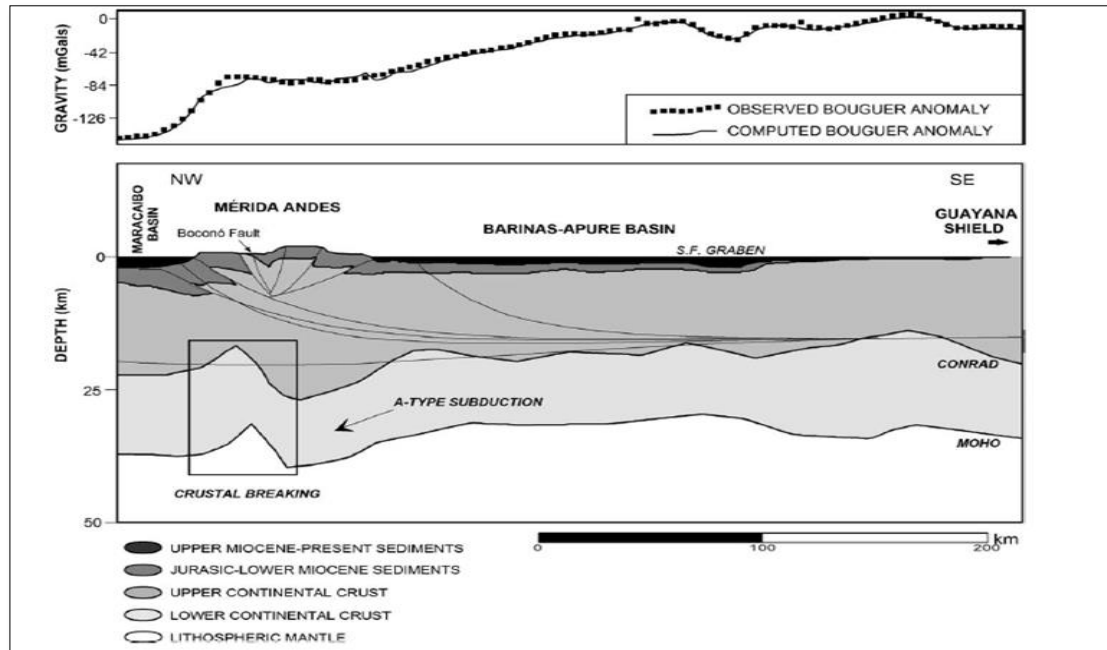


Figura 4. Modelo gravimétrico basado en el mejor ajuste de flexión de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas- Apure .Tomado de Chacin *et al* (2005).

Alberti (2012) realizó un análisis comparativo de los métodos gravimétricos y magnéticos con una compilación de datos de origen satélital, definiendo el basamento de la Cuenca Barinas-Apure como irregular, obteniendo valores poco profundos hacia las zonas próximas a Guayana, el Baúl y la Cordillera Andina entre 0 y 1.3 km, mientras que los mayores valores los obtuvo hacia la zona suroeste de la cuenca, con valores de hasta 4 km. En general, determinó que la profundidad de la cuenca es de aproximadamente 2 km hacia la zona del graben de Apure Mantecal e identificó estructuras como el arco de Mérida con 1.2 km de profundidad y las antefosas andinas con 2.5 km de profundidad.

Medina (2017) realizó un modelado bidimensional de la corteza de los Andes de Mérida en el perfil de reflexión Andes Sur, a partir de sísmica de refracción profunda.

Dicho perfil tiene una longitud de 260 km, dispuesto en un rumbo NO-SE, desde la zona de El Vigía, estado Mérida, hasta la población de Santa Bárbara de Barinas, Estado Barinas. El modelo 2D de velocidades permitió diferenciar el basamento de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure, el afloramiento de las estructuras sobre Los Andes de Mérida y las profundidades estimadas para la corteza superior a través de la técnica de trazado de rayos. Resultando en profundidades de 9 km para el basamento de la cuenca de Maracaibo y 4.5 km para la zona de control en la Cuenca de Barinas Apure.

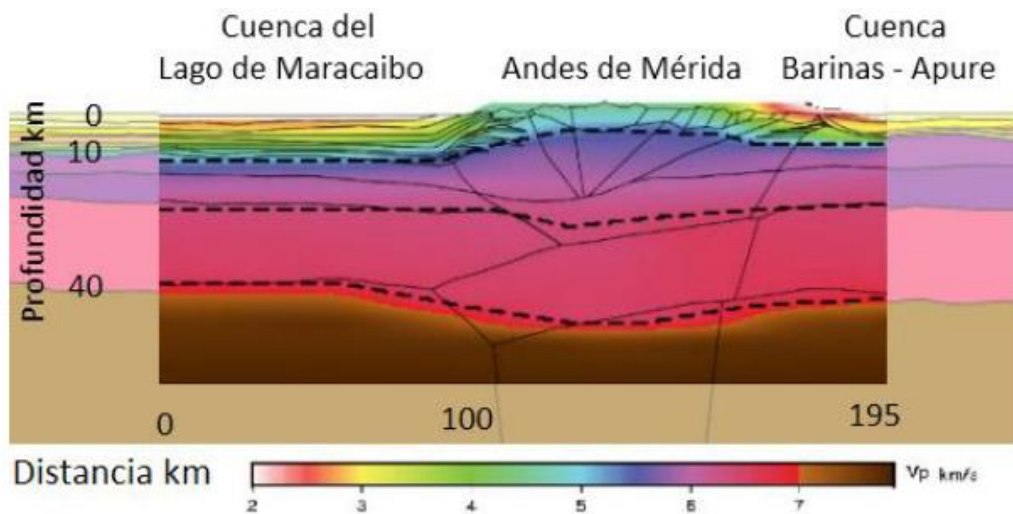


Figura 5. Modelo de Velocidades a 60 km de profundidad. Tomado de Medina (2017)

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2. LÍMITES DE LA PLACA CARIBE

La Placa Caribe se ubica entre las longitudes de 60° y 90°W y las latitudes 10° y 20° N; cubre un área aproximada de 4.000.000 km² y se encuentra limitada por 4 grandes placas, al norte y noreste la placa Norteamericana, al sur y sureste por la placa Suramericana, la placa de Cocos al oeste y la placa de Nazca al suroeste (Granja, 2005) Figura 6.

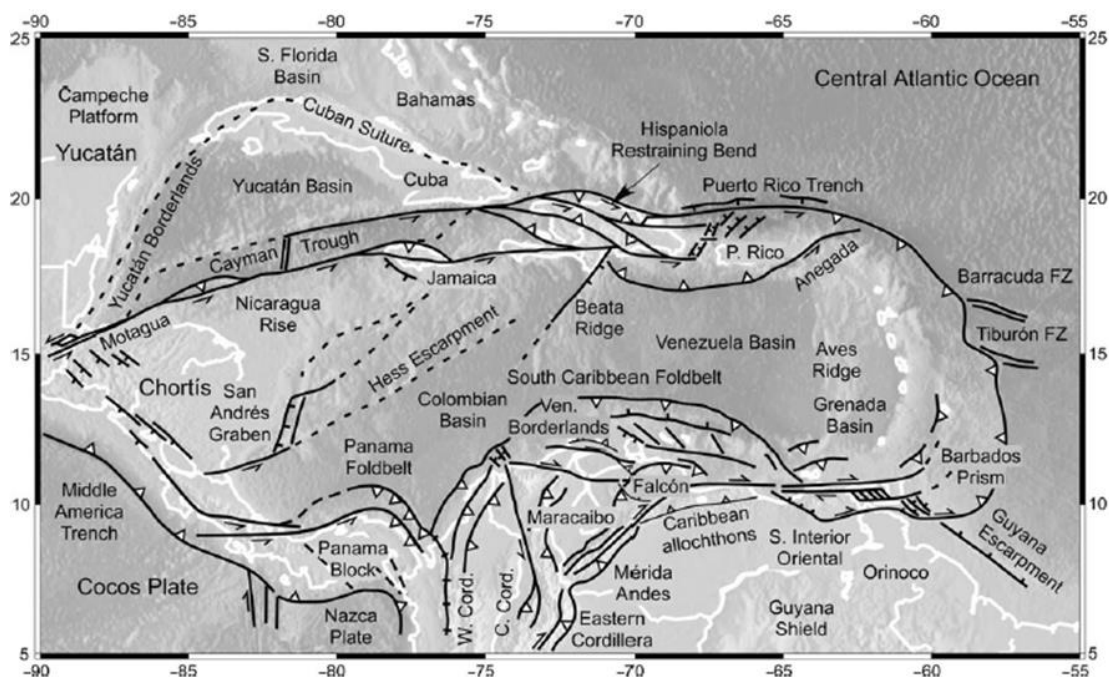


Figura 6. Mapa tectónico del Caribe. Tomado de Pindell y Kennan (2009).

2.1 PROVINCIAS

Bachmann (2001), define tres tipos principales de corteza:

- La primera presenta bloques de corteza de basamento pre-mesozoico, compuesto principalmente por rocas metamórficas situadas en las partes

preexistentes de Norteamérica y Suramérica y en la parte norte de Centroamérica.

- La segunda provincia, una corteza continental de edad Mesozoica y Cenozoica, compuesta de arcos magmáticos primitivos que se formaron como resultado de la subducción de la Placa Pacífico bajo la Placa Caribe y está localizada en la parte sur de Centroamérica.
- La tercera provincia es una corteza oceánica engrosada, formada durante el Cretácico medio.

La existencia de una corteza de 15 a 20 km es uno de las incógnitas que presenta la Placa Caribe. Bachmann (2001) explica que puede estar asociada a un evento “superpluma” pero no hay evidencia directa de ello; solo datos geofísicos y datación por edad en ofiolitas obducidas apoyan la hipótesis de una corteza oceánica engrosada de edad Cretácico medio.

Alberti (2012) afirma que diversos estudios han demostrado que el espesor anómalo es de 18 km o más en algunas zonas, y que la composición de la Placa Caribe es compleja considerada como corteza oceánica, de composición basáltica con algunos territorios máficos.

2.2 EVOLUCIÓN DE LA PLACA CARIBE

La Evolución y origen de la Placa Caribe dentro del marco de la tectónica de placas, así como su geometría, extensión y límites, han sido causa de muchos estudios y diversas teorías a través de los años; sin embargo, aún existen muchas incógnitas. El primer modelo se llama el Modelo del Pacífico expuesto por Pindell *et al.*, (1988); Pindell y Kennan (2001, 2009), quienes sugieren un origen Mesozoico para la Placa Caribe dentro de la Placa del Pacífico, la cual más tarde se desvió lejos de su posición anterior como una parte alóctona, ahora situada entre las dos Américas; dando al punto caliente de Galápagos como la causa del espesor anómalo de la corteza oceánica Bachmann (2001) (Figura 7(A)).

Un modelo alternativo fue planteado por Meschede y Frisch (1998). Ambos suponen que el origen de la placa del Caribe no fue dentro de la placa del Pacífico, sino como una intraplaca entre Norteamérica y Sudamérica, que se formó cuando América del Norte se desplazó hacia el noroeste desde Gondwana en el Jurásico-Temprano Cretáceo (James, 2005). Este modelo es llamado modelo del Atlántico o modelo *in situ*. Figura 7(B).

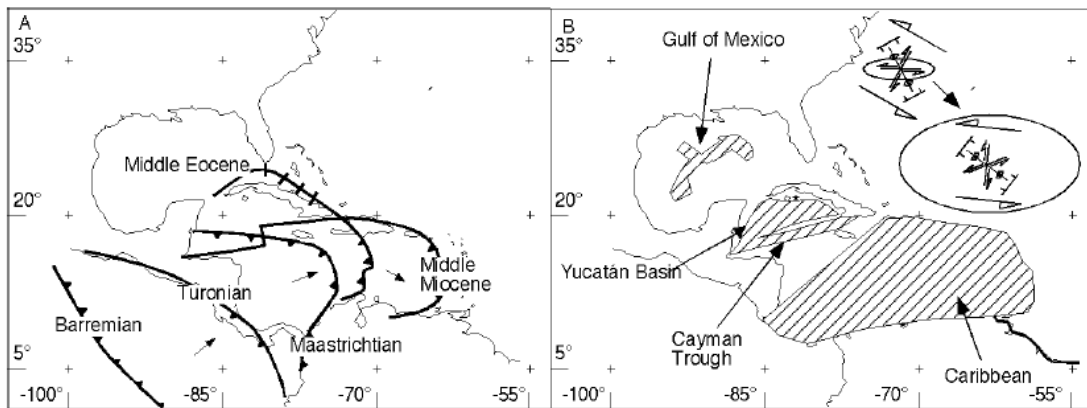


Figura 7. Modelo Pacifico y (B) Modelo *in situ*. Ambos son mostrados en un mapa moderno. (A) se observan las etapas de la migración del arco en el borde delantero de la Placa Caribe y su migración del Pacífico. (B) muestra la formación de las áreas oceánicas (zona sombreada) entre WNW, divergiendo sinextralmente de Norte y Sur América en el Jurásico y el Cretáceo temprano. La Placa del Caribe fue definida por arcos de islas en las Antillas Mayores - Menores - Aruba-Blanquilla y en el sur de América Central. Desde el Eoceno Tardío, el límite norte del Caribe sigue el Canal de Caimán (James, 2005).

2.3 LOS ANDES VENEZOLANOS

Los Andes Venezolanos son un levantamiento topográfico-tectónico con dirección N45E; cuya longitud aproximada es de 425 km y ancho de 40 km (Gonzalez de Juana *et al.*, 1980).

Los Andes de Mérida no tienen relación genética con la Cordillera Oriental de Colombia, debido a que poseen una tendencia NE-SO y no se encuentra relacionada con la subducción tipo B convencional a diferencia de la mayoría de Los Andes Suramericanos. Por lo que la formación de esta cadena depende de la interacción entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca (Audemard y Audemard, 2002).

Según Yoris y Ostos (1997), la interacción entre las placas Caribe y Suramericana a finales del Oligoceno y comienzos del Mioceno determinó el inicio de un levantamiento andino menos prominente, que posteriormente durante el Mioceno superior produjo la generación cuencas de tipo extensional y antepaís (Cuenca Barinas-Apure y la Cuenca de Maracaibo).

A lo largo de los años se han postulado varios modelos de la estructura principal de los Andes Venezolanos. Audemard y Audemard (2002), explican que pueden resumirse en dos. El primer modelo establece a los Andes de Mérida como una cadena simétrica a una falla axial rumbo deslizante, con ambos lados limitados por fallas inversas, responsables del crecimiento vertical de la cadena (González de Juana *et al.*, 1980 y Rod, 1956b; ambos citados por Audemard y Audemard, 2002). En función de ello, los Andes de Mérida podrían asemejarse a una estructura tipo flor positiva.

El segundo modelo incorpora la reciente asimetría de Los Andes de Mérida, descubierta por estudios gravimétricos hechos por (Hospers y Wijnen, 1959). Estos estudios explican un fuerte contraste entre las profundidades del basamento de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure, siendo éstas de 8 km y 5 km respectivamente. Esto sugiere una cadena asimétrica, tal como lo menciona De Cizancourt (1933) y, más tarde Bucher (1952) y Hosper y Wijnen (1959), ambos citados por Audemard y Audemard (2002).

De esta forma Audemard y Audemard (2002) establecen dos teorías acerca del origen del modelo de cadena asimétrica de los Andes de Mérida. Por un lado, Audemard (1991) indica que la estructura principal de Los Andes de Mérida surge como resultado de un acomodamiento acuñado a escala cortical con una vergencia NO en el tope de una corteza separada, buzando levemente en dirección NO. En cambio, Jacome *et al.*, (1995) proponen un modelo de “orógeno flotante”.

Cabe destacar que los modelos que defienden la asimetría de la cadena no descartan la idea de una estructura de flor positiva si se considera que la transpresión pudo invertir una geometría asimétrica de *rift* Jurásica inicial.

2.4 BLOQUE DE MARACAIBO

En el occidente venezolano, existen bloques tectónicos que se mueven independientemente entre las placas más grandes adyacentes (Caribe, Suramericana y Nazca), dentro de los cuales se encuentra el Bloque de Maracaibo, fracción litosférica triangular, limitada por tres fallas: la falla de Boconó al este y Oca-Ancón al oeste; ambas con movimiento dextral y al norte por la falla de Santa Marta-Bucaramanga con movimiento sinextral (Arnaiz y Audemard, 2014) (Figura 8).

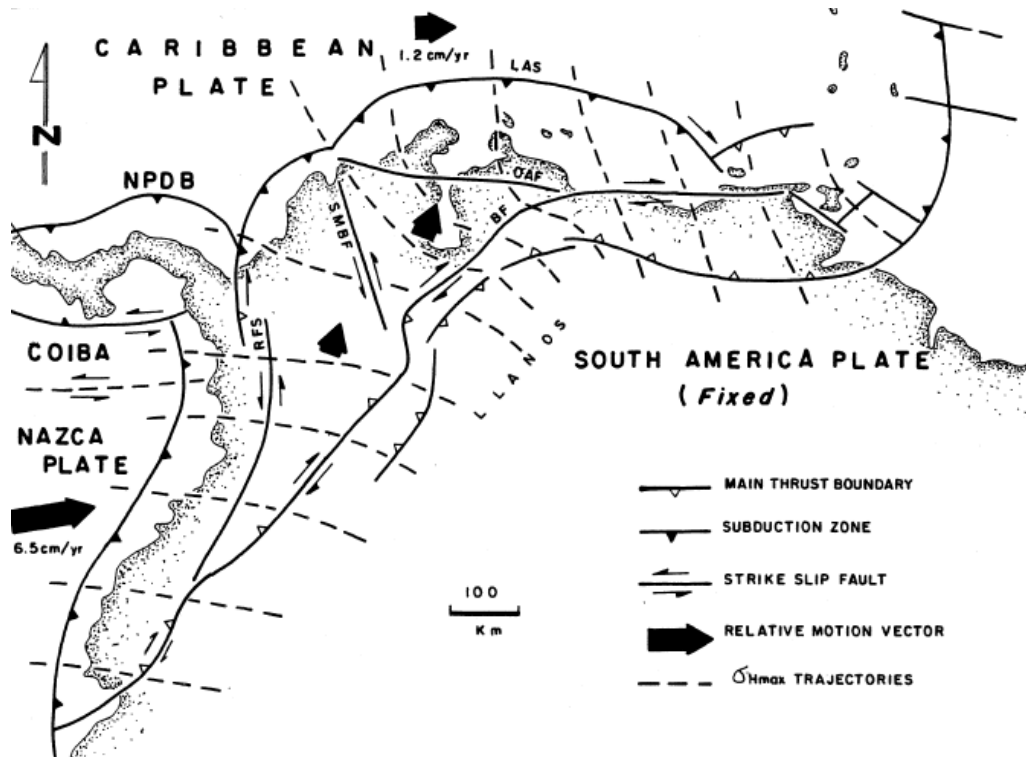


Figura 8. Configuración geodinámica esquemática del suroeste de América del Sur, que muestra las trayectorias de la tensión horizontal máxima y los vectores de movimiento relativo con respecto a América del Sur. Abreviaturas: LAS (Las Islas de Sotavento Subduction), OAF (Falla de Oca-Ancón), SMBF (Falla de Santa Marta-Bucaramanga), BF (Falla Boconó). Tomado de Audemard (2002).

Su origen se asocia a la interacción de las placas Caribe, Nazca y Suramericana, pero su extrusión guarda relación con la colisión del Arco de Panamá contra el borde oeste de Suramérica (Audemard y Audemard, 2002). Duerto *et al.*, (2006), añaden que El Bloque de Maracaibo también es acomodado por un movimiento activo lateral izquierdo a lo largo de la falla de Santa Marta – Bucaramanga.

2.5 SIERRA DE PERIJÁ

La Sierra de Perijá se encuentra entre Venezuela y Colombia con una elevación máxima de 3.65 km. Se caracteriza por ser un monoclinal con buzamiento ESE como resultado de la reactivación de las fallas jurásicas durante el Cenozoico (Arnaiz y Audemard, 2014).

Las máximas elevaciones en la Sierra de Perijá se caracterizan por un basamento paleozoico deformado, rocas jurásicas pertenecientes a la Formación La Quinta y rocas del Cretáceo al Holoceno. Cabe destacar, que el levantamiento de la Sierra de Perijá se asocia al levantamiento de Los Andes de Mérida y la Sierra de Santa Marta en Colombia (Audemard y Audemard, 2002).

2.6 ALTO DE EL BAÚL

Corresponde a un alto estructural, cuyas elevaciones siguen una orientación NO-SE y cubre aproximadamente un área de 720 km² en la parte norcentral de Venezuela. El Baúl representa una división entre las Cuencas Barinas-Apure y Oriental de Venezuela.

Está compuesto por rocas metasedimentarias de la Formación Mireles y la Asociación metasedimentaria El Barbasco; rocas volcánicas de la Asociación Riolítica Teresén y Asociación latítica El Peñón y rocas graníticas constituidas por los plutones de Mata Oscura, Piñero y El Mogote. El Alto de El Baúl debido a sus características geológicas es comparable litológica y cronológicamente con rocas de Los Andes de Mérida, mas no con los granitoides de Paraguaná como se pensaba en el pasado (Viscarret *et al.*, 2012).

2.7 CUENCA BARINAS-APURE

La Cuenca Barinas-Apure es la tercera cuenca petrolífera de Venezuela situada en la región suroccidental del país, con un área aproximada de 92000 km² y una

profundidad máxima de 5 km (Chacín, 2016). Se encuentra limitada por Los Andes de Mérida al noroeste; el levantamiento de El Baúl al este y al noreste, al sureste por el Macizo de Guayana y se encuentra separada de la Cuenca de los llanos colombianos por un alto gravimétrico reportado por Hospers y Van Wijen en 1959 (citados por González de Juana *et al.* 1980). Figura 9.

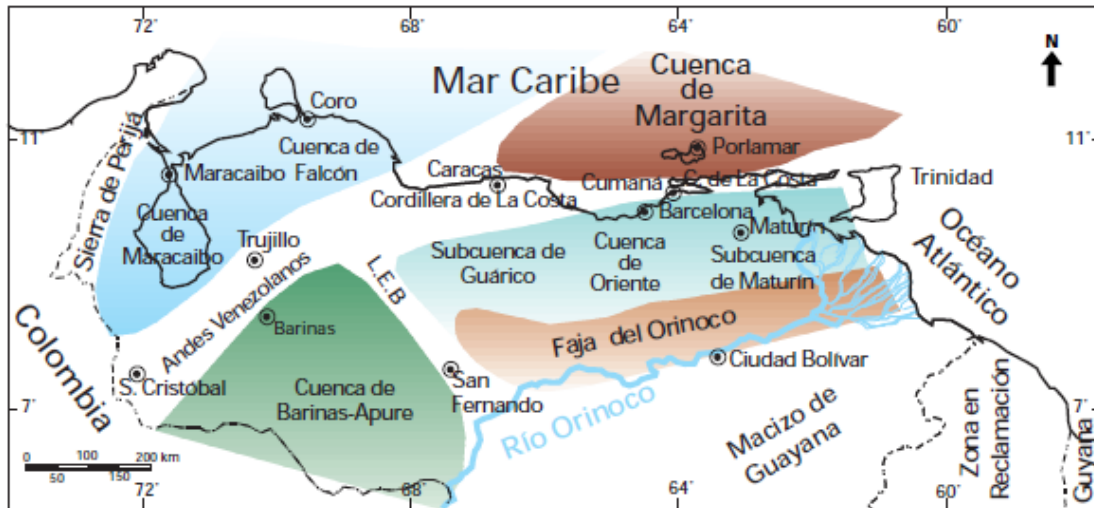


Figura 9. Cuencas petrolíferas de Venezuela basadas en la distribución de sus Provincias Sedimentarias (L.E.B Lineamiento de El Baúl, límite entre las cuencas de Oriente y Barinas-Apure. Tomado Yoris y Ostos (1997).

La Cuenca Barinas-Apure se origina a partir del levantamiento de Los Andes de Mérida, durante el Mioceno Tardío y es considerada como una cuenca de tipo antepaís. (Yoris y Ostos, 1997). La Cuenca Barinas-Apure se origina a partir del levantamiento de Los Andes de Mérida, durante el Mioceno Tardío y es definida como una cuenca de tipo antepaís. (Yoris y Ostos, 1997). La Cuenca en la actualidad posee una geometría asimétrica, con un flanco sur levemente inclinado hacia el noroeste siguiendo la pendiente de las rocas ígneo-metamórficas Pre-Cretácicas del Escudo de Guayana y del Alto de El Baúl, y un flanco norte marcado por afloramientos de rocas Pre-Cretácicas y cretácicas muy deformadas, que forman parte del flanco SE de los Andes venezolanos (González de Juana *et al.*, 1980).

2.8 EVOLUCIÓN DE LA CUENCA BARINAS-APURE

2.8.1 PRE-CRETÁCICO

Los procesos tectónicos sufridos al el norte de la Placa Suramericana, generaron dos tipos de cuerpos precámbricos: alóctonos y autóctonos. Los terrenos autóctonos se localizan en el Escudo de Guayana, en el subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela y en la de Barinas-Apure.

Las rocas paleozoicas del terreno autóctono son principalmente “Capas Rojas” que marcan la apertura de Gondwana y Laurentia, evidenciada en la secuencia cámbrica preservada en depresiones estructurales en dichas cuencas (González de Juana *et al.*,1980).

Los terrenos alóctonos fueron adosados tectónicamente al norte de Suramérica. Existen los terrenos alóctonos que se suturaron durante el Paleozoico Inferior, otros durante el Paleozoico Superior y por último los que se incorporaron a partir de finales del Mesozoico. Durante la acreción del Paleozoico Superior contra el Inferior se observan rocas graníticas producto de la subducción por debajo del borde norte de la Placa Suramericana. Esas rocas se encuentran en la región de El Baúl (edad Pérmico y Carbonífero) y otras se localizan en el subsuelo de las cuencas: Oriental, Barinas-Apure y Maracaibo (Yoris y Ostos, 1997).

2.8.2 PALEOZOICO

En la Cuenca Barinas-Apure infrayacente a la secuencia transgresiva mesozoica se ha identificado un cinturón de pliegues y corrimientos superpuestos de edad Pensilvaniense, con trasporte hacia el SSE y suprayacente a la secuencia sedimentaria Pérmica (Audemard, 1991).

El final del Pérmico en Venezuela se encuentra caracterizado por un periodo de orogénesis, correspondiente a la orogénesis Herciniana, cuyos efectos son observados en la Sierra de Perijá y en los Andes Venezolanos. Entre los cambios paleográficos ocurridos durante esta orogénesis se encuentra la elevación del borde septentrional

del Cratón de Guayana y la retirada de los mares hacia el norte en casi toda la extensión de Venezuela Occidental; como consecuencia de este levantamiento ocurrió la elevación topográfica conocida como el Arco de Mérida con dirección general NO-SE que contribuyó al desarrollo de la sedimentación continental de los periodos Triásico y Jurásico y el avance de la transgresión marina cretácica (Gonzalez de Juana *et al.*, 1980).

2.8.3 MESOZOICO

El Mesozoico se presenta dos provincias geológicas distintas en Venezuela; una de dominio geosinclinal y otra de dominio epicontinental, siendo la última autóctona donde los sedimentos mesozoicos se encuentra preservados, aflorando en la Cordillera de Los Andes, Sierra de Perijá y Serranía del Interior Oriental presentes en el subsuelo de las cuencas de Maracaibo, Barinas y Venezuela Oriental (Gonzalez de Juana *et al.*, 1980).

La ruptura de Pangea inició hace 200 m.a. con una tectónica distensiva de *rift* en la que ocurrió volcanismo basáltico y sedimentación de capas rojas y lacustres ocasionalmente intercaladas con rocas volcánicas (González de Juana *et al.* 1980); el fallamiento mayoritario de esta fase distensiva es normal con dirección NO-SE (Figuroa *et al.*1994).

Dentro de Venezuela continental se desarrollaron grábenes con tendencia noreste (Figura 10), como los de Apure-Mantecal, Espino, Andes, Perijá y en el Lago de Maracaibo. Todos estos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales tipo “capas rojas”, formados por rocas volcánicas, clásticos y calizas de invasiones marinas, existiendo evidencia de ello en las penínsulas de La Guajira y Paraguaná, en la Formación La Quinta de Venezuela Occidental y en el subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela (Formación Ipire) (Yoris y Ostos,1997).

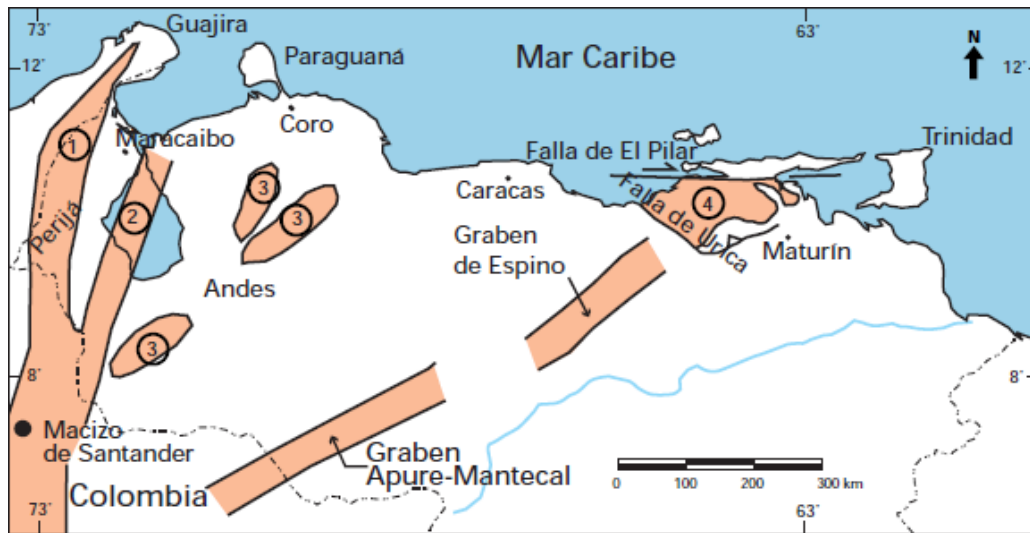


Figura 10. Distribución de valles de extensión o grábenes (Jurásico) en Venezuela. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

En el occidente, la sedimentación fue controlada en su inicio por el sistema de fallas de los grábenes jurásicos. A partir del final del Albiense, se inicia desde el Este de Venezuela hacia el Oeste, la invasión marina que llegó a cubrir extensas zonas hacia el sur del país.

Esta invasión marina coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Tardío, causa de la sedimentación de calizas, lutitas y ftanitas ricas en materia orgánica tanto en América como en Europa. Estas rocas en Venezuela se encuentran en las Formaciones Querecual-San Antonio (Grupo Guayuta), Mucaria, Navay y La Luna (Yoris y Ostos 1997).

Durante el Cretácico Tardío-Paleoceno-Eoceno temprano, se genera una fase compresiva relacionada con la orogénesis de los Andes Centrales Colombianos, originando fallas inversas de dirección NO-SE y la reactivación de las fallas normales generadas durante la fase distensiva (Figuroa *et al.*, 1994).

La configuración actual del Cretácico de acuerdo a Portilla y Osuna (2003) en su mapa sísmico-estructural (Figura 11), se presenta como un sinclinal asimétrico afectado por fallas normales, transcurrentes e inversas de rumbo principalmente

NNE-SSO, alcanzando en el Cretácico las mayores profundidades hacia el extremo Suroeste del eje sinclinal con rumbo NE-SO.

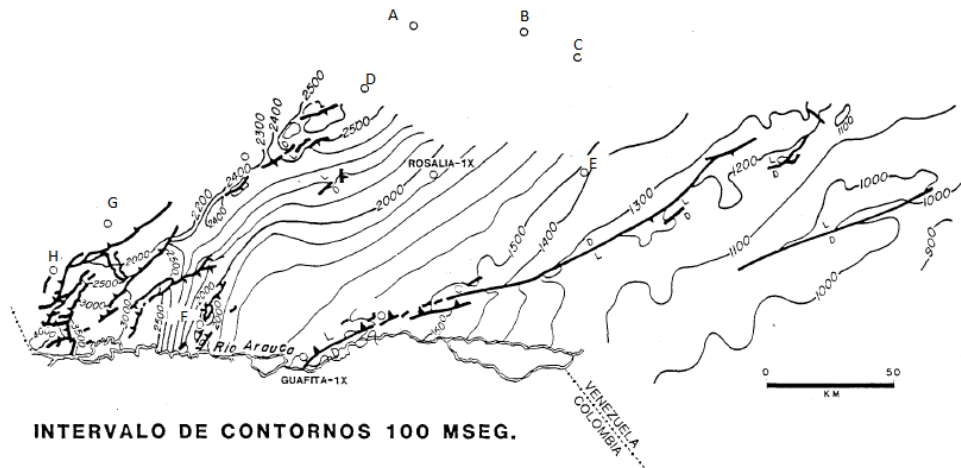


Figura 11. Mapa sísmico-estructural del tope del Cretácico. Tomado Portilla y Osuna (2003)

2.8.4 CENOZOICO

Durante el Eoceno Temprano y medio, Figueroa *et al.*, (1994) describen una serie de fases distensivas y compresivas:

1. Fase distensiva (Eoceno Temprano y medio) sobre las unidades cretácicas y la parte inferior del Eoceno medio, presenta fallas normales con dirección NE-SO.
2. Fase compresiva (Eoceno medio) relacionada al desarrollo de las Napas al norte de Venezuela, originando predominantemente fallas inversas de orientación NO-SE.
3. Fase distensiva (Eoceno medio a tardío), el fallamiento de esta etapa, tiene una orientación NE-SO y afecta a las secuencias Cretácicas y Eocénicas.

4. Fase compresiva (Eoceno Tardío) asociada al último empuje de las napas y al inicio del levantamiento de los Andes Orientales Colombianos. Se originó fallamiento inverso con una orientación preferencial E-O y NE-SO.

Según Portilla y Osuna (2003), la fase tectónica que se presenta posterior a la sedimentación del Eoceno medio, probablemente corresponde a la etapa inicial de la formación de los Andes de Mérida y la colisión entre la Placa del Caribe y el continente Suramericano formándose el sistema montañoso del Caribe.

El Mioceno se caracteriza por una fase compresiva asociada al levantamiento de los Andes que perdura hasta la actualidad, generando fallas inversas de dirección NE-SO (Figuroa *et al.*, 1994). La configuración actual del tope de la secuencia Oligo-Miocena Inferior se define también como un sinclinal asimétrico similar a la estructura del Cretáceo, con el flanco sur afectado por la reactivación de fallas cretáceas y pequeñas fallas formadas en etapas más recientes.

En esta época se desarrollaron los elementos estructurales que definen a la Cuenca Barinas-Apure como lo son: el cinturón plegado, compuesto por plegamientos, corrimientos (Figura 12) y retrocorrimientos; la fosa subandina, que es la zona de máximos espesores sedimentarios y la plataforma, con poca deformación. Así, la configuración estructural actual de la cuenca se establece durante el Plio-Pleistoceno con el levantamiento final de los Andes.

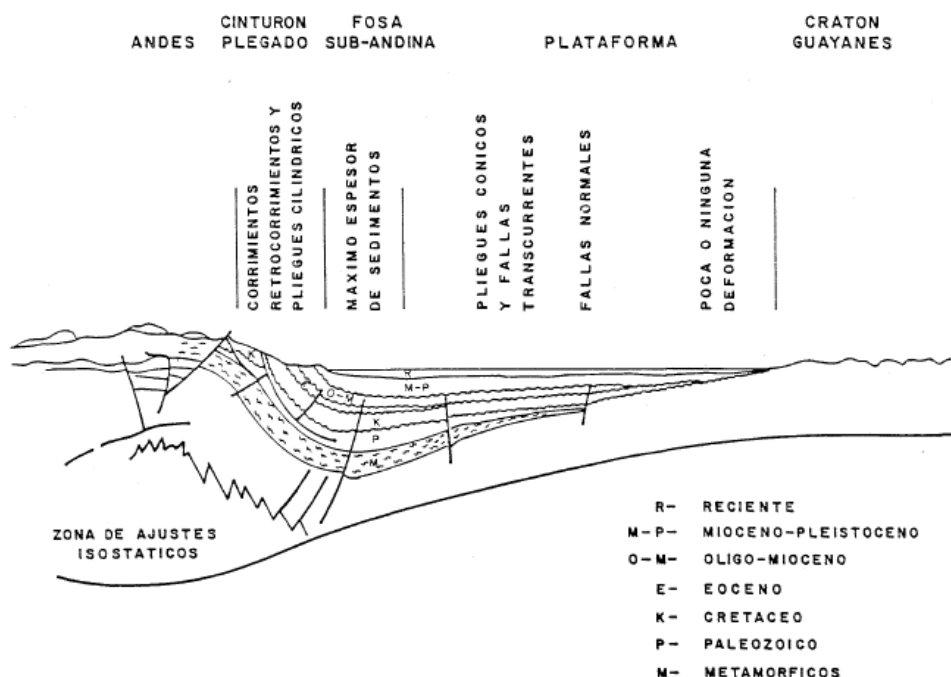


Figura 12. Corte esquemático-estructural-estratigráfico de la Cuenca Barinas-Apure. Tomado Portilla y Osuna (2003).

2.9 BASAMENTO

En función de la información obtenida de pozos, Feo Codecido *et al.*, (1972) establece que el basamento pre-cretácico está compuesto de rocas ígneas y metamórficas (Figura 13), comparables con regiones montañosas vecinas de Los Andes y del Macizo de El Baúl. Por otro lado también se encuentra basamento granítico en algunos pozos exploratorios hacia el este en la región de Guanarito.

El tope del basamento se caracteriza por ser un reflector sísmico, siendo una superficie erosionada muy metamorfizada que infrayace al Cretácico. Sin embargo, al sureste, en dirección al Escudo de Guayana está cubierto transgresivamente por sedimentos oligo-pliocenos, al noreste hacia el Arco de El Baúl, estratos predominantemente del Eoceno superior suprayacen directamente al complejo basal.

Yoris y Ostos (1997) describen los terrenos Pre-cámbricos como parte del basamento de las cuencas sedimentarias al sur de la Falla de Apure. Esto ocurre debido a los

procesos tectónicos sufridos por el norte de la Placa Suramericana a lo largo de su historia.

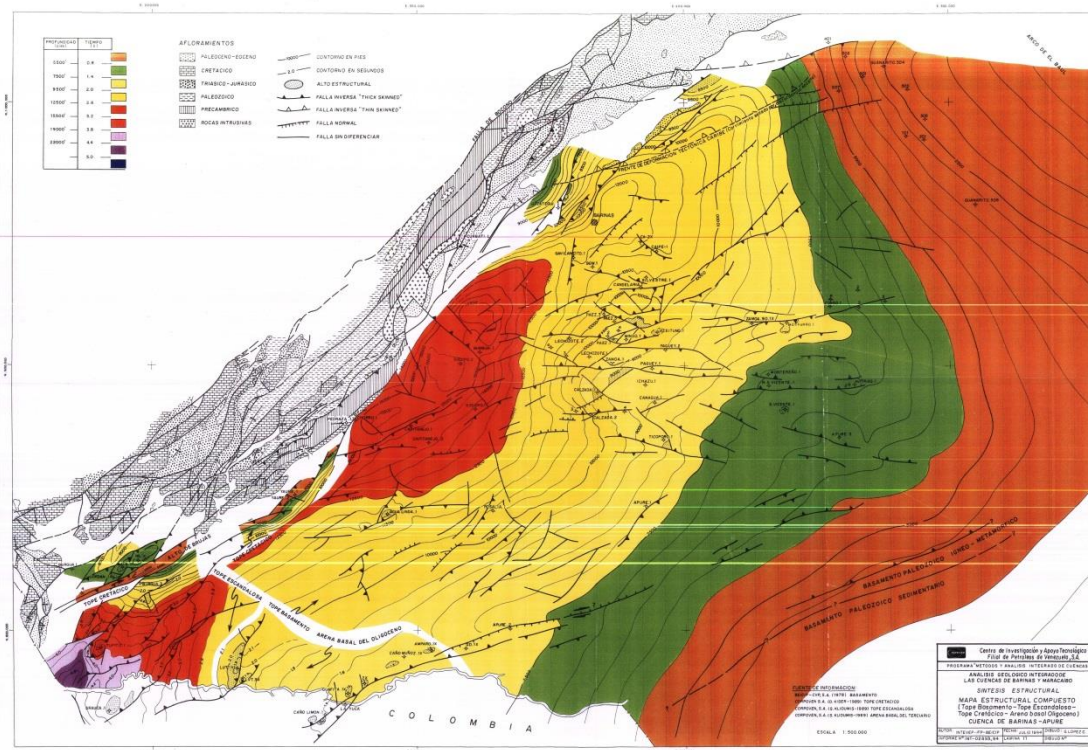


Figura 13. Mapa geológico-geológico. Tomado Intevep (1994)

2.10 FORMACIONES GEOLÓGICAS DE INTERÉS PARA LA INVESTIGACIÓN

2.10.1 FORMACIÓN AGUARDIENTE

La Formación Aguardiente, se encuentra en el sector noreste de la Cuenca de Barinas-Apure y en los pozos del área productora general de la cuenca. Formada por capas de areniscas, calizas y lutitas y representa una sucesión alterna de facies arenosas fluvio-costeras y de facies de calizas marino-costeras (Pierce, 1960). Sobre el Arco de Mérida y en la Cuenca Barinas-Apure se encuentra discordante sobre rocas Precretácicas.

En las cuñas falladas del flanco de Barinas, la Formación Aguardiente tiene espesores que oscilan entre 70 a 100 m (González de Juana *et al.*, 1980).

Feo-Codecido (1972) informa que la Formación Aguardiente se encuentra concordantemente por encima de la Formación Río Negro o en discordancia diacrónica sobre el basamento pre-cretácico. La Formación es de origen epinerítico, pero se hace más arenosa y menos marina hacia la línea de truncamiento sobre el flanco oriental de la cuenca. Su espesor es variable, con un promedio regional en los pozos perforados de 55 m.

2.10.2 FORMACIÓN ESCANDALOSA

En la Cuenca Barinas-Apure la Formación Aguardiente infrayace concordantemente a la Formación Escandalosa explicada por González de Juana *et al.*, (1980), como una unidad formada principalmente por areniscas de grano fino.

En el subsuelo, según indica Feo-Codecido (1972), la formación se caracteriza por una lutita basal micácea y carbonosa que constituye una excelente capa guía regional y corresponde al Miembro “S” de la Formación Fortuna. En los pozos su espesor varía entre 6 y 24 m, con un promedio regional de 12 m y de unos 9 m en los campos Silvestre y Sinco.

En orden estratigráfico ascendente, continúa un estrato rico en glauconita, compuesto esencialmente por intercalaciones delgadas de areniscas macizas y calizas arenosas con cantidades menores de lutitas, cuyo espesor varía entre 21 y 58 m que corresponde al Miembro “R” de la Formación Fortuna. Este intervalo infrayace a una sección de areniscas cuarzosas de granularidad fina a gruesa, intercaladas con lutitas carbonosas menores, designada Miembro “P” de la Formación Fortuna, y que contiene los yacimientos petrolíferos más importantes de la cuenca; su espesor varía entre 17 y 28 m.

El tope de la Formación Escandalosa se define por una caliza, fosilífera y arenosa interestratificada con arenisca de grano fino calcáreas, limolitas y lutitas arenosas.

Este estrato corresponde Miembro “O” de la Formación Fortuna que constituye un reflector sísmico .

2.10.3 FORMACIÓN LA MORITA

La sección tipo de esta Formación está compuesta por lutitas parcialmente limolíticas. La Formación La Morita es de ambiente marino moderadamente profundo, en el flanco suroriental de la cuenca cambia gradualmente a una facie compuesta casi totalmente de areniscas, con intercalaciones menores de lutitas y ocasionalmente calizas, que indica aguas marinas menos profundas. González de Juana *et al.*, (1980).

La Formación varía considerablemente de espesor a través de la cuenca y alcanza su mayor desarrollo en el sector occidental de la región con 180 m y en la sección tipo 150 m; en el pozo Burgua-3. Feo-Codecido (1972), indica que posee 150 m y en el Campo Sinco posee 20 m. En líneas generales a través de los pozos el espesor varía entre 14 y 81 m, con un promedio de 26 m.

2.10.4 FORMACIÓN QUEVEDO

Feo-Codecido (1972) indica a la formación como una secuencia de rocas silíceas duras, predominantemente lutíticas. La Formación Quevedo incluye además intercalaciones de areniscas gruesamente estratificadas en su parte media, lutitas, calizas y capas de ftanita, que constituyen hasta un 40% de la sección.

La unidad varía de espesor en el subsuelo de la Cuenca Barinas-Apure y localmente ha sido erosionada por completo. Regionalmente en los campos Silvestre y Sinco, el espesor promedio es de unos 91 m aumentando gradualmente al oeste hasta 200 m en el pozo Burgua-3 González de Juana *et al.*, (1980).

La Formación se depositó en un ambiente nerítico hacia el Escudo Guayanés al sureste, se hace predominantemente arenosa, característica de las aguas marinas menos profundas (Feo Codecido, 1972).

2.10.5 FORMACIÓN BURGUITA

La Formación Burguita muestra una sección de arenas, lutitas y arcillitas que yace por encima de la Formación Quevedo. La Formación consiste principalmente de areniscas micáceas y limolíticas, parcialmente glauconíticas y frecuentemente calcáreas, friables, de grano fino, con interlaminaciones de lutitas y arcilita González de Juana *et al.*, (1980).

Feo-Codecido (1972) indica que la unidad se reconoce con dificultad en el subsuelo de la Cuenca de Barinas donde tiene un espesor variable entre 0 y 177 m con un promedio de 73 m, ya que su tope ha sido erosionado desigualmente en toda su extensión.

2.10.6 FORMACIÓN GOBERNADOR

Pierce (1960) introdujo el nombre de Formación Gobernador para referirse a las areniscas del Eoceno en la Cuenca Barinas. La Formación se compone principalmente de areniscas cuarzosas friables a bien endurecidas de grano medio a grueso, localmente conglomeráticas, en capas de espesores medianos (González de Juana *et al.*, 1980).

Feo-Codecido (1972), indica que el espesor de la unidad disminuye al sureste, aumenta en dirección del frente de montañas al noroeste y desaparece por acuñamiento a lo largo del flanco oriental de la cuenca. La mayor sección del subsuelo se presenta en la región del Socopó, con unos 440 m de espesor. En los campos Silvestre y Sinco, la Formación tiene unos 30 m de espesor promedio; el promedio en el subsuelo es de unos 76 m.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3. MÉTODO GRAVIMÉTRICO

La prospección gravimétrica se fundamenta en la detección de contrastes de densidad presentes en las rocas del subsuelo que producen pequeñas variaciones en el campo gravitacional de la Tierra. Estas variaciones pueden ser medidas por instrumentos llamado gravímetros. La variación de la gravedad sobre la superficie terrestre depende de cinco factores principales: latitud, elevación, topografía del terreno, mareas terrestres y las variaciones de la densidad en el subsuelo.

El cambio de gravedad desde el ecuador a los polos es de alrededor de 5 Gal o 0.5 % del valor promedio de g (980 Gal), y el efecto de la elevación puede ser tan grande como 0.1 Gal o 0.01% de g (Telford *et al.*, 1990).

La geometría de la Tierra está estrechamente relacionada con la forma de una superficie equipotencial de gravedad, que coincide con nivel medio del mar y la mejor aproximación matemática que la representa es la de un elipsoide achatado, o esferoide (Lowrie, 2007) Figura 14.

La superficie equipotencial de gravedad se conoce como geoide y refleja la verdadera distribución de las masas dentro de la Tierra. Éste coincide con la superficie libre del océano, excluyendo los efectos perturbadores temporales de las mareas y los vientos; sobre los continentes, el geoide se ve afectado por la masa de Tierra sobre el nivel medio del mar (Lowrie, 2007).

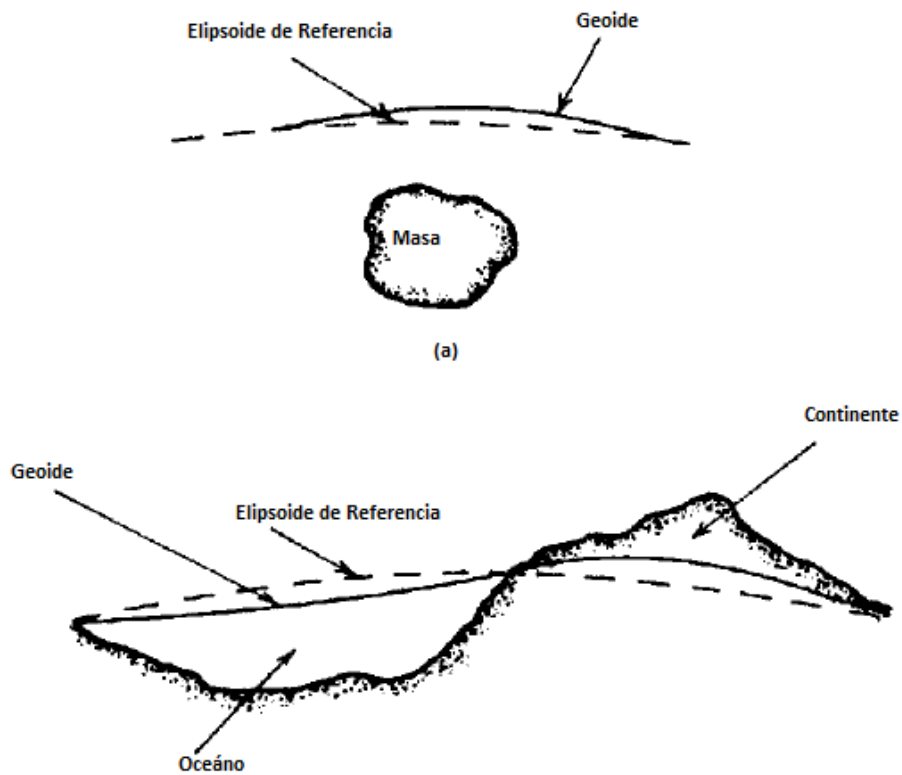


Figura 14. Comparación entre el esferoide de referencia y el geoide. (a) Deformación del geoide por una masa local. (b) Deformación a gran escala. Tomado y modificado de Telford *et al.*, (1990).

3.1 LEY DE GRAVITACIÓN UNIVERSAL

La ley de gravitación universal establece que la fuerza entre dos partículas de masas m_1 y m_2 , es directamente proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre los centros de las masas (Telford *et al.*, 1990):

$$F = \gamma \left(\frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \right) r_i \quad (1)$$

Dónde:

F, es la fuerza en m_2 .

r_i , es un vector unitario dirigido desde m_2 a m_1

R, distancia entre m_1 a m_2

γ , es la constante de gravitación universal con un valor de $6.672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$.

3.2 DENSIDAD DE LAS ROCAS

La unidad de densidad SI es el kgm^{-3} . La mayoría de las rocas de la corteza tienen densidades de entre 2.0 y 2.9 kgm^{-3} . El valor de 2.67 kgm^{-3} fue adoptado como valor estándar para la corteza superior y es usado para el modelado y calcular correcciones de elevación para mapas de gravedad estandarizados. (Milson, 2003).

Las anomalías de gravedad son el resultado de la diferencia de densidad, o contraste de densidad, entre un cuerpo de roca y sus alrededores. Para un cuerpo de densidad ρ_1 incrustado en material de densidad ρ_2 , el contraste de densidad $\Delta\rho$ está dado por la ecuación (2):

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 \quad (2)$$

El signo del contraste de densidad determina el signo de la anomalía de gravedad y esta densidad depende de la composición mineral de la roca y de su porosidad. La variación en la porosidad es la causa principal de la variación de la densidad en rocas sedimentarias. Por lo tanto, la densidad tiende a aumentar con la profundidad, debido a la compactación, a la edad y a la progresiva cementación; mientras que en las rocas ígneas y metamórficas la porosidad es despreciable y la principal causa de la variación en su densidad es su composición mineral. La densidad aumenta generalmente a medida que disminuye la acidez; por ello existe un progresivo aumento de densidad desde rocas ígneas básicas a ultrabásicas (Kearey *et al.*, 2002).

Los rangos de densidades para algunas rocas comunes se encuentran en la Tabla 1.

Tabla 1. Tabla de densidades de rocas comunes (gm/cc)

Arena seca	1.4-1.65
Serpentinita	2.5-2.6
Arena húmeda	1.95-2.05
Gneiss	2.65-2.75
Carbón	1.2-1.5
Granito	2.5-2.7
Tiza	1.9-2.1
Dolorita	2.5-3.1
Basalto	2.7-3.1
Caliza	2.6-2.7
Gabro	2.7-3.3
Cuarcita	2.6-2.7
Peridotita	3.1-3.4

Tomado y modificado de Milson (2003).

3.3 REDUCCIONES DE GRAVEDAD

Debido a que las mediciones de gravedad se realizan sobre la superficie terrestre, la cual es irregular y su masa se distribuye de forma heterogénea, se deben aplicar una serie de correcciones conocidas como reducciones de gravedad, con el propósito de

determinar el valor equivalente de las mediciones de gravedad que deberían tener en una superficie equipotencial de referencia conocida como Geoide.

3.3.1 CORRECCIÓN POR LATITUD

Tanto la rotación de la Tierra, como su ensanchamiento en el Ecuador, producen un incremento de la gravedad con la latitud. La aceleración centrífuga debido a la rotación de la Tierra es máxima en el Ecuador y cero en los Polos, lo que es opuesto a la aceleración de gravedad, el achatamiento de los polos incrementa el valor de la gravedad haciendo el geoide más cercano al centro de masa de la Tierra (Telford *et al.*, 1990).

La corrección por latitud generalmente se hacen restando la gravedad normal, calculada a partir de la fórmula Internacional de Gravedad, de la gravedad observada o gravedad absoluta (Milson, 2003).

$$g_t = g_e \frac{1+k\sin^2\phi}{\sqrt{1-e^2\sin^2\phi}} \quad (3)$$

Donde los valores para el GRS80 son:

$$g_e = 978032.67715 \text{ mGals}$$

$$k = 0.001931851353$$

$$e^2 = 0.0066938002290$$

Tanto k como e^2 son coeficientes adimensionales.

3.3.2 CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

La masa de la atmósfera terrestre está incluida en la masa de la Tierra sólida cuando se determina la gravedad teórica a partir de la Fórmula Internacional de Gravedad correspondiente al elipsoide de referencia de 1980 (GRS80). Sin embargo, la masa de

la atmósfera por encima de una estación gravimétrica no afecta la gravedad medida, asumiendo que consiste en capas esféricas homogéneas. La corrección atmosférica debe ser sustraída a la gravedad teórica elipsoidal en la estación y viene dado por:

$$\delta_{gatm} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5}h + 3.56 \times 10^{-9}h^2. \quad (4)$$

Dónde:

δ_{gatm} =es el efecto de la gravedad en mGal

h = altura de la estación en metros con respecto al elipsoide GRS80.

3.3.3 CORRECCIÓN DE AIRE-LIBRE

Como la gravedad varía inversamente al cuadrado de la distancia, es necesario corregir los cambios de altura entre las estaciones para reducir las lecturas de campo a una superficie de referencia (Figura 15). La corrección de aire libre es añadida a las lecturas de campo cuando la estación está por encima del plano de referencia y sustraída cuando se encuentra por debajo. Cabe destacar, que esta corrección no toma en cuenta el material existente entre la estación y el datum (Telford *et al.*, 1990).

Para calcular la corrección se utiliza la fórmula de aproximación de primer orden:

$$C_{al} = 0.3086 * h \quad (5)$$

O la de segundo orden dada por (Hinze *et al.* 2005):

$$\Delta_{gal} = -(0.308769 - 0.0004398 * \sin\phi^2) * h + 7.2125 * 10^{-8} * h^2 mGal. (6)$$

Dónde:

ϕ = Latitud en grados

h = Diferencia en metros entre el datum y la estación medida.

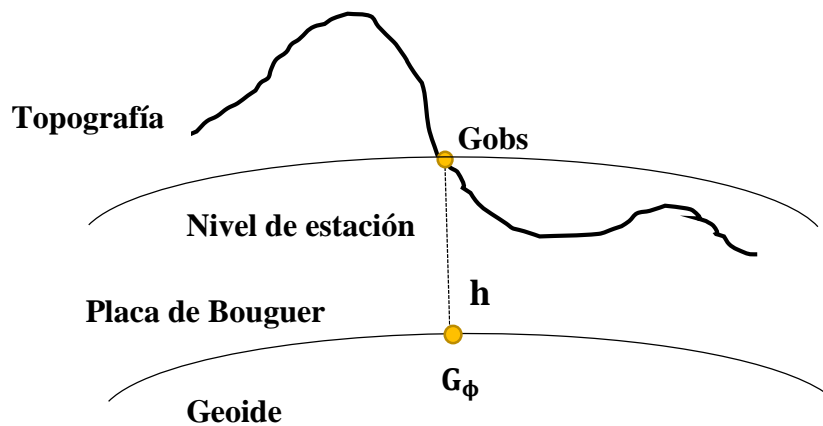


Figura 15. Representación de la corrección de Aire-Libre

3.3.4 CORRECCIÓN DE BOUGUER

Como las masas topográficas están distribuidas irregularmente, sus efectos son difíciles de calcular con precisión y debido a ello es necesario estimar valores aproximados. A diferencia de la Corrección de Aire-Libre, la Corrección de Bouguer considera el material que se encuentra entre la estación y el datum. El efecto Bouguer es positivo y la corrección es, por lo tanto, negativa.

Supone que si la estación estuviera ubicada centralmente en una losa de extensión horizontal infinita con densidad y espesor constante la lectura de gravedad incrementaría por la atracción de esta losa entre la estación y el datum (Figura 15). La Corrección de Bouguer es opuesta a la de aire libre ya que es sustraída si la estación se encuentra por encima del datum y añadida cuando se encuentra por debajo (Telford *et al.*, 1990) .La Corrección de Bouguer viene dada por:

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

En la ecuación 7: σ es la densidad de la losa horizontal en kilogramos por metro cúbico y h es la altura de la estación de metros respecto al elipsoide o nivel del mar.

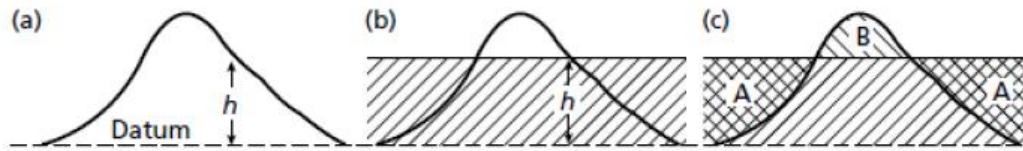


Figura 16 Representación de Correcciones de Anomalía de Bouguer. a) La Corrección de Aire Libre para una observación a una altura h encima del dato. b) La corrección Bouguer. La región sombreada equivale a una losa de roca del grosor h extendiéndose al infinito en ambas direcciones horizontales. c) La corrección del terreno (Lowrie, 2007).

Según LaFehr (1991), convertir la losa horizontal en un casco esférico de forma cerrada de radio 166.7 km, en donde R es el radio de la Tierra, definido por $R_o + h$, R_o es el radio medio de la Tierra, h es la altura por encima del elipsoide y σ es la densidad del material tomada por encima de la tapa esférica y, λ y μ , son coeficientes adimensionales, transformando la corrección en segundo orden:

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

3.3.5 CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA

Se aplica para corregir las irregularidades en los alrededores de una estación, es decir, las colinas o montañas por encima de la elevación de la estación ejercen un empuje hacia arriba de la gravedad y en los valles, la falta de material por debajo de la estación ejerce un empuje hacia abajo. Estos efectos topográficos desempeñan un efecto en las mediciones de gravedad en el mismo sentido; es por ello que la corrección topografía siempre es añadida a las lecturas de campo (Telford *et al.*, 1990). Para el cálculo de la corrección se emplea la Ecuación 9 y el valor real de C_T es la suma de la corrección regional y local:

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

La Corrección Topográfica se aplican usando la gráticula de Hammer (Figura 17), dividida por líneas radiales y concéntricas en una gran cantidad de compartimentos por unidad de altura que permite obtener el factor T local, el cual es la suma de todas las correcciones topográficas en cada estación. Este factor se calcula con la implementación de *softwares* o algoritmos, que efectúen automáticamente la suma de la corrección en todos los sectores; donde se introducen las cotas por cada estación y las inclinaciones del terreno (en metros) con respecto a las orientaciones cardinales, con valor de densidad igual a 1 (Pérez, 2014); y para la topografía regional se calcula mediante la aplicación de un modelo digital de elevación.

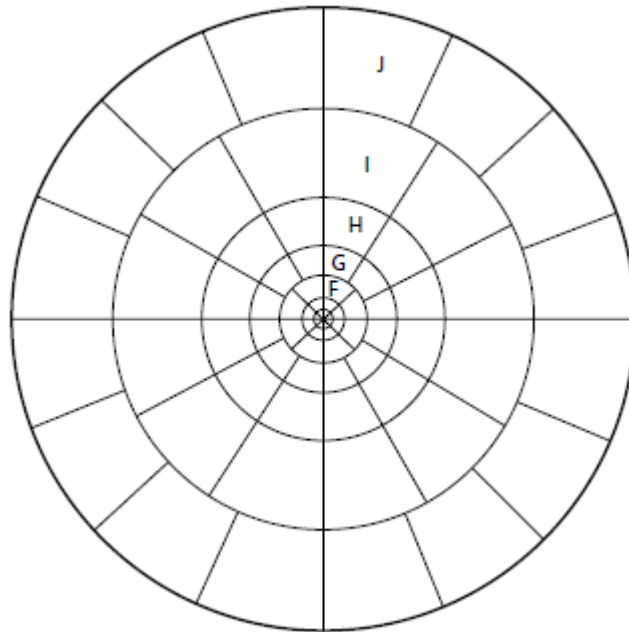


Figura 17 Una gráticula típica utilizada en el cálculo de correcciones topográficas. Una serie de tales retículas con zonas que varían en radio de 2 m a 21.9 km se utilizan con mapas topográficos de diferentes escalas. Tomado de Lowrie (2007)

En la actualidad existen programas como Oasis Montaj que a través de su modulo *Gravity and Terrain Correction* realizan esta corrección topográfica con el uso de algoritmos computacionales basados en los métodos expuestos por Nagy(1966) y

Kane (1962), ambos citados por Geosoft Inc. (2006a). La corrección es calculada en función de las contribuciones de una zona cercana, intermedia y lejana:

- Zona cercana(0-1 celdas): El algoritmo suma los efectos de cuatro triángulos inclinados, los cuales describen una superficie entre la estación de gravedad y la elevación de cada extremo de la diagonal (Ecuación 10; Figura 18)

$$g = GD\phi\left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}}\right) \quad (9)$$

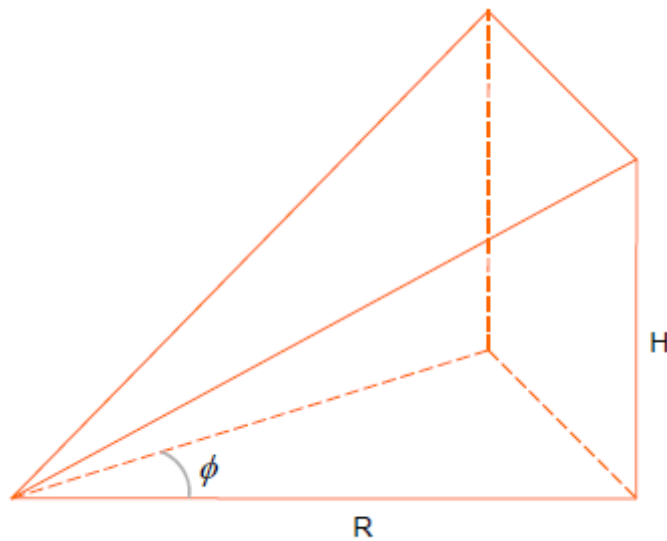


Figura 18. Atracción gravitacional de un prisma rectangular recto. Tomado de Geosoft Inc. (2006a).

- Zona Intermedia (1-8 celdas): El efecto del terreno es calculado en cada punto siguiendo el enfoque del prisma cuadrado truncado definido por Nagy (1966) (Figura 19; Ecuación 11).

$$g = -GD \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} X * \ln(y + R) + y * \ln(x + R) + Z \arctan \frac{Z * R}{x * y} \quad (10)$$

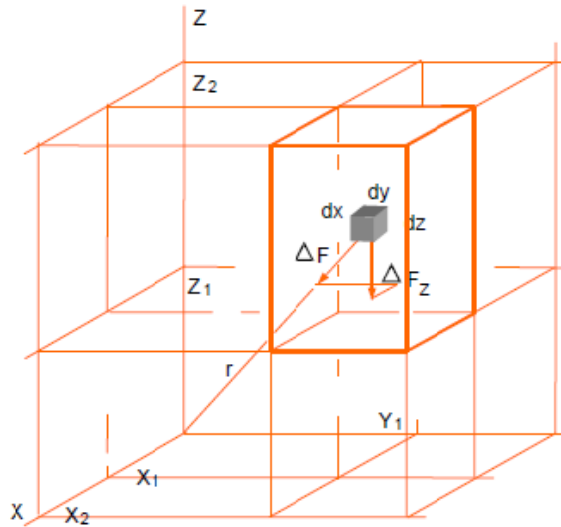


Figura 19. Atracción gravitacional de un prisma cuadrado truncado. Tomado de Geosoft Inc. (2006a).

- Zona lejana (> 8 celdas): Los efectos del terreno son corregidos basados en la aproximación de la sección anular del anillo a un prisma cuadrado como lo expone Kane (1962) (Ecuación 13; Figura 20).

$$g = 2GDA^2 \frac{R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2}}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (11)$$

Dónde:

g = atracción de gravedad.

G = constante gravitacional.

D = densidad.

A = longitud del lado del prisma.

R_1 = radio del círculo interno del anillo anular.

R_2 = radio del círculo externo del anillo anular.

H = altura del anillo anular o prisma.

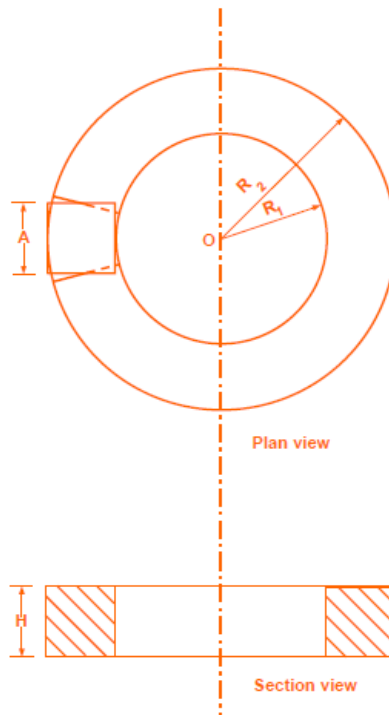


Figura 20. Atracción gravitacional de segmento anular seccionado. Tomado de Geosoft Inc (2006 a).

3.3.6 CORRECCIÓN POR MAREAS

La gravedad medida en un lugar fijo varía con el tiempo debido a la variación periódica en los efectos gravitacionales del Sol y la Luna asociados con sus movimientos orbitales. A pesar de su masa mucho más pequeña, la atracción gravitacional de la Luna es más grande que la del Sol debido a su proximidad con la Tierra (Kearey *et al.*, 2002).

Las mediciones que se llevan a cabo con los gravímetros varían en el tiempo, debido a que éstas son afectadas por las mareas lunares y solares. Sin embargo, los gravímetros actuales son capaces de registrar y corregir tales efectos con un rango de hasta 0,3 mGal. Igualmente, existen distintos algoritmos computacionales que calculan la corrección por mareas considerando la latitud geográfica, fecha y hora de adquisición (Telford *et al.*, 1990).

3.3.7 CORRECCIÓN POR DERIVA INSTRUMENTAL

La deriva es la variación que experimentan las lecturas en una misma estación con respecto al tiempo. Se debe a deformaciones no perfectamente elásticas del sistema de muelles (fatiga) y a otras variaciones por la temperatura y perturbaciones que eventualmente sufre un instrumento durante una adquisición o trabajo de campo (Lowrie, 2007). Esta variación se compensa durante la etapa de adquisición por medio de la realización de circuitos cerrados, que implican volver a la estación designada como base, calculando el valor de la deriva instrumental:

$$D_{inst} = \frac{T_{est}(Lect_{final} - Lect_{inic})}{t_{total}} \quad (12)$$

Dónde:

T_{est} =es la diferencia de tiempo en cada estación.

$Lect_{final}$ y $Lect_{inic}$ = La lectura final e inicial del circuito.

t_{total} = Tiempo total del circuito en minutos.

3.4 ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

Se establece como la diferencia entre la gravedad observada (medida y corregida) y la gravedad teórica en una estación o localidad. Las anomalías gravimétricas se determinan generalmente mediante el ajuste del valor conocido de la aceleración de la gravedad (absoluta) en una estación de referencia, mediante correcciones de Bouguer, de Aire Libre, corrección topográfica, entre otras y la substracción de estas a los datos para su reducción al nivel de referencia (Schlumberger,2017; Lowrie,2017).

3.4.1 ANOMALÍA DE AIRE-LIBRE

La Anomalía de Aire Libre es de uso esencial en la geodesia y usada frecuentemente en el modelado y realización de mapas de interpretación en áreas marinas y cumple con la siguiente ecuación:

$$\Delta_{GAL} = g_{obs} \pm C_{AL} + C_{atm} - g_{teo} \quad (13)$$

La Anomalía de Aire Libre sólo toma en cuenta los cambios de altitud corregidos por la Corrección de Aire libre. Ésta unifica toda la masa sobre el nivel del mar en una delgada capa infinita, realizando la medición de gravedad y generando la distribución masiva en profundidad, es decir, pone a prueba la llamada isostasia (Pérez, 2014; Lowrie, 2007).

3.4.2 ANOMALÍA DE BOUGUER

La Anomalía de Bouguer se determina a partir de la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad modelada, utilizando la Corrección de Aire Libre, Corrección de Bouguer y la Corrección topográfica.

La Anomalía de Bouguer Completa se define mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta_{GB} = g_{obs} + (C_{AL} - C_B + C_T - C_{atm}) - G_{teo} \quad (14)$$

Donde g_{obs} es la lectura de la estación, g_{teo} es la gravedad teórica, C_{AL} es la Corrección de Aire Libre, C_B la Corrección de Bouguer, C_{atm} la Corrección atmosférica y la Corrección topográfica C_T (Hinze *et al.*, 2005).

3.4.3 ANOMALÍAS REGIONAL Y RESIDUAL

Una anomalía de gravedad resulta de la distribución no homogénea de densidad en la Tierra. La aparición de una anomalía de gravedad se ve afectada por las dimensiones, densidad y profundidad del cuerpo anómalo. Por lo general, un mapa de las anomalías gravitatorias de Bouguer contiene anomalías superpuestas de varias fuentes. Las anomalías de longitud de onda largas debido a los contrastes de densidad profunda se llaman anomalías regionales, las cuales son importantes para el entendimiento de la estructura a gran escala de la corteza de la Tierra, como crestas oceánicas y zonas de subducción. Las anomalías de longitudes de ondas cortas se deben a masas anómalas superficiales que pueden ser de interés para la explotación comercial (Lowrie, 2007).

3.5 MÉTODO MAGNÉTICO

Los métodos magnéticos y gravimétricos tienen mucho en común, pero la magnetometría es generalmente más compleja y las variaciones en el campo magnético son más erráticas y localizadas. El objetivo de un estudio magnético es investigar la geología del subsuelo sobre la base de anomalías en el campo magnético terrestre, resultado de las propiedades magnéticas de las rocas subyacentes. El campo magnético terrestre se compone de tres partes: 1) El campo principal, el cual varía lentamente y tiene un origen interno debido a las corrientes de convección de los materiales conductores en el núcleo exterior. Este núcleo está compuesto por una mezcla de hierro y níquel.; 2) Un campo más pequeño en comparación al anterior, que varía rápidamente y se produce fuera de la Tierra, ocurre debido a la presencia de corrientes inducidas por la actividad Solar al desplazarse éstas respecto al campo terrestre; dicho campo es asimétrico y está conformado por cinturones de radiación alargados en la dirección opuesta al Sol conocidos como cinturones de Van Allen.; 3) variaciones espaciales del campo principal, que son generalmente más pequeñas que el campo principal; y son causadas por anomalías magnéticas locales en la corteza superior de la Tierra (Telford *et al.*, 1990).

En el caso de los métodos magnéticos la susceptibilidad es el parámetro fundamental de las rocas. Siendo definida la susceptibilidad magnética como la capacidad de imantación de un cuerpo.

El conocimiento del comportamiento del campo geomagnético es necesario en la reducción de datos magnéticos a un datum adecuado y en la interpretación de las anomalías resultantes. Por ello, para describirlo adecuadamente se habla de los elementos geomagnéticos. La magnitud del campo magnético está dada por el vector de intensidad de campo magnético F , usualmente medido en nano-Teslas (nT) o su equivalente el gamma (γ), y su dirección está definida por los ángulos de declinación D , que es el ángulo entre el Norte magnético y el geográfico, e inclinación I , que es el ángulo con el cual buza el vector F , respecto a su proyección en el plano horizontal

H . F varía en fuerza desde aproximadamente 25000 nT en la región ecuatorial y alrededor de 7000 nT en los polos. (Figura 21; Kearey *et al.*, 2002; Lowrie, 2007).

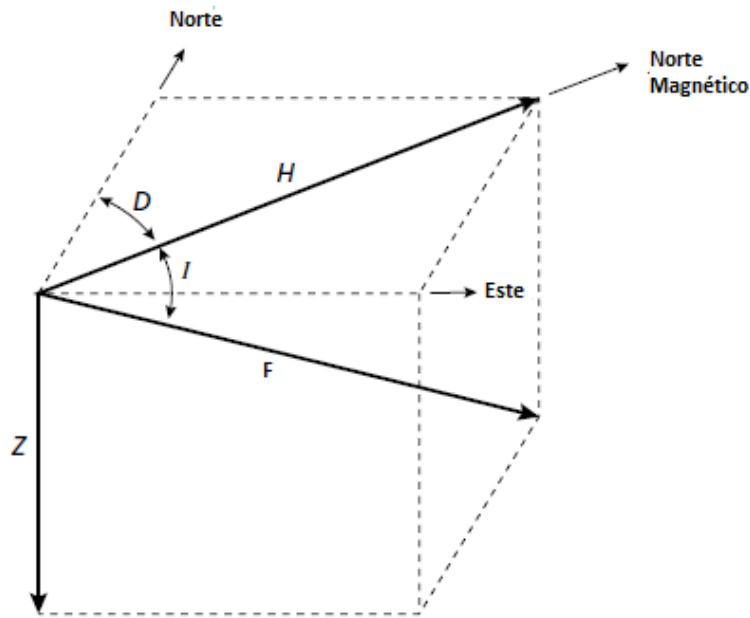


Figura 21. Tomado y modificado de Kearey *et al.*, (2002).

3.6 MAGNETISMO DE LAS ROCAS Y MINERALES

Las anomalías magnéticas son causadas por minerales magnéticos (mayormente magnetita y pirrotita) contenidos en las rocas. Las sustancias pueden ser divididas en función de su comportamiento cuando son expuestas a un campo externo. Una sustancia es diamagnética, cuando el momento magnético de los átomos se opone a la presencia de un campo externo, presentando susceptibilidad magnética negativa. Los materiales diamagnéticos más comunes son el grafito, mármol, cuarzo y sal (Telford *et al.*, 1990).

Cuando el momento magnético en presencia de un campo externo se ordena en la misma dirección de este, las sustancias son consideradas paramagnéticas y su

susceptibilidad es constante. Ciertos elementos paramagnéticos, como el hierro, cobalto y níquel tienen una fuerte interacción magnética por lo que se les conoce como sustancias ferromagnéticas. Las sustancias ferromagnéticas en presencia de un campo exterior se ordenan de forma similar a las paramagnéticas y el valor de la susceptibilidad es altamente positivo (Telford *et al.*, 1990).

3.7 ANÁLISIS ESPECTRAL DE FOURIER

El método de análisis espectral consiste en una transformación de los datos del dominio espacial al dominio de la frecuencia, para posteriormente establecer una estimación de la profundidad de la fuente anómala en función de las relaciones que existen entre la amplitud y la fase (Spector y Grant, 1970; Erasmo, 2002).

Esta herramienta matemática permite separar la contribución de distintas fuentes de anomalía de gravedad en función del número de onda radial de la señal completa. Al graficar la amplitud en escala logarítmica versus la frecuencia en escala lineal, es posible observar intervalos de frecuencia al representar los logaritmos de las amplitudes por líneas rectas de frecuencia con pendiente negativa. Dicha pendiente será proporcional a la profundidad del tope del cuerpo, para calcular la profundidad del contraste o tope de un cuerpo geológico, donde z es la profundidad y m es la pendiente del logaritmo del espectro.

$$Z = -\frac{m}{4*\pi} \quad (15)$$

3.8 DECONVOLUCIÓN DE EULER

La Deconvolución de Euler utiliza los tres gradientes ortogonales del potencial de gravedad para determinar la profundidad y localización de la fuente de contraste de densidad (Zhang *et al.*, 2000) citado por Orihuela y García (2015). Su objetivo es producir un mapa que muestre las localizaciones y las estimaciones de profundidades correspondientes tanto a anomalías gravimétricas y magnéticas, asociadas a

elementos geológicos en un mallado bidimensional. Este método se rige por la siguiente ecuación:

$$(x - x_o) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_o) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_o) \frac{\partial f}{\partial z} = -N(f - B) \quad (16)$$

Dónde:

f =campo total gravimétrico o magnético.

x_o, y_o, z_o = Posición de la fuente anómala donde el campo total (f) es detectado en un punto de coordenadas x,y,z .

B = Valor regional de la gravedad

N = Índice Estructural (IE)

El índice estructural (IE) es una medida de la tasa de cambio con la distancia de un campo y se asocia a la geometría de la fuente (Reid *et al.*, 1990). Para su establecimiento se utilizan modelos de geometría simple que se asimilan al contexto geológico que mejor lo represente (Orihuela y García, 2015), como lo muestra la Tabla 2.

Tabla 2. Índices estructurales para fuentes gravimétricas (G) y magnéticos (M) de diferentes fuentes geométricas

Geometría de la Fuente	SI (M)	SI(G)
Esfera	3	2
Cilindro Vertical	2	1
Cilindro Horizontal	2	1
Diques	1	0
Sill	1	0
Contactos	0	-1

Tomado y Modificado de Reid y Thurston (2014)

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4. ACTIVIDADES PRELIMINARES

En esta primera etapa se realizó la recopilación de información de trabajos previos realizados en la zona de estudio y la compilación de las bases de datos gravimétricos, magnéticos e información de pozos disponible.

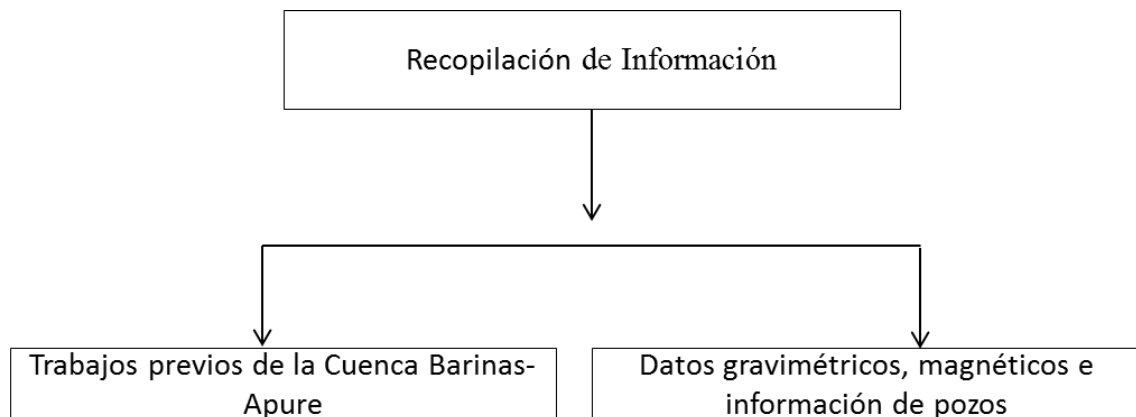


Figura 22. Secuencia de actividades preliminares al procesamiento.

4.1.1 DATOS GRAVIMÉTRICOS

Los datos gravimétricos son de origen terrestre y fueron suministrados por el departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela. La ventana de estudio se encuentra entre las coordenadas 8.12°N a 8.97°N y 69.22°W a 70.093°W .

Debido a que la base de datos presenta solo el valor de la Anomalía de Bouguer simple se debió calcular la corrección topográfica para obtener la anomalía de Bouguer Completa de la zona de estudio usando la página web ICGEM (Barthelmes y Köhler, 2016) perteneciente al Centro Internacional de Modelos Globales de la Tierra ICGEM (*International Centre for Global Earth Models*), de donde se descargaron dos archivos topográficos del modelo ETOPO1, uno que engloba la

distancia del área de estudio considerado topografía local y uno con ventana ampliada de un 1 grado adicional denominado topografía regional. Los parámetros de descarga se basaron en una grilla de 0.005 (500 m entre cada punto de control o estación) que corresponde a la resolución de los datos descargados, georreferenciado al Sistema Geodésico Mundial de 1984 (WGS84).

4.1.2 DATOS MAGNÉTICOS

Por su parte los datos magnéticos fueron recopilados del trabajo especial de grado realizado por (González, 2006), quien realizó una compilación de datos magnéticos-marinos suministrados por la USGS (*United States Geological Survey*), por levantamientos aeromagnéticos realizados en Venezuela por las empresas Carson, Geoterrex, Geoexpert, y Repsol y de las digitalizaciones de mapas de anomalías magnéticas existentes; dando como resultado un Mapa de Intensidad Magnética Total para el Norte de Venezuela y el Caribe con una altura de vuelo de 2.000 m.s.n.m. Particularmente los datos correspondientes al noroeste de la cuenca Barinas-Apure fueron adquiridos en el año 1989, aportando una información importante para conocer el valor del campo magnético, inclinación y declinación de la zona de estudio para dicha fecha.

4.1.3 INFORMACIÓN DE POZOS

Los pozos usados para el control de profundidades para el modelaje, fueron igualmente proporcionados por el departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela y recopilados de información sísmica controlada por pozos y afloramientos provenientes de Chacin (2009) y Feo-Codecido *et al.* (1984)

4.2 PRE PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

4.2.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICO

El análisis estadístico de los datos compilados para la investigación se llevó a cabo a través del uso de los programas *IBM SPSS Statistics 25*, *Minitab* que permiten ejecutar funciones de estadísticas básicas y avanzadas y los histogramas de frecuencia fueron generados en el programa *Oasis Montaj*. Antes de comenzar el procesamiento de los datos, se realizó un pre-procesamiento basado en analizar de manera estadística con el fin de conocer la distribución y características de los datos. Los elementos estadísticos usados para objeto de la investigación se muestran en la Figura 23.

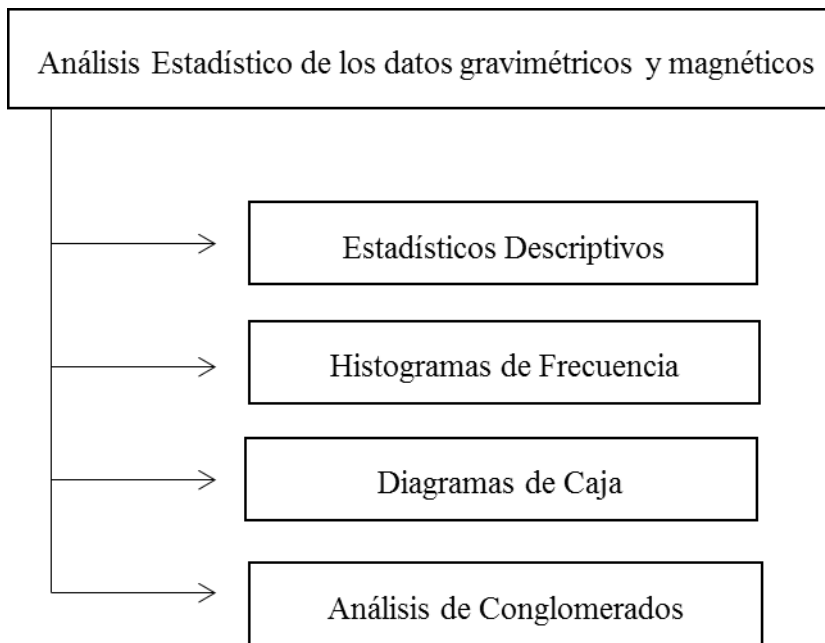


Figura 23. Secuencia de análisis estadístico.

Se realizó el análisis estadístico a los datos de Anomalía de Bouguer completa (Tabla 3), donde se observa un valor máximo de 13.491 mGal y mínimo de -50.540 mGal. La media y mediana poseen valores de -11.494 y -9.585 respectivamente, dichos resultados son aproximados indicando la simetría de los datos.

Tabla 3. Estadísticos descriptivos Anomalía de Bouguer completa

Media	-11.494
Mediana	-9.585
Desviación Estándar	13.491
Máximo	13.470
Mínimo	-50.540
1er Cuartil	-21.931
3er Cuartil	-0.678
N	3031

Los estadísticos descriptivos correspondientes a la anomalía magnética se muestran en la Tabla 4, el máximo y mínimo observado es de -47.42 nT y -347.70 nT respectivamente. Los valores aproximados de la Media -210.13 nT y Mediana -212.08 nT corresponde igualmente a la simetría presentada en los datos.

Tabla 4. Estadísticos descriptivos de anomalía magnética.

Media	-210.13
Mediana	-212.08
Desviación Estándar	50.89
Máximo	-47.42
Mínimo	-347.70
1er Cuartil	-244.02
3er Cuartil	-180.73
N	32511

El histograma de frecuencia de los datos de Anomalía de Bouguer (Figura 24) muestra una distribución multimodal, donde la mayor cantidad de datos se encuentran entre los valores de 0 a -20 mGal, evidenciado de igual manera en el diagrama de caja (Figura 25). La distribución de los datos puede asociarse a distintas fuentes geológicas, donde los valores más negativos parecen estar asociados con la cercanía a la cordillera andina debido a la profundidad que alcanza la raíz de la corteza en esta zona; mientras que los valores positivos parecen estar asociados al continuo adelgazamiento que experimenta la cuenca en dirección NO-SE.

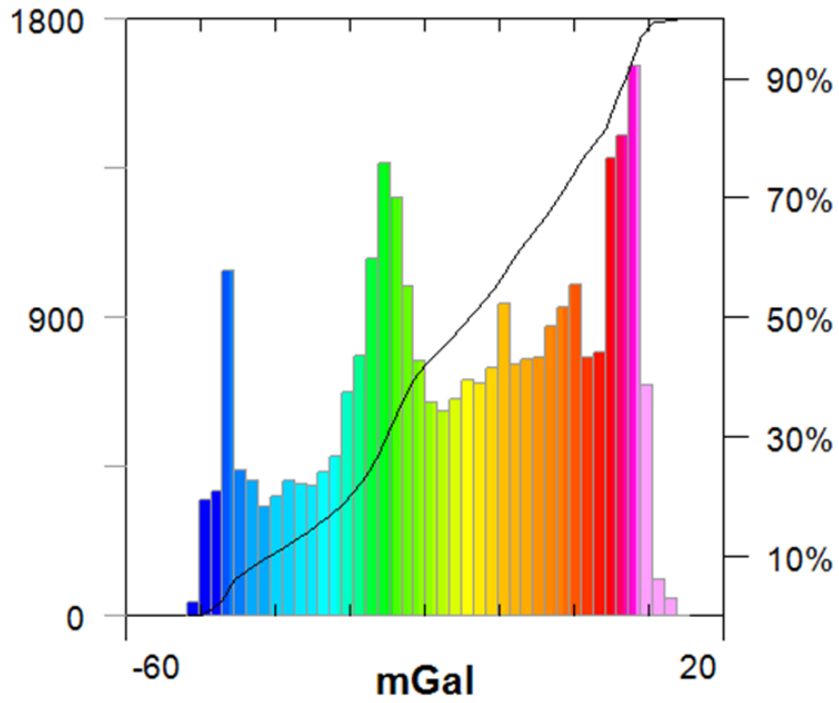


Figura 24. Histograma de frecuencia para datos de Anomalía de Bouguer completa.

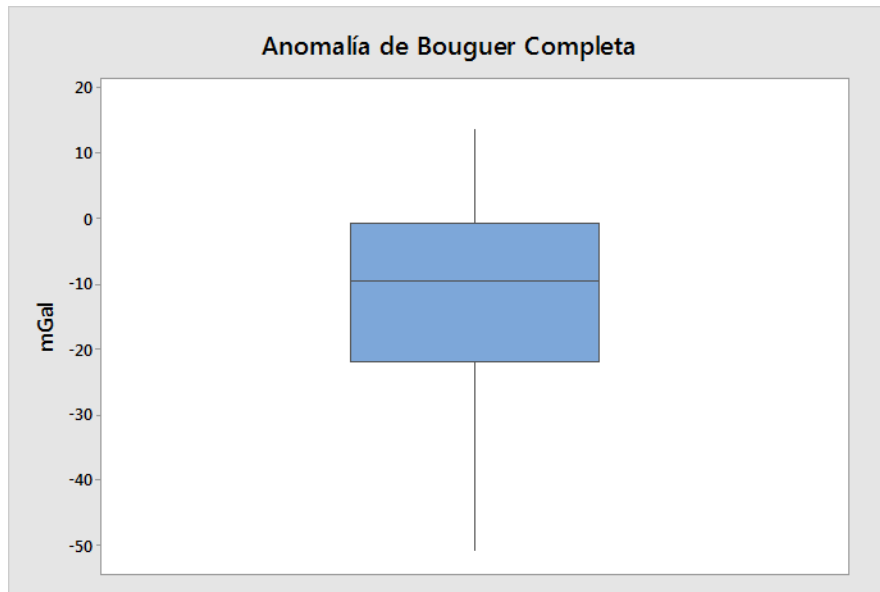


Figura 25. Diagrama de caja de Anomalía de Bouguer Completa.

El histograma de los datos de anomalía magnética presenta distribución normal (Figura 26) a diferencia del histograma de anomalía de Bouguer (Figura 24) debido a

que la distribución multimodal tiene causa estructural por las variaciones en las profundidades del tope de basamento de la cuenca que son observadas en el conjunto de datos gravimétricos. La gran mayoría agrupados entre -200 y -250nT, lo cual se puede observar en el diagrama de caja correspondiente a los datos magnéticos (Figura 27).

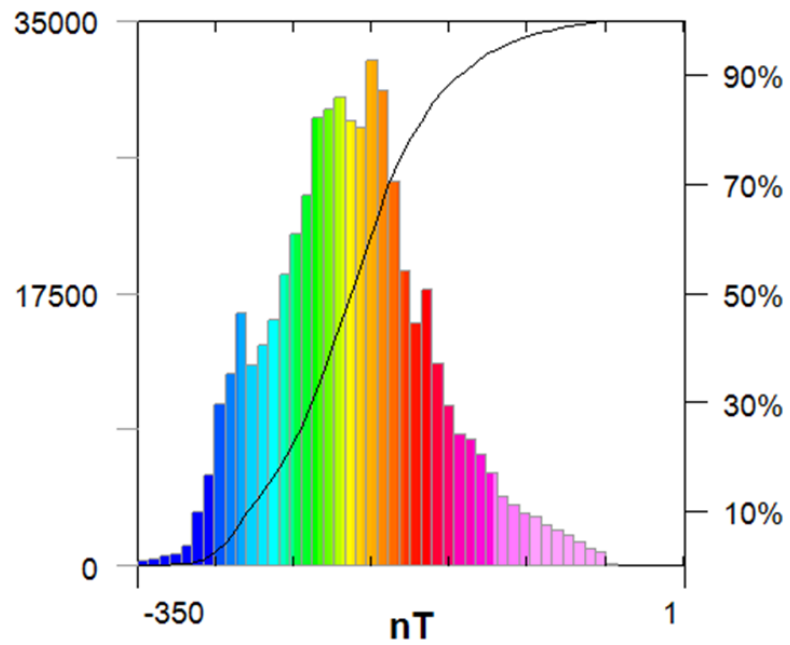


Figura 26. Histograma de frecuencia para datos de Anomalía magnética.

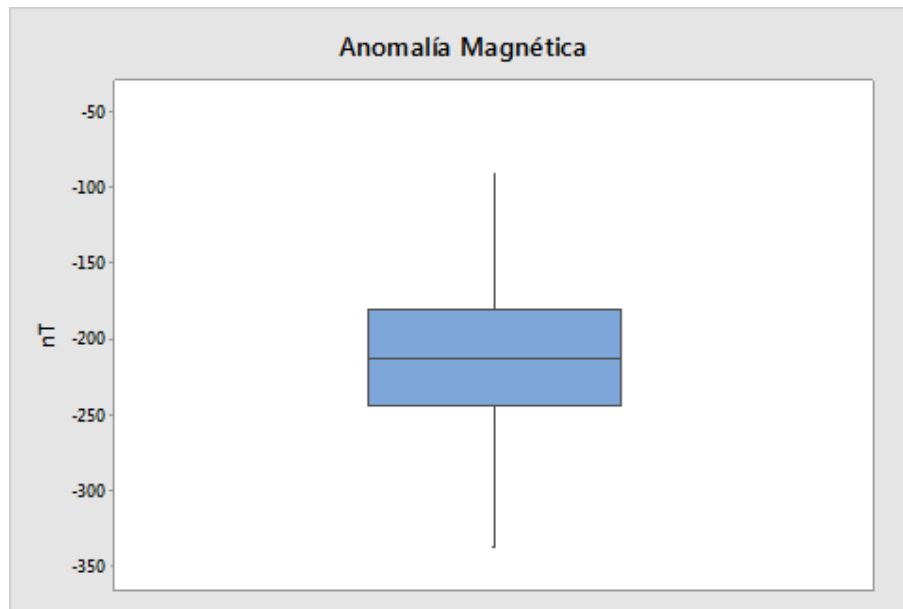


Figura 27. Diagrama de caja de Anomalía magnética.

4.2.2 ANÁLISIS DE CONGLOMERADOS

En función del comportamiento multimodal que presenta el histograma de la Anomalía de Bouguer, se realizó el análisis de conglomerados. Los datos de Anomalía de Bouguer fueron cargados en el programa *IMB SPSS Statistics 25*, el cual posee una herramienta que sirve para realizar análisis de conglomerados (clúster), técnica que busca agrupar elementos, con una alta homogeneidad en grupos. La metodología empleada en el análisis de conglomerados se muestra en el Apéndice A.

El análisis de conglomerados agrupó el conjunto de datos en 3 grupos (Figura 28); la ubicación de los datos muestra la agrupación de los 3 grupos de Anomalías de Bouguer, corroborando que cada uno de los grupos de anomalía corresponde a la cercanía de Los Andes de Mérida y van haciéndose cada vez más positivos en dirección NO-SE por el levantamiento del basamento de la cuenca en la zona de estudio.

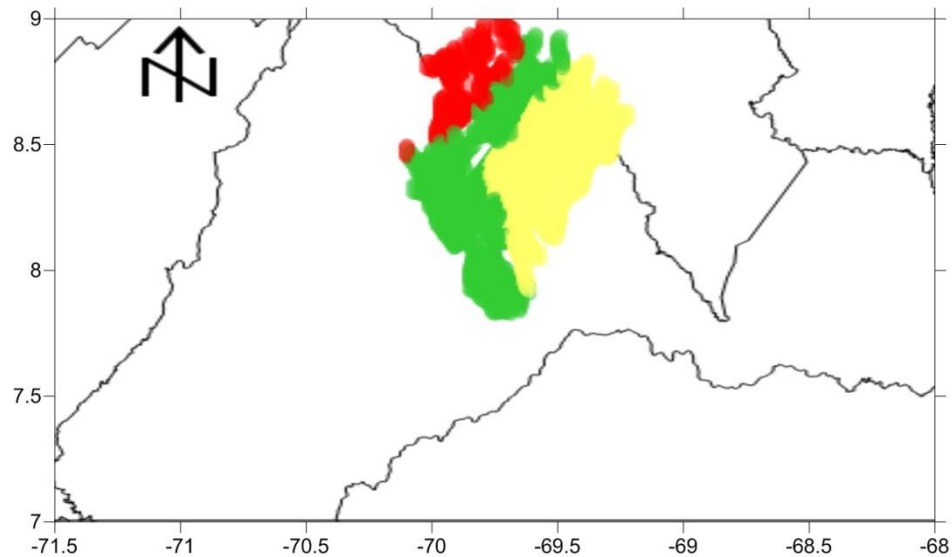


Figura 28. Distribución del análisis de conglomerados en la zona de estudio. Cada color representa un grupo de Anomalías de Bouguer; la zona amarilla (-8.07 a 13.47mGal) la zona verde (-32.92 a -8.14 mGal) y la zona roja (-50.53 a -33.30 mGal).

4.3 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Una vez realizado el análisis estadístico tanto a los datos gravimétricos como a los magnéticos, se procedió a realizar una serie de pasos a través de los programas *Oasis Montaj* y *Excel* con el fin de obtener el modelo de basamento en la zona de estudio, dichos pasos se encuentran resumidos en el esquema de la Figura 29:

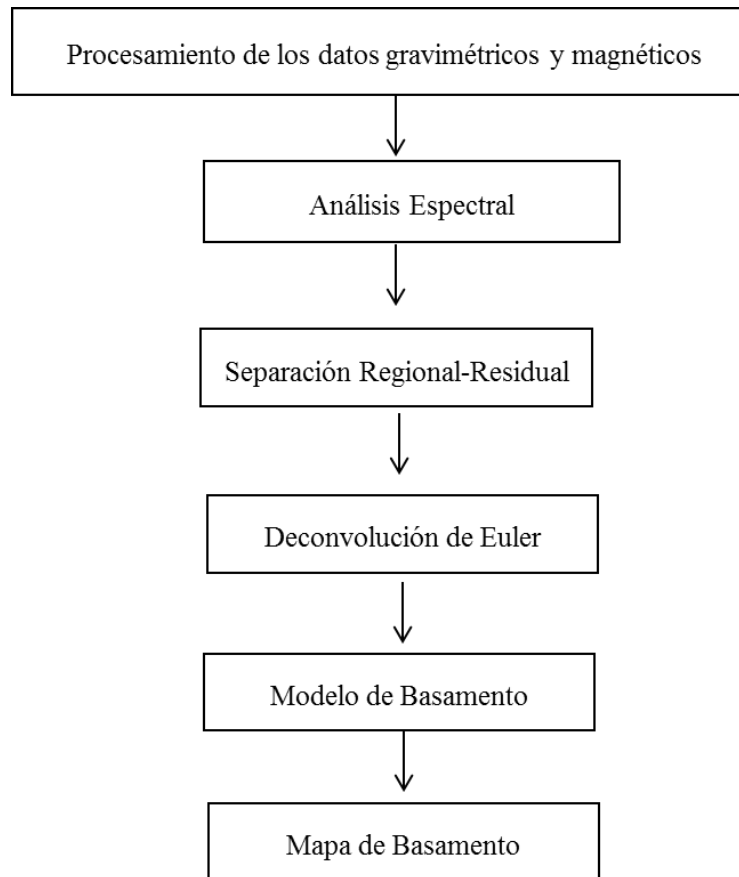


Figura 29. Secuencia básica para el procesamiento de los datos gravimétricos y magnéticos.

4.3.1 ANÁLISIS ESPECTRAL

El análisis espectral de los datos gravimétricos y magnéticos, descrito por Spector y Grant (1970), fue realizado a través del programa *Oasis Montaj*, en su módulo *MAGMAP* para obtener el espectro radial de potencia de gravedad y magnético, el cual consiste en un gráfico de Número de Onda vs. Logaritmo de la potencia (Figuras 30 y 31). En el gráfico generado se seleccionan las diferentes pendientes observadas (cambio de tendencia) de la curva. Para ello los datos fueron exportados al programa *Excel*, donde se seleccionaron dichas tendencias, las cuales conservan una relación directa con la profundidad del cuerpo en función de los contrastes de densidad o susceptibilidad magnética, según sea el caso. Para calcular la profundidad del tope del cuerpo se usó la ecuación 15, presentada en el Capítulo 3:

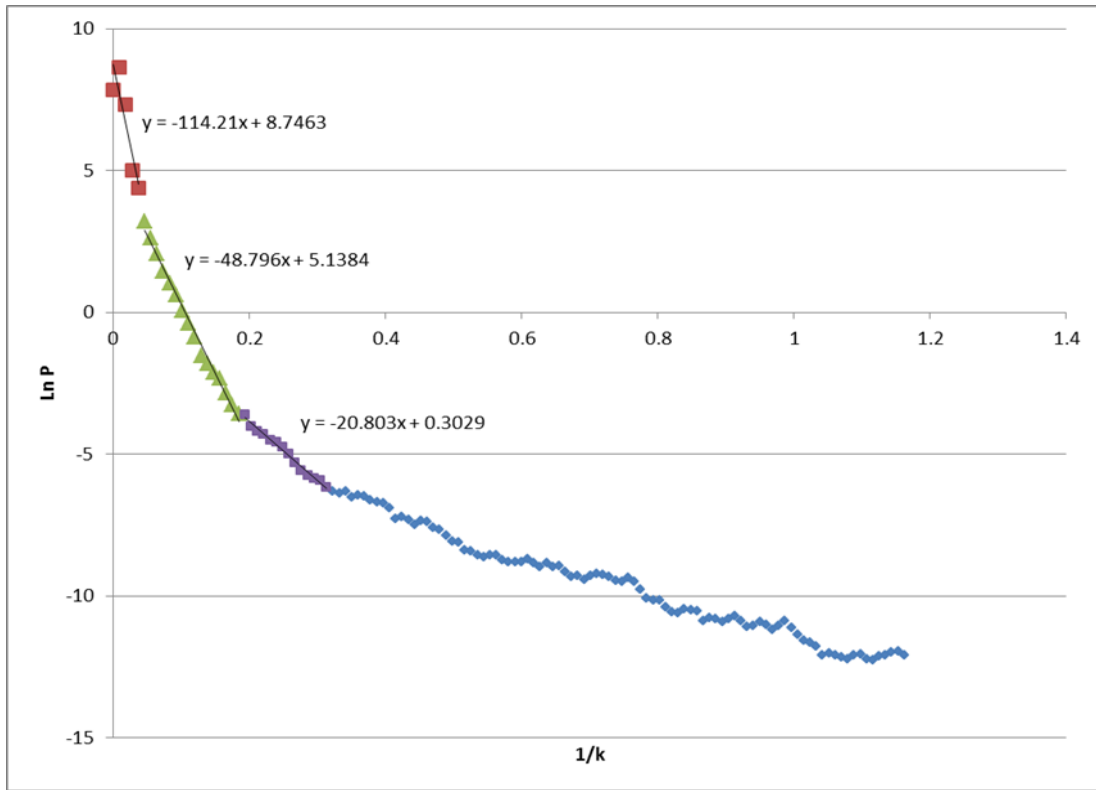


Figura 30. Espectro de Potencia de la Anomalia Gravimétrica.

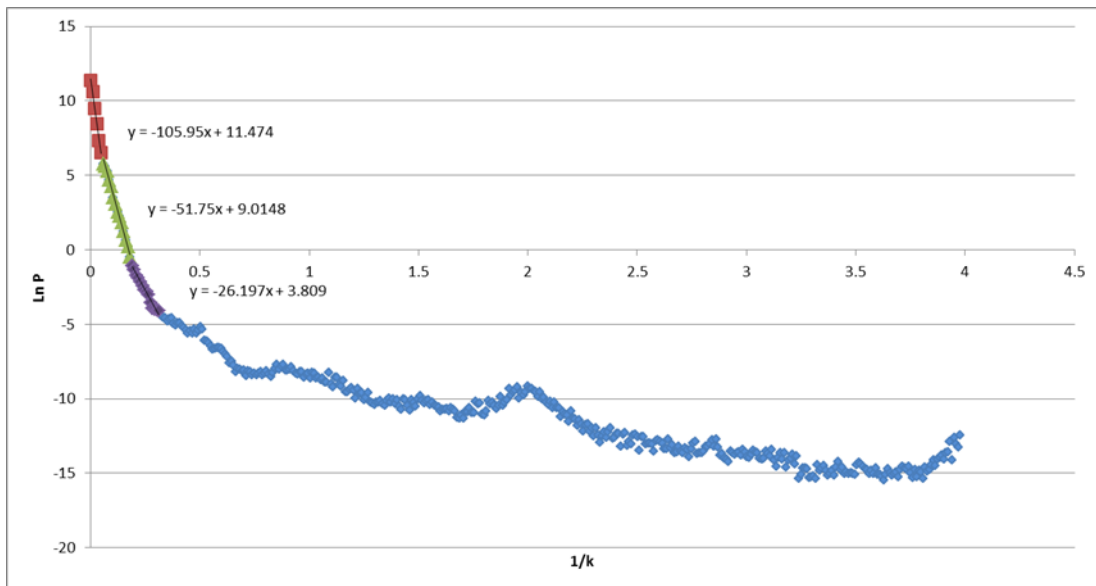


Figura 31. Espectro de Potencia Magnético.

4.3.2 SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL

A partir de los mapas generados de Anomalía de Bouguer Completa y Anomalía Magnética (Figuras 34 y 37) se procedió a realizar la separación de las componentes regionales y residuales por medio del programa *Oasis Montaj*. Se aplicó un Filtro Gausseano para obtener el valor aproximado del número de onda, a partir del análisis espectral para los datos gravimétricos y magnéticos expuestos en la Tabla 5.

Tabla 5. Número de Onda obtenido del Análisis Espectral k (G) para el espectro de datos gravimétricos y k (M) para el espectro de datos magnéticos

Fuente	k(G)	k(M)
Profunda	0.036	0.047
Intermedia	0.18	0.17
Somera	0.31	0.31

4.3.3 MODELADO GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICO 2D

Para la elaboración del modelo 2D del basamento de la cuenca Barinas-Apure, se usó el programa Oasis Montaj en su módulo GM-SYS, desde el cual se exportaron los valores de Anomalía de Bouguer y Anomalía Magnética a partir de la realización de un perfil con orientación N45O a lo largo de la zona de estudio (Figura 32). Para la elaboración del modelo se contó con perfiles previamente realizados en la zona de estudio (Yoris y Ostos, 1997; Arnaiz, 2009 Chacin *et al.*, 2005; Celis, 2017, Audemard y Audemard; 2002) y de información geológica, pozos y sísmica disponible.

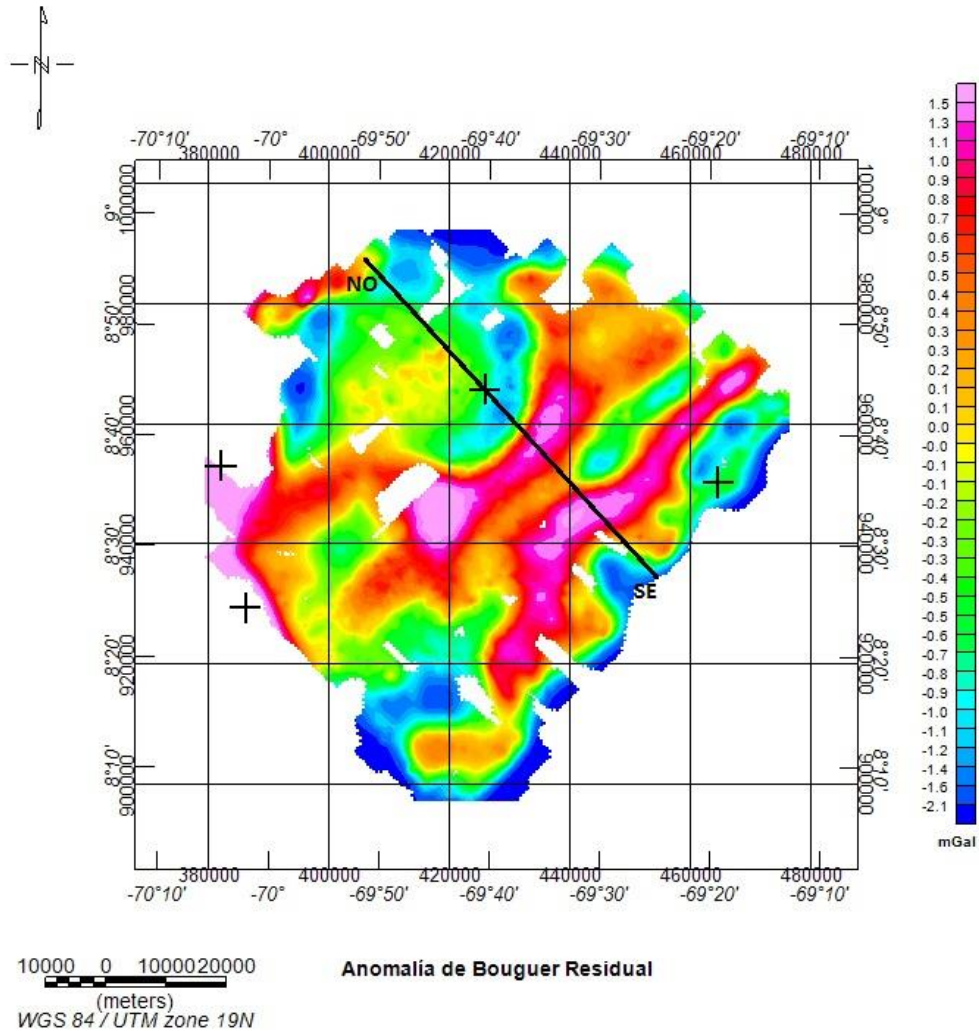


Figura 32. Ubicacion del Perfil NO-SE en la zona de estudio.

4.3.4 MAPA DE BASAMENTO

Para la elaboración del mapa de basamento del área de estudio, se procedió a aplicar un filtro Pasa Banda al mapa de anomalía de Bouguer completa y anomalía magnética que enmarquen la respuesta profunda e intermedia obtenidas de los espectros de cada método.

Con los mapas filtrados se realizaron en total 5 modelos a partir de perfiles realizados en la zona de estudio (Figura 33), en el módulo *GYMSYS* del programa *Oasis Montaj* y así modelar la superficie del basamento de la zona de estudio.

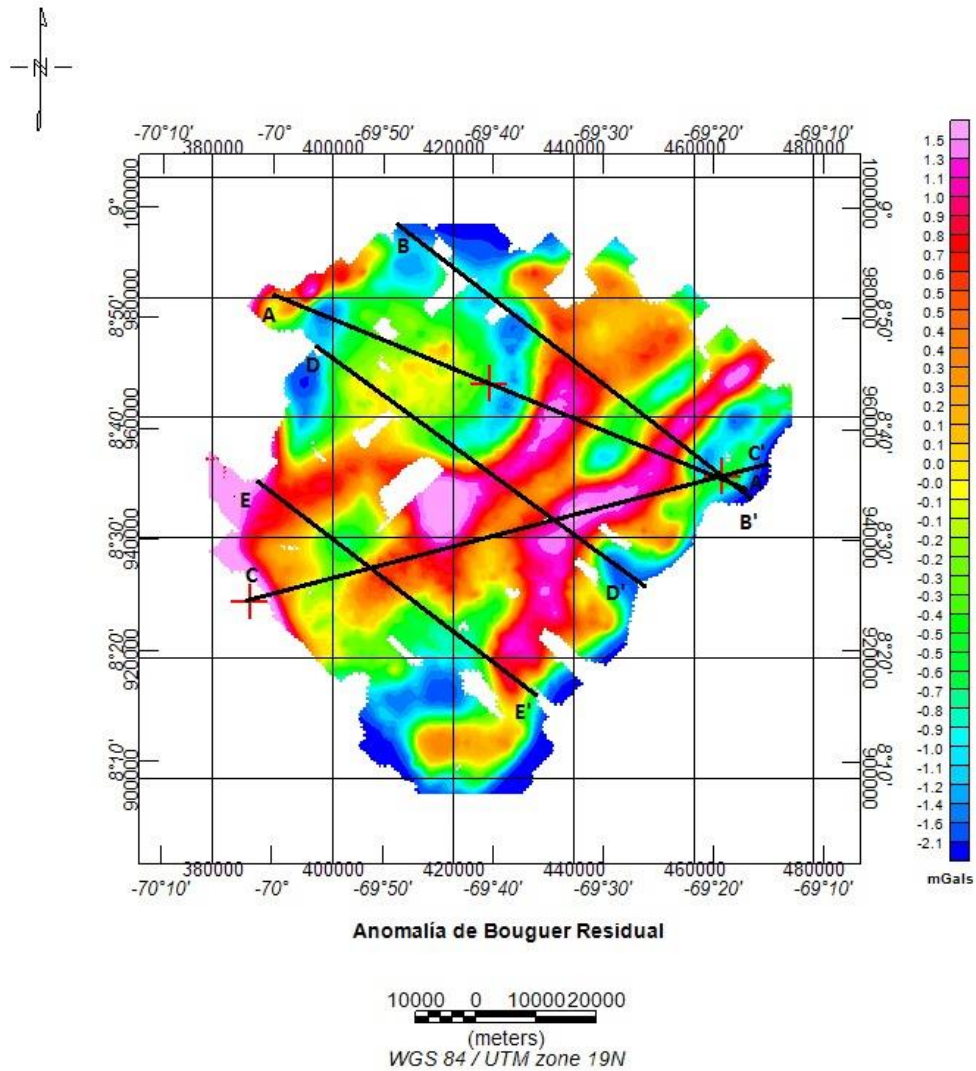


Figura 33. Distribución de los 5 perfiles, realizados para modelar el basamento de la cuenca Barinas-Apure. Las cruces representan la ubicación de los pozos y las líneas de colores cada uno de los perfiles.

Tabla 6. Orientación de los 5 perfiles utilizados en modelar la superficie del basamento precretácico.

Perfiles	Orientación
AA'	N60O
BB'	N45O
CC'	N80E
DD'	N45O
EE'	N45O

4.3.5 DECONVOLUCIÓN DE EULER

La Deconvolución de Euler se realizó en el programa *Oasis Montaj* de Geosoft a través del Módulo *Euler 3D*. Se generan las derivadas direccionales X, Y, Z de los mapas de anomalía de Bouguer completa y anomalía magnética; a dichas derivadas direccionales se les aplicó un filtro de continuación analítica hacia arriba con el fin de reducir el ruido de los mapas. Posteriormente se estiman las profundidades insertando valores para el índice estructural en función de la geometría de la fuente que se desea modelar (Tabla 2) y escogiendo un tamaño de ventana dentro del conjunto de datos.

A efectos de la investigación se realizaron varias inversiones, índices estructurales tomados fueron de 0 a 1, aumentando 0.25 en cada inversión. Los resultados fueron filtrados para obtener solo respuestas de 0 a 5000 m relacionados al depocentro de la Cuenca Barinas-Apure, (Chacín, 2016) y los parámetros que arrojaron las mejores soluciones se muestran en la Tabla 7.

Tabla 7. Parametros usados en la Deconvolución de Euler para métodos gravimétricos y magnéticos.

	Método Gravimétrico	Método Magnético
Índice Estructural	0	1
Tamaño de ventana	3	3
Tolerancia	7	1

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5. ESPECTROS DE POTENCIA

En la Tabla 8 se exponen las distintas fuentes gravimétricas estudiadas y sus correspondientes profundidades. La respuesta denominada profunda se relaciona con una superficie por debajo del basamento precretácico con 9.08 km. La respuesta intermedia que tiene un valor de 3.88 km está asociada al basamento precretácico de la Cuenca Barinas-Apure. Se observa una tendencia somera de 1.65 km que puede estar relacionada al relleno sedimentario presente entre los cuerpos litológicos definidos por las Formaciones Aguardiente, Escandalosa, La Morita y Quevedo, y la Formación Gobernador, cuya interfaz presenta una profundidad de 2.1 km en el pozo A.

Tabla 8. Profundidades estimadas a partir del espectro de potencia gravimétrico.

Fuente	Profundidad(km)
Profunda	9.08
Intermedia	3.88
Somera	1.65

Los métodos magnéticos en su espectro de potencia presentan 3 tendencias diferenciables (Figura 31). Al igual que en los datos gravimétricos se observa la respuesta de otra superficie que infrayace al basamento precretácico de la cuenca con 8.43 km, mientras el basamento presenta un valor de 4.12 km (Tabla 9). Por otro lado, la respuesta somera de 2.02 km son asociadas a las rocas plutónicas que

presenta el Alto de El Baúl, que poseen susceptibilidades magnéticas apreciables debido a su proximidad con la zona de estudio.

Tabla 9. Profundidades estimadas a partir del espectro de potencia magnético.

Fuente	Profundidad (km)
Profunda	8.43
Intermedia	4.12
Somera 1	2.02

5.1 MAPAS GRAVIMÉTRICOS

El mapa de Anomalía de Bouguer completa entre las latitudes 940000N, 990000N muestra una orientación de contornos de N45E y gradientes de 0.82 mGal/km. En la zona sur del mapa entre las latitudes 940000N, 900000N, los contornos cambian de dirección a N30O y contornos de 1.05 mGal/km, asociado al levantamiento topográfico conocido como el arco de Mérida producto del levantamiento del borde septentrional del Cratón de Guayana, el cual posee una dirección NO-SE.

Además se observa que la Anomalía de Bouguer presenta un comportamiento ascendente en dirección NE-SO, asociado al levantamiento que sufre el basamento de la cuenca en esa dirección. Entre las coordenadas 440000E, 460000E y 940000N, 960000N se observan cuerpos con valores de 8.9 mGal pudiendo asociarse además del levantamiento del basamento a las rocas graníticas encontradas en el Alto de El Baúl (Figura 37).

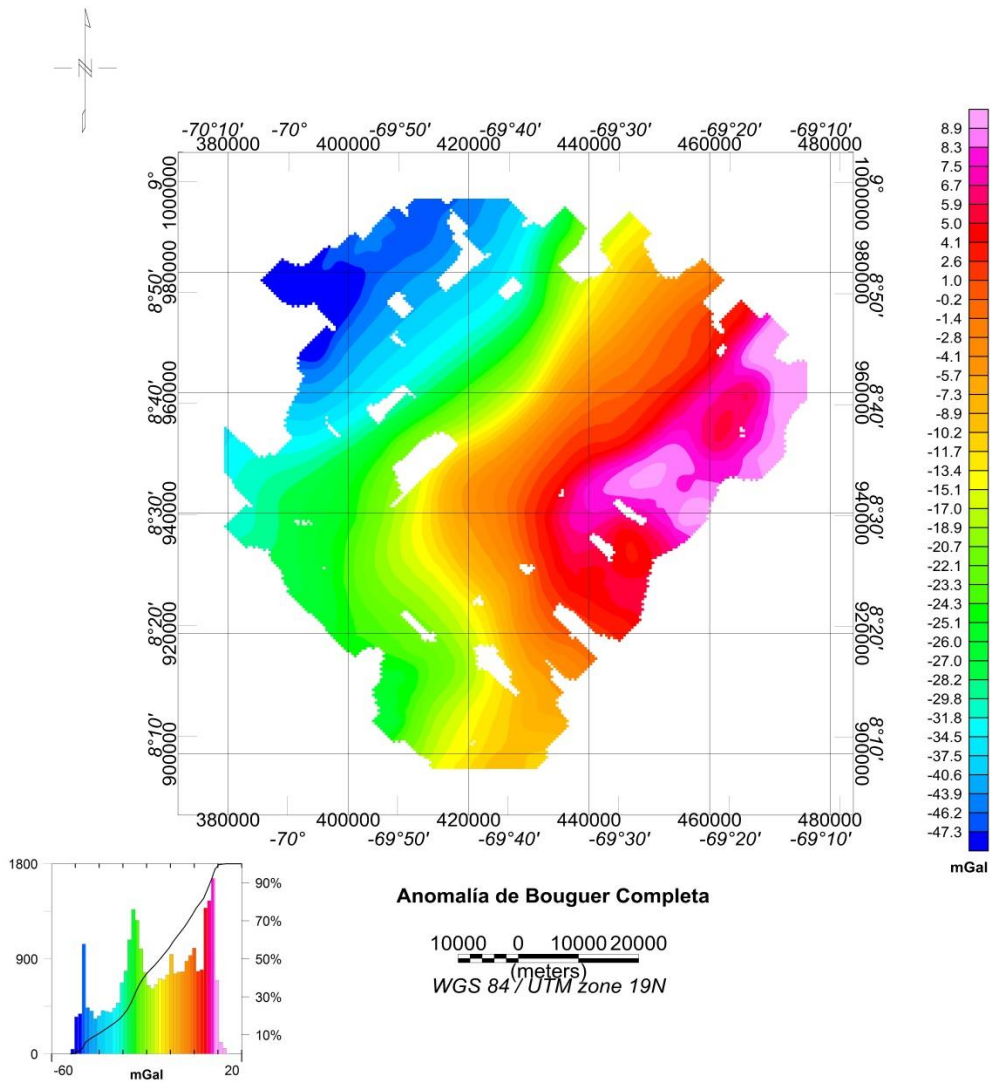


Figura 34. Mapa de Anomalía de Bouguer Completa.

En la parte norte del mapa de Anomalía de Bouguer Regional entre las latitudes 940000N, 1000000N (Figura 38), los contornos presentan una tendencia principal N45E, con gradientes de 0.81 mGal/km. En la parte sur del mapa a partir de la latitud 900000N a 935000N, la orientación de los contornos cambia a N30O con gradientes de 1.08 mGal/km, lo cual coincide con el comportamiento del mapa de Anomalía de Bouguer completa debido a que la zona presenta una respuesta regional marcada.

Los máximos observados en el mapa mayor a 8 mGal, entre las coordenadas 420000E 480000E y 900000N, 1000000N, asociados al levantamiento que experimenta el basamento de la cuenca en dirección NE-SO. Al noroeste del mapa, se distinguen mínimos entre las coordenadas 380000E, 430000E y 950000N, 990000N desde -32 a -50 mGal con dirección de contornos N45E y gradientes de 0.83 mGal/Km; asociados a la depresión producida por la extensión de la flexura regional provocada por los Andes de Mérida.

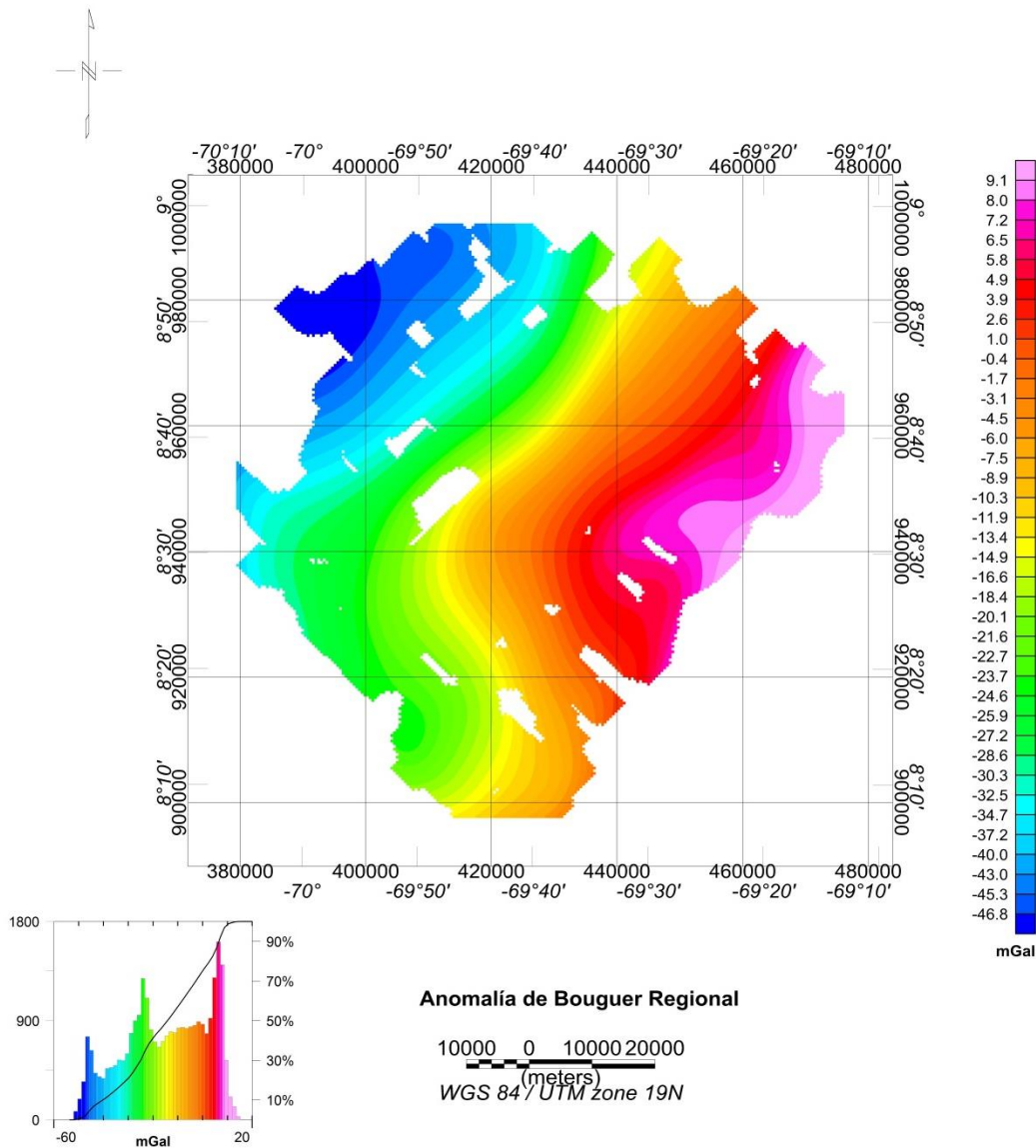


Figura 35. Mapa de Anomalía de Bouguer Regional.

Por su parte la respuesta residual gravimétrica de la zona se distingue en el mapa de Anomalías de Bouguer Residual (Figura 39), el cual presenta un grupo de anomalías positivas (0.5 a 1.5 mGal) en la región central, con dirección de contornos aproximada de N50E, y gradientes de 0.60 mGal/km, pudiendo relacionarse como parte de levantamientos del basamento encontrados en el análisis de residuo realizado por (González, 2009). Además este alto gravimétrico presenta orientaciones que corresponden a un conjunto de fallas inversas encontradas en el mapa estructural-

geológico de la zona de estudio (Figura 13 del Capítulo 2). En las inmediaciones de este grupo de anomalías positivas, se observan pequeños conjuntos de anomalías que alcanzan valores negativos desde -0.3 a -2 mGal y gradientes de 0,57 mGal/km, debido a pequeños depocentros generados por los altos estructurales mencionados anteriormente, lo cual puede reflejar cierta rugosidad en el tope del basamento de la Cuenca Barinas-Apure.

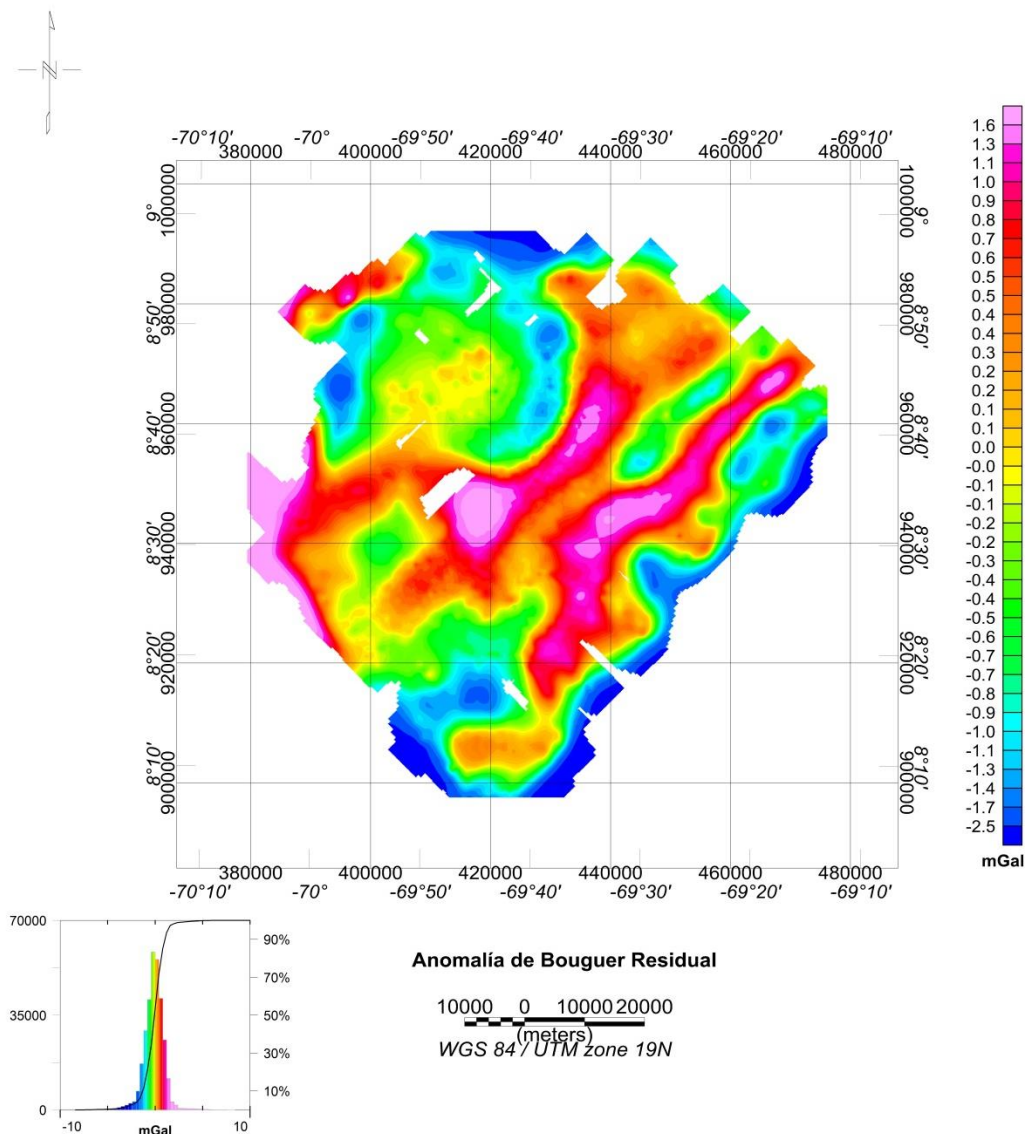


Figura 36. Mapa de anomalía de Bouguer Residual.

5.2 MAPAS MAGNETOMETRÍA

El mapa de anomalía magnética (Figura 40) presenta una orientación principal de N45E la cual coincide con la respuesta observada en el mapa de anomalía de Bouguer completa. Los valores de anomalía magnética son negativos lo que induce a pensar a que la respuesta está dominada mayoritariamente por una superficie muy profunda.

En la región norte entre las coordenadas 400000E, 450000E y 930000N, 980000N se observa un valor de -96 nT con orientación N45E alineado con un cuerpo más negativo de -280 nT, ambos asociados a la respuesta profunda como el basamento precretácico u otra superficie de edad Precámbrica.

En la zona sur del mapa entre las coordenadas 440000E, 480000E y 900000N, 920000N se observa una cupla magnética cuya dirección también es de N45E

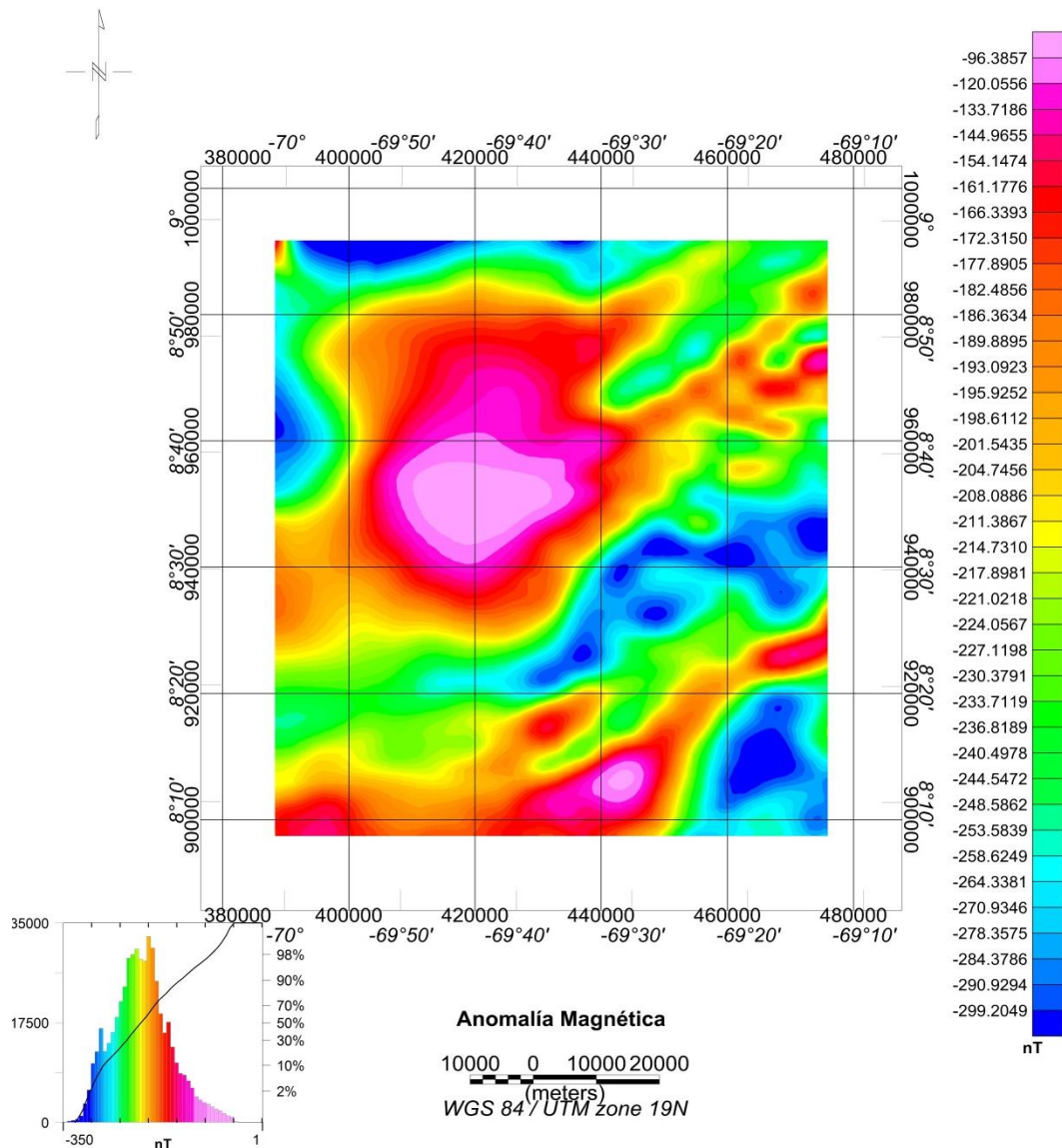


Figura 37. Mapa de Anomalía Magnética.

El mapa de Anomalía Magnética Regional (Figura 38) presenta una respuesta general negativa, donde los máximos valores negativos (-180 a -100 nT) se encuentran entre las latitudes 930000N y 990000N, cuyos contornos presentan una orientación principal de N45E y gradiente de 4.2 nT/km.

Los mínimos negativos entre -250 nT a -286 nT ubicados en las coordenadas 430000E, 478000E y 920000N, 955000N con orientación N50E y gradientes de 5.2 nT/km son relacionados con la orientación de los máximos gravimétricos encontrados

en la Figura 36, los cuales suponen que la zona está controlada por la respuesta regional de una estructura profunda.

Entre las mismas longitudes, pero hacia el sur, entre las latitudes 900000N y 920000N, se encuentra un mínimo magnético que forma parte de una cupla magnética evidenciada en la región sureste del mapa.

El mapa presenta valores negativos que son asociados a una superficie mucho más profunda que el basamento precretácico de la Cuenca Barinas-Apure, la cual puede relacionarse al levantamiento del basamento precámbrico, asociado a la orogénesis herciniana a finales del Paleozoico (Gonzalez de Juana *et al.*, 1980; Yoris y Ostos, 1997).

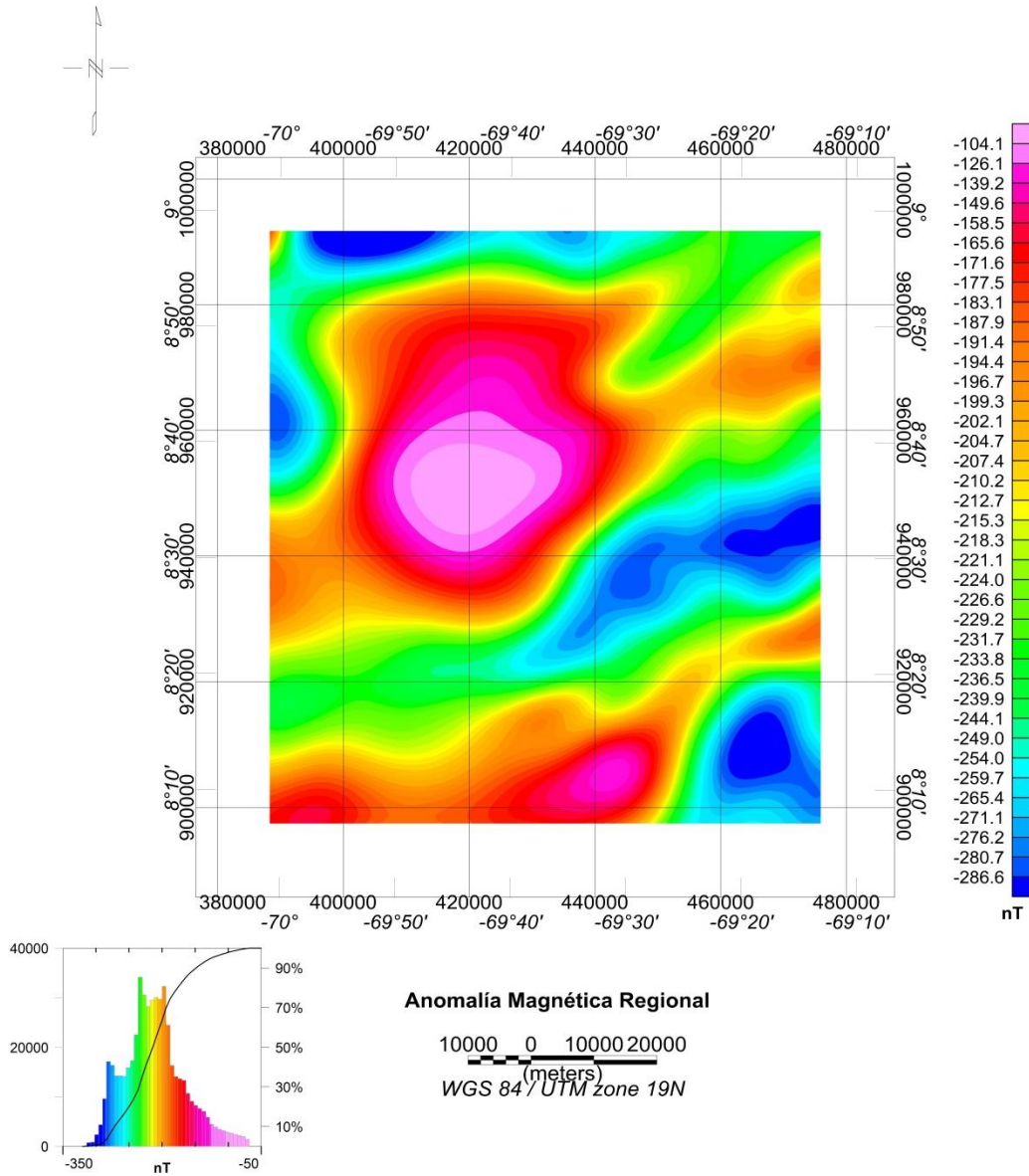


Figura 38. Mapa de Anomalía Magnética Regional.

Por otro lado en el mapa de Anomalia Magnética Residual (Figura 39) se observa un comportamiento complejo que varía en dirección E-O. Entre las coordenadas 390000E, 430000E y 920000N, 990000N existen valores positivos desde 2 a 19 nT y gradientes de 1.67 nT/km con orientación de contornos variada entre N50E hasta llegar a horizontalizarse con una dirección E-O. Sin embargo, a partir de la longitudes

440000E aproximadamente se observa un cambio brusco en la tendencia de los contornos los cuales presentan una orientación marcada N45E.

La región oeste del mapa descrita en el párrafo anterior , se encuentra controlada principalmente por Anomalías Magnéticas entre -1.2 nT a 6 nT, las cuales son generadas por la profundización del basamento en esa dirección.

Por el contrario, la parte este del mapa muestra pequeños cuerpos cuyas anomalías oscilan entre valores negativos y positivos, que describen un basamento más somero, y altos valores de susceptibilidad magnética que pueden estar asociadas a las rocas plutónicas que afloran en el Alto de El Baúl, cuya orientación es NO-SE y representa la separación entre las cuencas Barinas-Apure y Oriental de Venezuela (Feo-Codecido *et al.*, 1984; Yoris y Ostos, 1997).

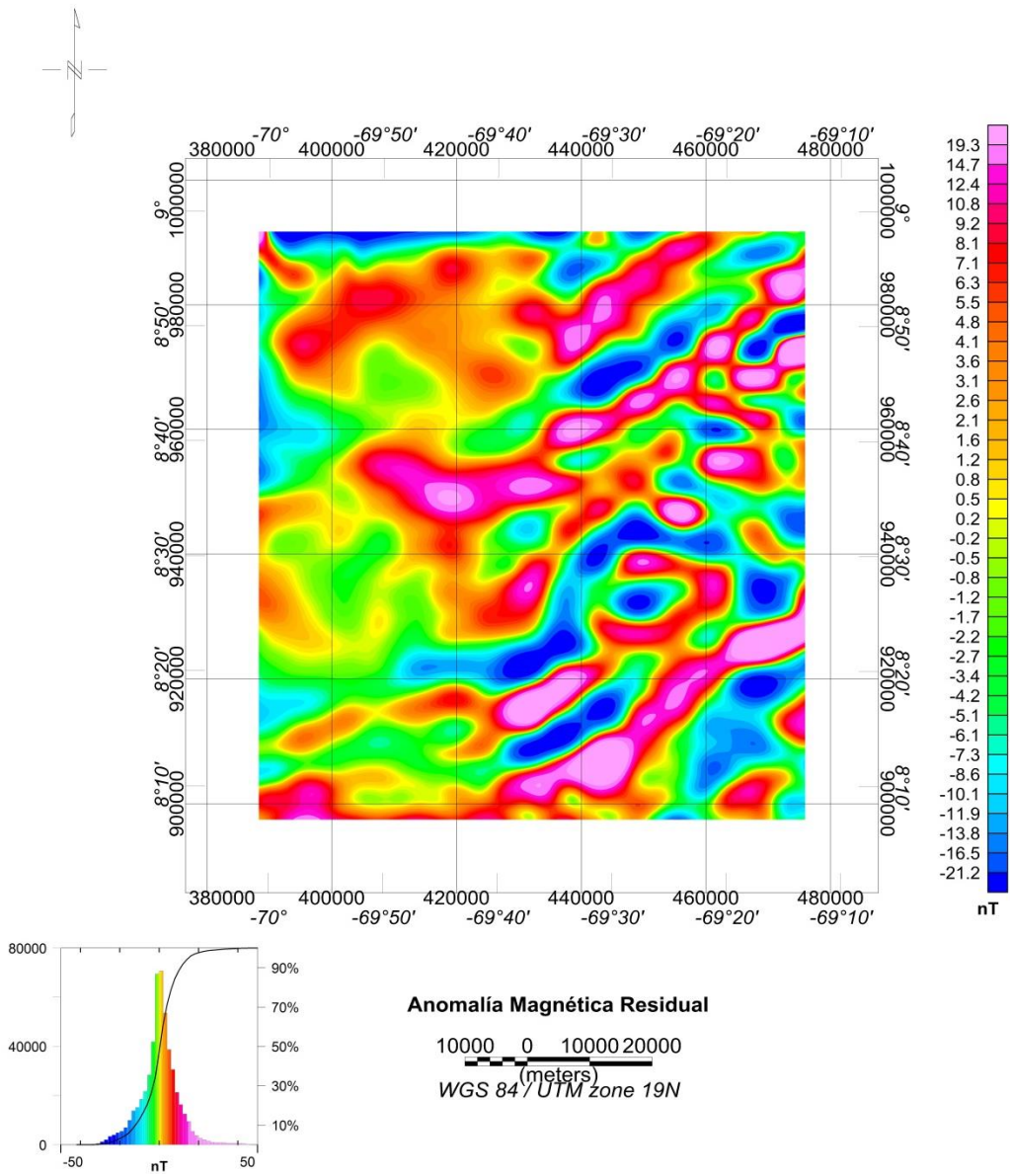


Figura 39. Mapa de Anomalia Magnética Residual.

5.3 CONTINUACIÓN ANALÍTICA HACIA ARRIBA

Se aplicó un filtro de continuación analítica hacia arriba a los mapas de Anomalías de Bouguer y Magnéticas, con la finalidad de atenuar las fuentes superficiales y el ruido presente en los datos.

El mapa de Anomalías de Bouguer con continuación analítica hacia arriba de 5000 m (Figura 40) no cambia significativamente en relación al mapa de anomalía de Bouguer, la orientación principal de los contornos es N35E y presenta gradientes que varían desde 0.90 mGal/km a 0.47 mGal/km en dirección NO-SE; lo que respalda que la fuente gravimétrica está controlada mayoritariamente por la respuesta del basamento de la Cuenca Barinas-Apure.

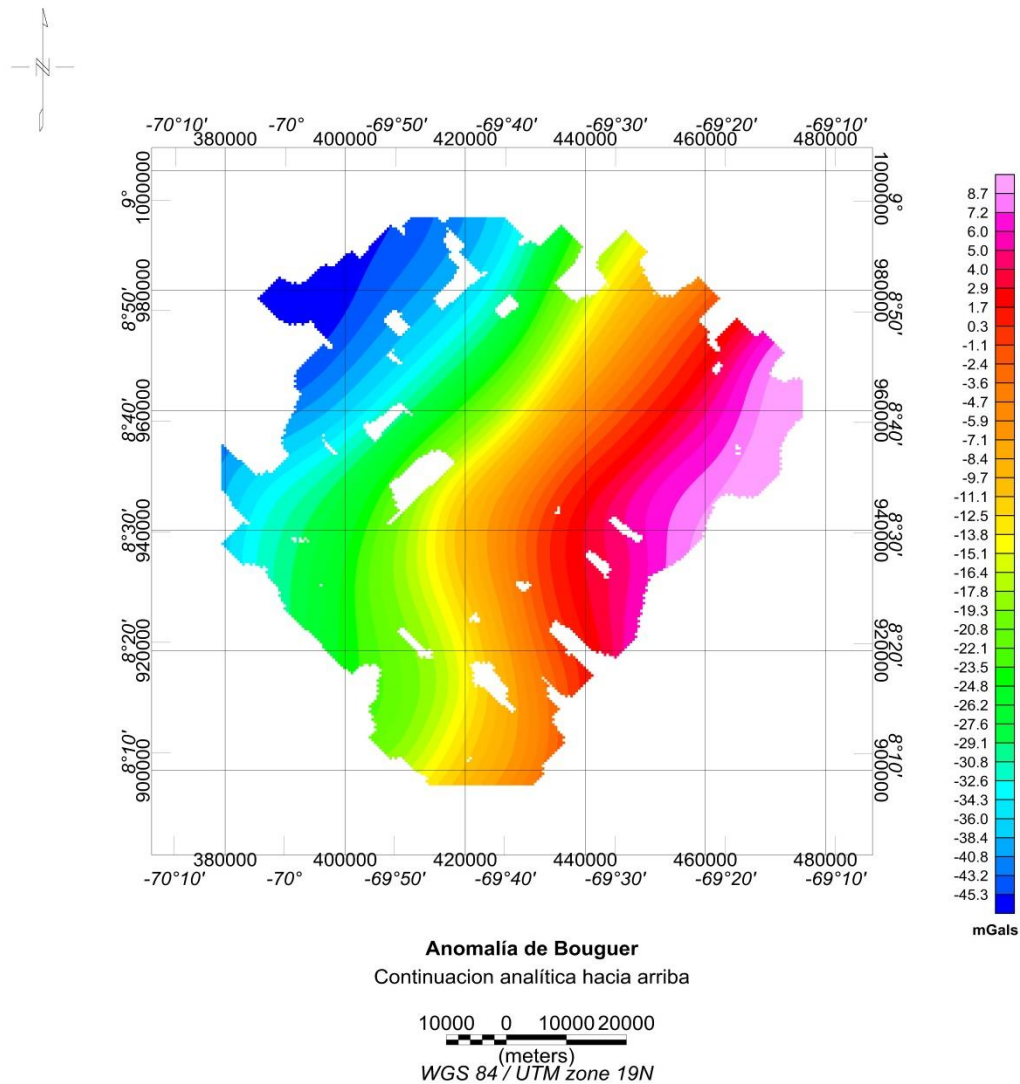


Figura 40. Mapa de anomalía de Bouguer Completa con filtro de continuación analítica hacia arriba (5000m).

Lo mismo ocurre al comparar el comportamiento del mapa de anomalía magnética antes y después de aplicarle la continuación analítica hacia arriba a una altura de 5000m (Figura 41), lo que evidencia de forma clara las cuplas magnéticas observadas entre las coordenadas 420000E, 480000E y 900000N, 920000N. El máximo observado de -140 nT entre las coordenadas 400000E, 440000E y 920000N, 980000N presenta una gradiente de 5.88 nT/km y los mínimos que varían entre -260 a -240 nT ubicados en la región SE, específicamente entre las coordenadas 440000E, 480000E y 900000N,960000N con gradiente de 3.3 nT/km

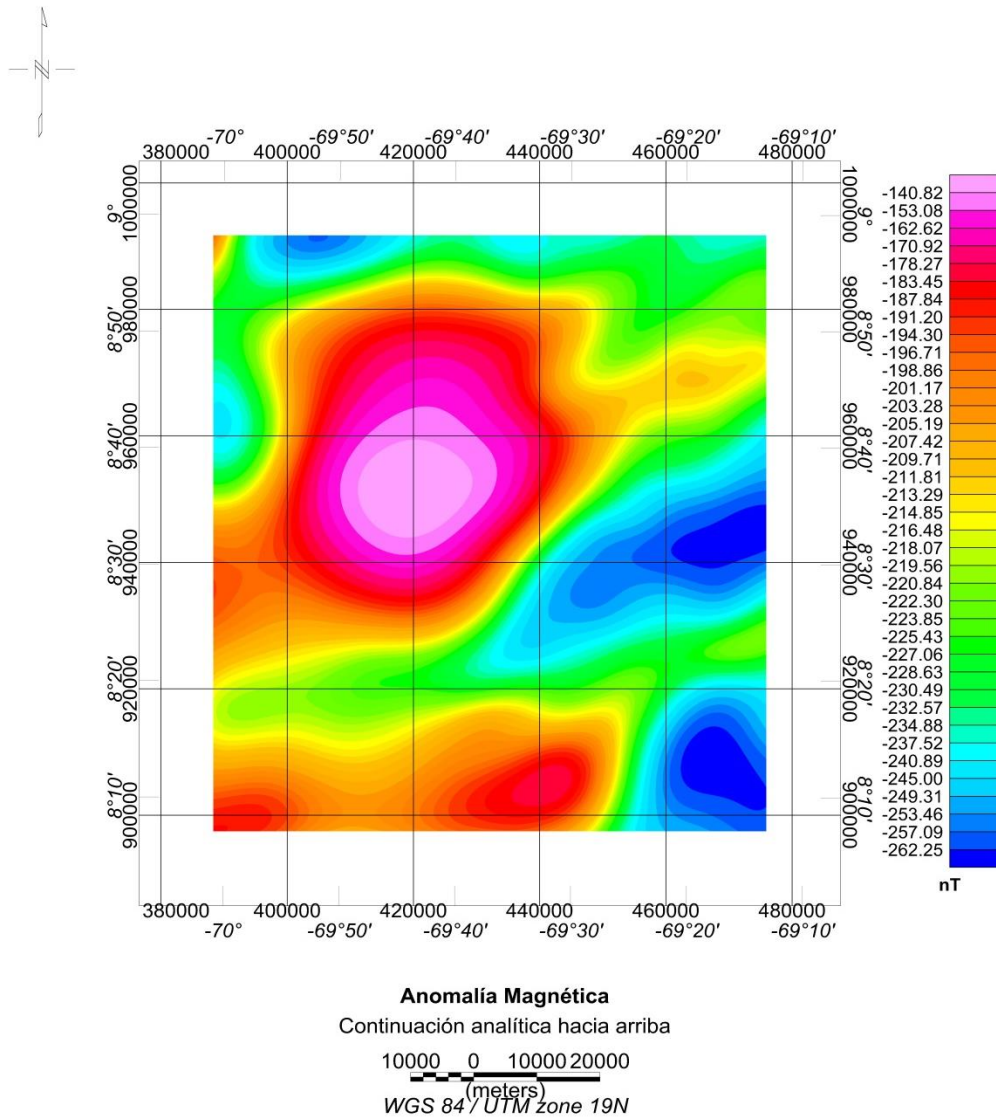


Figura 41. Mapa de anomalía magnética con filtro de continuación analítica hacia arriba (5000m).

5.4 DECONVOLUCION DE EULER

La orientación principal observada en las soluciones del mapa de Deconvolución de Euler (Figura 45) para los datos gravimétricos es de N45E, la cual concuerda con la tendencia del basamento de la cuenca.

En la región comprendida entre las coordenadas 410000E, 460000E y 920000N, 980000N, en un máximo de Anomalía de Bouguer se encuentran respuestas comprendidas entre 1500 a 3000 m, con algunas zonas entre 300 a 1500 m, donde en los bordes de estas estructuras interpretadas como altos estructurales, se encuentran una serie de respuestas definidas entre 3000 a 5000 m.

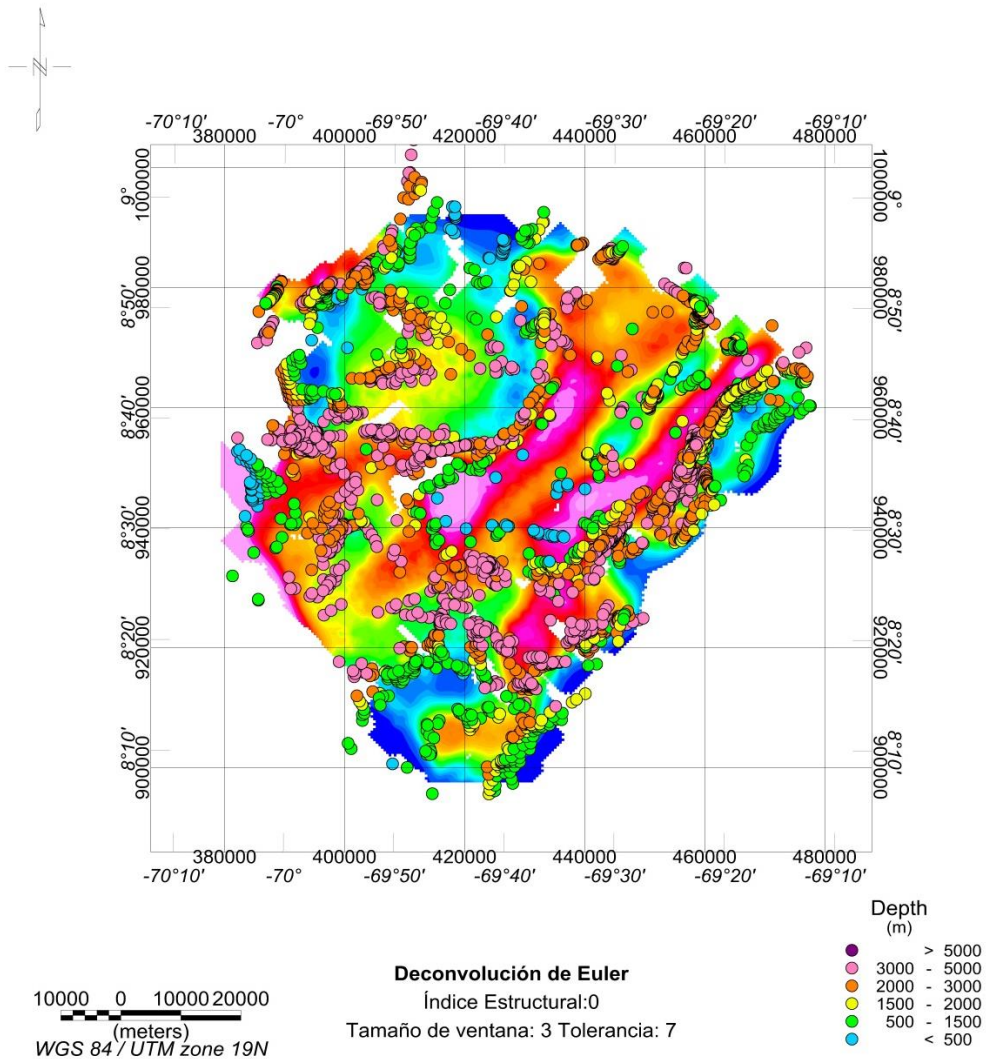


Figura 42. Deconvolución de Euler para métodos gravimétricos.

Adicionalmente las soluciones de Euler comprendidas entre 500 a 3000 m fueron integradas al mapa geológico-estructural (Figura 46) donde se confirma que las

respuestas positivas encontradas en el mapa de Anomalía de Bouguer Residual entre las coordenadas 410000E, 440000E y 940000N, 960000N de orientación N45E, son relacionadas al conjunto de fallas inversas paralelas a la falla de Boconó producidas por los efectos compresivos debidos a los Andes de Mérida y el Bloque de Maracaibo los cuales generan fallamiento inverso a partir del Mioceno. Además se observa que las soluciones de Euler se agrupan en la zona sur del mapa entre las latitudes 910000N y 920000N, sobre una falla principal inversa con pequeñas fallas sin diferenciar.

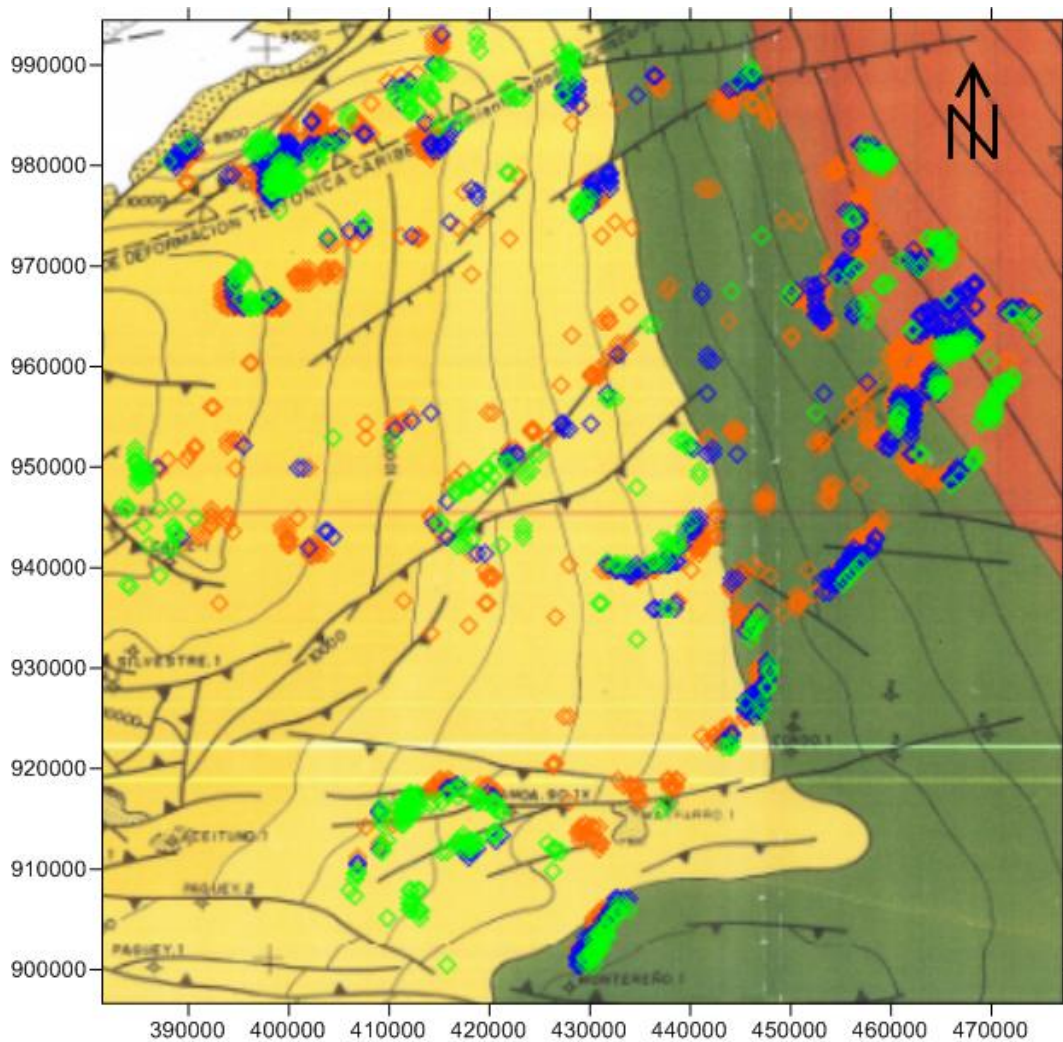


Figura 43. Soluciones de Deconvolución de Euler gravimétrico sobre el mapa geológico-estructural El rango de profundidades se muestra por cada color, color verde (500 a 1500m), color azul (1500 a 2000 m) y color naranja (2000 a 3000 m).

Por su parte la solución obtenida para los datos magnéticos (Figura 47), muestra la mayoría de las soluciones agrupadas en la parte este del mapa entre las longitudes 430000E y 480000E, con una orientación principal N45E, y profundidades comprendidas entre 2000 a 5000 m asociados directamente al levantamiento que sufre el basamento hacia el este de la cuenca. Por su parte la zona oeste del mapa presenta pocas soluciones debido a que la respuesta magnética generada por el basamento se encuentra más profunda.

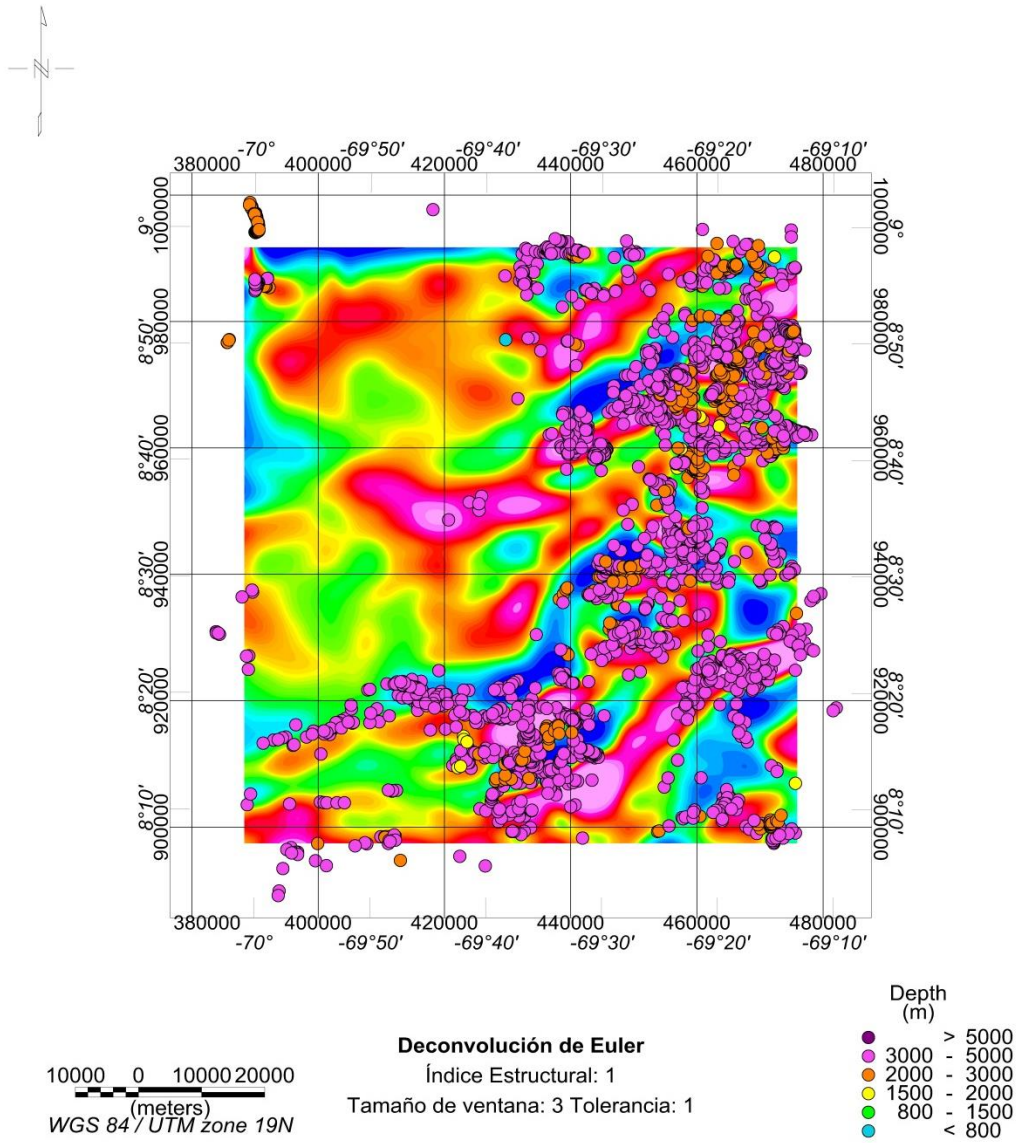







Figura 44. Deconvolución de Euler para métodos magnéticos.

5.5 MODELADO GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICO 2D

Se realizó un modelo 2D con base a en la recopilación de información geológica y de modelos previos realizados en la zona (Arnaiz, 2009; Audemard y Audemard; 2002; Celis, 2017; Chacin *et al.*, 2005; Yoris y Ostos, 1997;) a partir de un perfil de dirección NO-SE (Figura 48).

Los valores de densidad y susceptibilidad magnética fueron tomados a partir de la recopilación bibliográfica realizada (Tabla 9).

Tabla 10. Densidades y susceptibilidades magnéticas usadas en los modelos 2D.

Edad	Densidad(gm/cc)	Susceptibilidad magnética(c.g.s)
	2.1	0.000001
	2.3	0.000001
	2.5	0.000001
	2.67	0.0042 a 0.0068*
	2.75	0.003151

*La respuesta magnética del basamento precretácico se dividió en bloques con diferentes susceptibilidades magnéticas para ajustar el perfil magnético.

En el modelo se exhibe la geometría y las profundidades de las interfases halladas en el subsuelo. La corteza superior presenta profundidades 24 y 22 km, el basamento precretácico muestra profundidades entre 4 y 1.5 km, afirmando el levantamiento del basamento en dirección NO-SE. También se observa una segunda superficie de edad precámbrico cuya profundidad se modeló en función del análisis espectral y también de las respuestas gravimétricas y magnéticas, obteniendo profundidades entre 11 y 9 km.

Los valores negativos entre -47 y -20 mGal, se ajustaron a la zona donde la cuenca posee mayores profundidades entre 2 y 4 km; mientras que, en la zona este del modelo las anomalías entre -15 a 9 mGal se ajustaron al levantamiento que experimenta el basamento, con profundidades entre 2 y 1.5 km.

El perfil magnético, debió ser ajustado a través de la integración de bloques con diferentes susceptibilidades magnéticas. Las anomalías magnéticas mínimas fueron de -210 nT asociadas a la parte más profunda de la cuenca, debido al relleno sedimentario aportado por la erosión continua de Los Andes de Mérida. El bajo de anomalía magnética observado al SE de -120 nT, se relaciona con el levantamiento del basamento y a la cercanía con las rocas plutónicas pertenecientes al Alto de El Baúl.

En las inmediaciones del pozo A, se controla la profundidad del basamento precretácico y de los cuerpos litológicos suprayacentes; los cuales también son observados en la línea sísmica (línea verde: tope Formación Escandalosa y línea naranja: tope Formación Gobernador). Debido al poco control en la geometría de los cuerpos litológicos se evitó crear incertidumbre al SE del modelo.

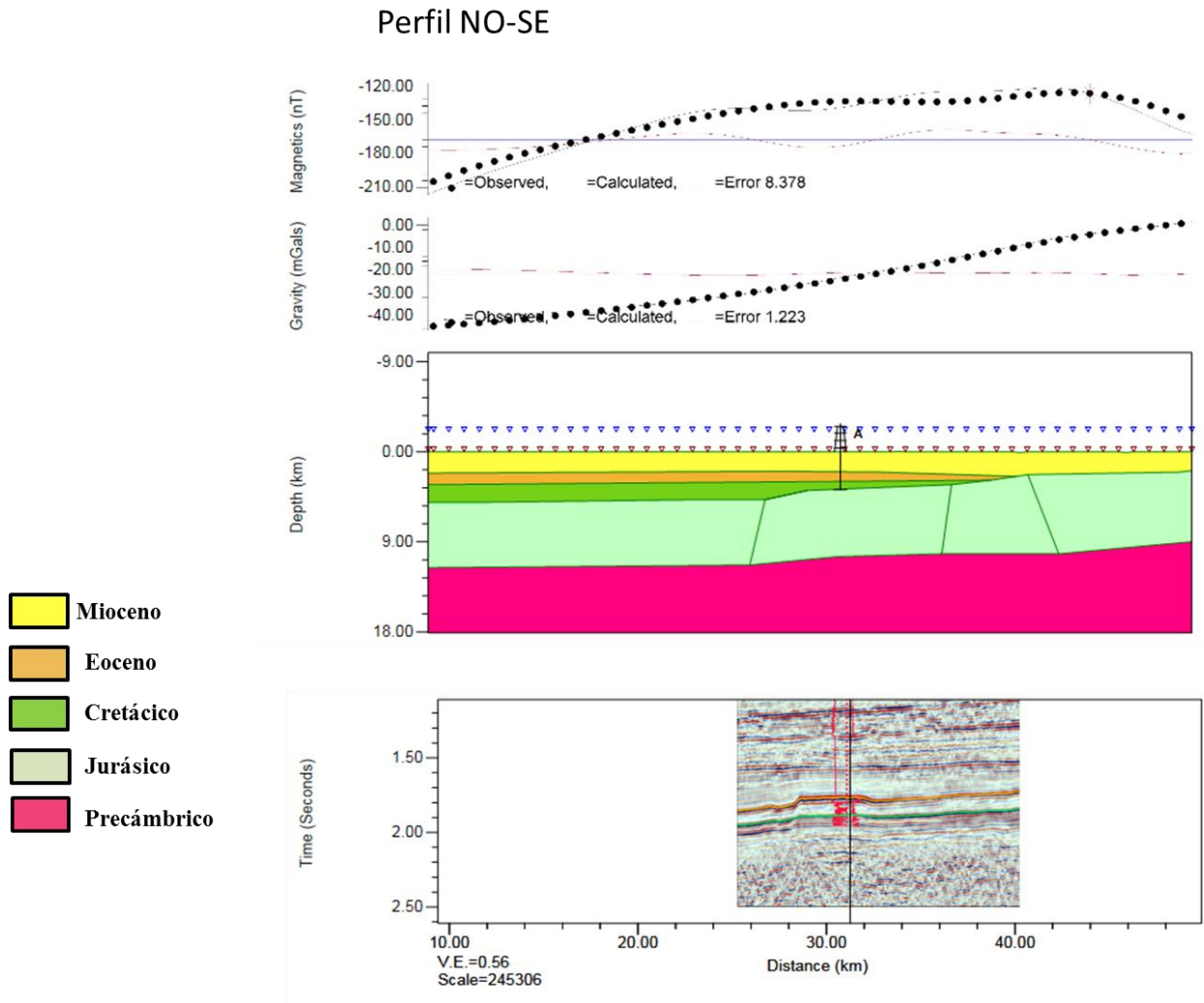


Figura 45. Modelo de Basamento Perfil NO-SE. La línea sísmica de dirección NO-SE fue tomada de (Jaspe, 2004).

5.6 PERFILES GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICOS

En el Perfil AA' la profundidad del basamento precretácico fue modelada en función de las anomalías gravimétricas y magnéticas presentes en el área (Figura 49). Al NO se observa la mayor profundización de la superficie del basamento con 4 km aproximadamente y al SE la cuenca presenta valores más someros de 2 a 1.5 km.

El tope de basamento se muestra irregular, con dos zonas de levantamiento estructural dominados por anomalías de 2.8 mGal, 1.2 mGal para la respuesta gravimétrica y

anomalías magnéticas de 28 nT y 25 nT. Al igual que el modelo NO-SE, se modeló la respuesta magnética mediante la integración de bloques con susceptibilidades magnéticas expuestas en la Tabla 10 en todos los modelos presentados en esta sección.

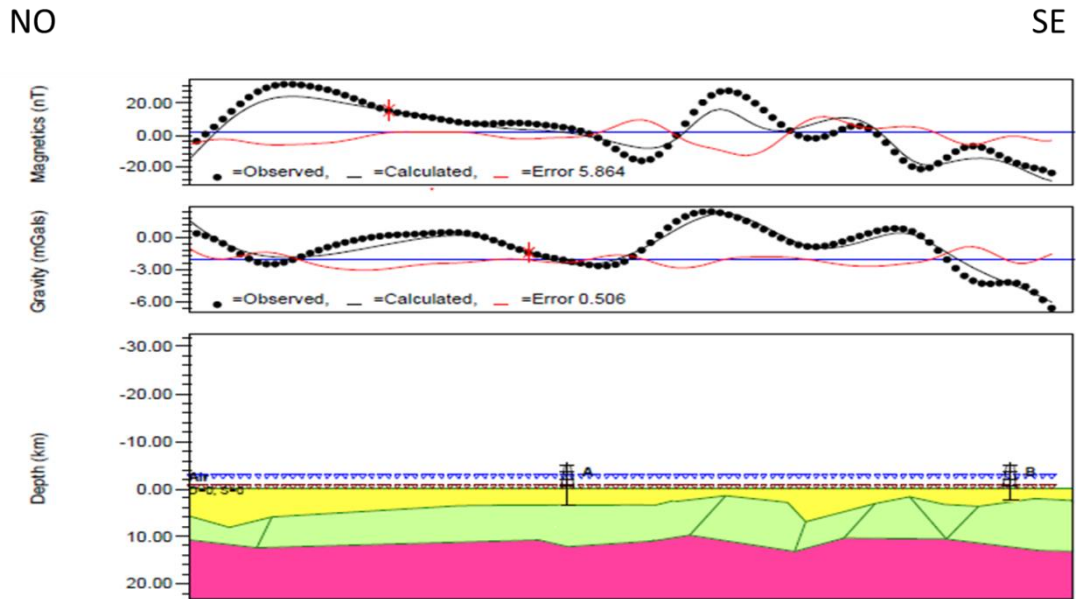


Figura 46. Perfil AA' (N450).

El perfil BB' (Figura 50) sigue la tendencia observada en el perfil anterior (Perfil AA') con profundidades desde 4 a 2 km, a diferencia que los altos estructurales son más apreciables en la respuesta magnética que en la gravimétrica, con valores de 18 nT y 13 nT, separados por un mínimo de -64 nT asociado a baja o ausencia de magnetización.

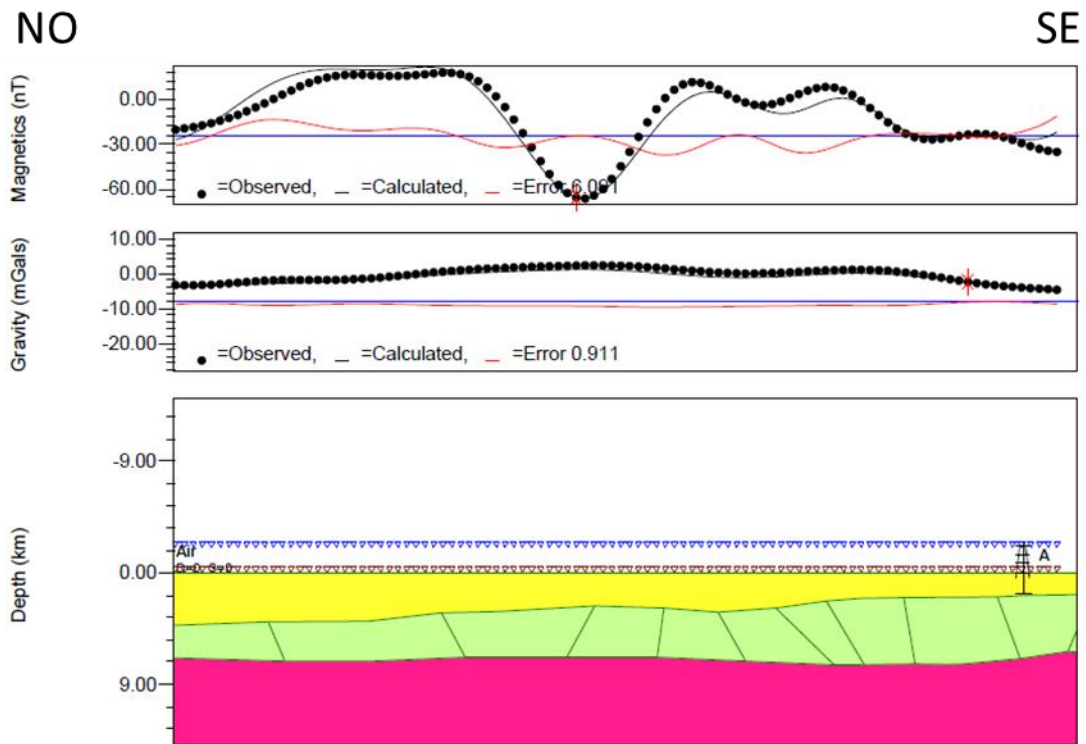


Figura 47. Perfil BB' (N45O).

El perfil CC' toma una orientación de N80E, donde la profundización de la cuenca se ve hacia el SO de la zona (Figura 51). Las anomalías gravimétricas muestran la geometría de la superficie correspondiente al basamento, donde se observa por la dirección del perfil la respuesta de los altos estructurales del basamento con valores de 2 a 4 mGal. Por su parte, la respuesta magnética presenta una anomalía positiva de 28 nT donde el perfil gravimétrico muestra un bajo de -2.5 mGal, entendiéndose que se debe a una estructura que posee alta magnetización.

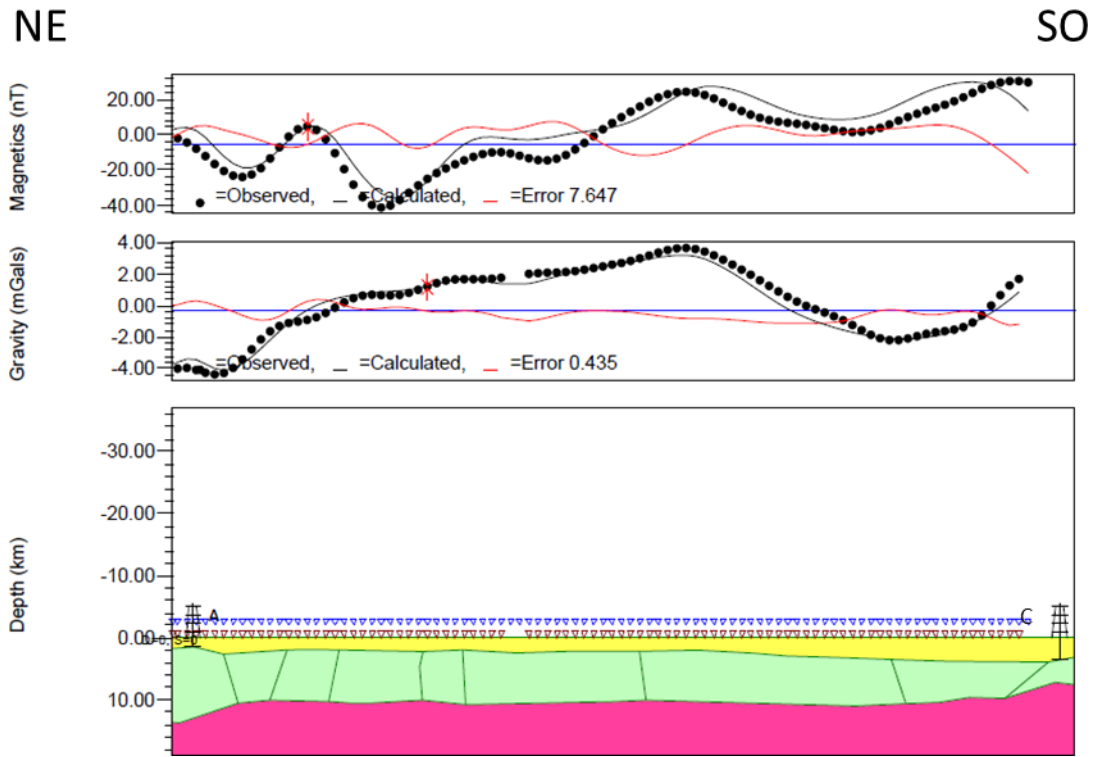


Figura 48. Perfil CC'(N80E).

EL perfil DD' no posee control de profundidades mediante un pozo. Sin embargo, posee un punto de intercepción (I) con el Perfil CC' que ayuda tener un poco de control en esa zona. Las profundidades del tope de basamento precretácico no varían en consideración a los otros perfiles, los cuales varían desde 3.8 a 2 km en dirección NO-SE (Figura 49). El perfil magnético fue ajustado al igual que en los otros modelos por la incorporación de bloques de distintas susceptibilidades magnéticas y justo en la zona donde se encuentra el punto de intersección se observa el alto estructural con valores de 56 nT y 3 mGal.

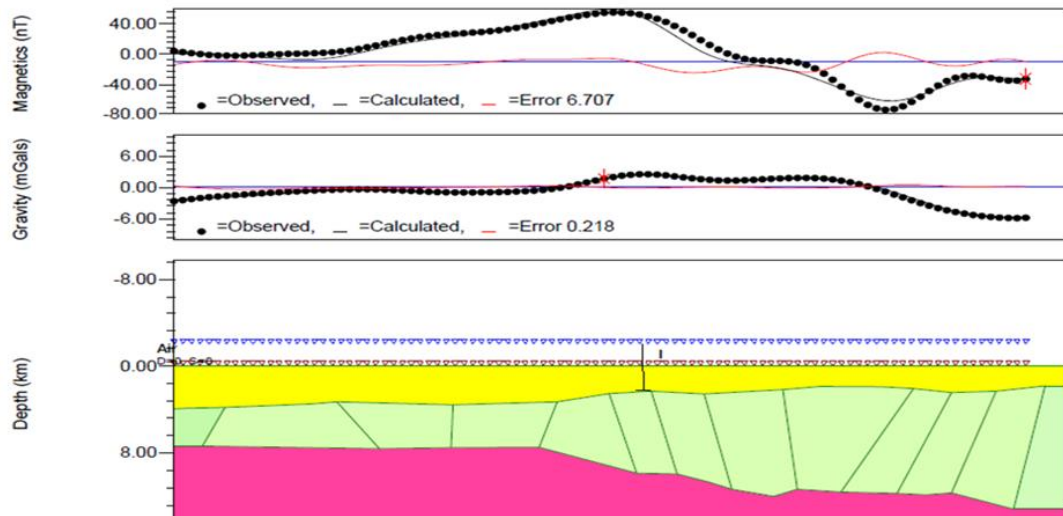


Figura 49. Perfil DD'(N450).

Por último, el perfil EE'' (Figura 53) muestra profundidades de 2.8 a 1.5 km en dirección NO-SE. Los valores de anomalía magnética muestran un máximo de 48 nT asociado a una zona susceptibilidad magnética negativa en la composición del basamento. El perfil gravimétrico no muestra gran variación en los valores de anomalías de Bouguer, observándose un mínimo de -3 mGal asociado a la zona de mayor profundidades y un máximo de 1.2 mGal atribuido al levantamiento paulatino del tope de basamento.

NO

SE

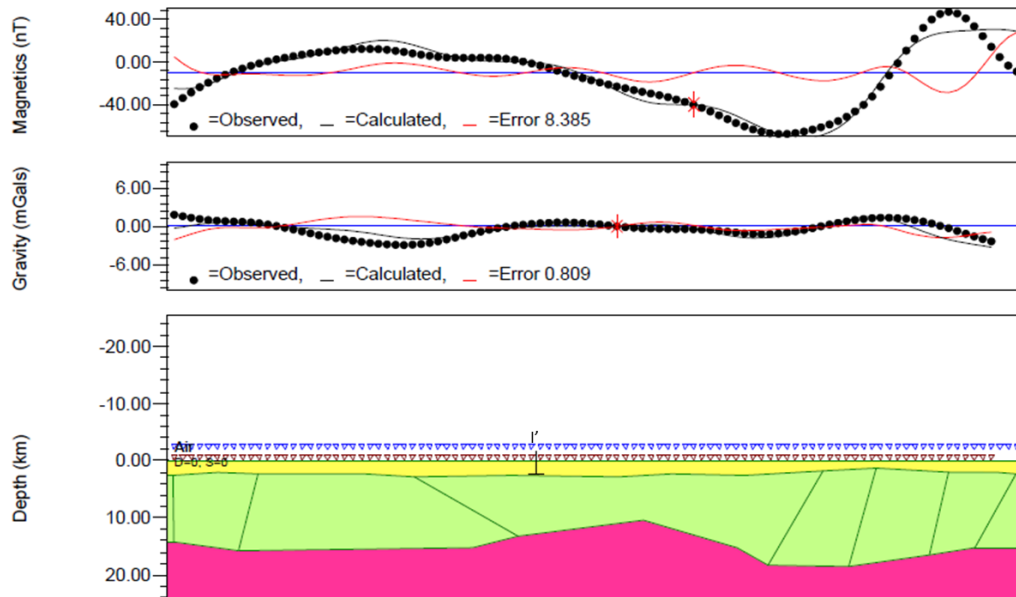


Figura 50. Perfil EE'(N45O).

5.7 MAPA DE BASAMENTO

El mapa obtenido a través de 5 perfiles dentro del área de estudio (Figura 54), presenta una orientación principal de N45E, donde las profundidades descienden en dirección NO-SE. Los máximos valores se encuentran hacia el NO, entre 3000 a 4200 m, los mínimos valores se ubican al SE entre las coordenadas 420000E, 460000E y 920000N, 965000N con valores desde 1.58 a 2 km de profundidad, lo que afirma el levantamiento que sufre el basamento precretácico en el área (Chacin *et al.*, 2005).

Entre las coordenadas 440000E, 470000E y 940000N, 960000N, se observa un mínimo entre 1500 a 1800 m, que posee una orientación NO- SE relacionado a las rocas del Alto de El Baúl, las cuales enmascaran las profundidades del basamento en esa zona.

En relación a mapas anteriores de profundidad de basamento como los realizados por Intevp (1994) y González (2009), la tendencia general mostrada de incremento de profundidades en dirección NO es similar, pero en la región SE, se observa la influencia como se mencionó anteriormente del Alto de El Baul. Sin embargo, en los mapas anteriores las profundidades máximas son de aproximadamente 3400 m y en el mapa generado se alcanzan profundidades de hasta 4000 m en la zona de estudio y valores mínimos de 1500 m donde en la investigación fueron de 1700m.

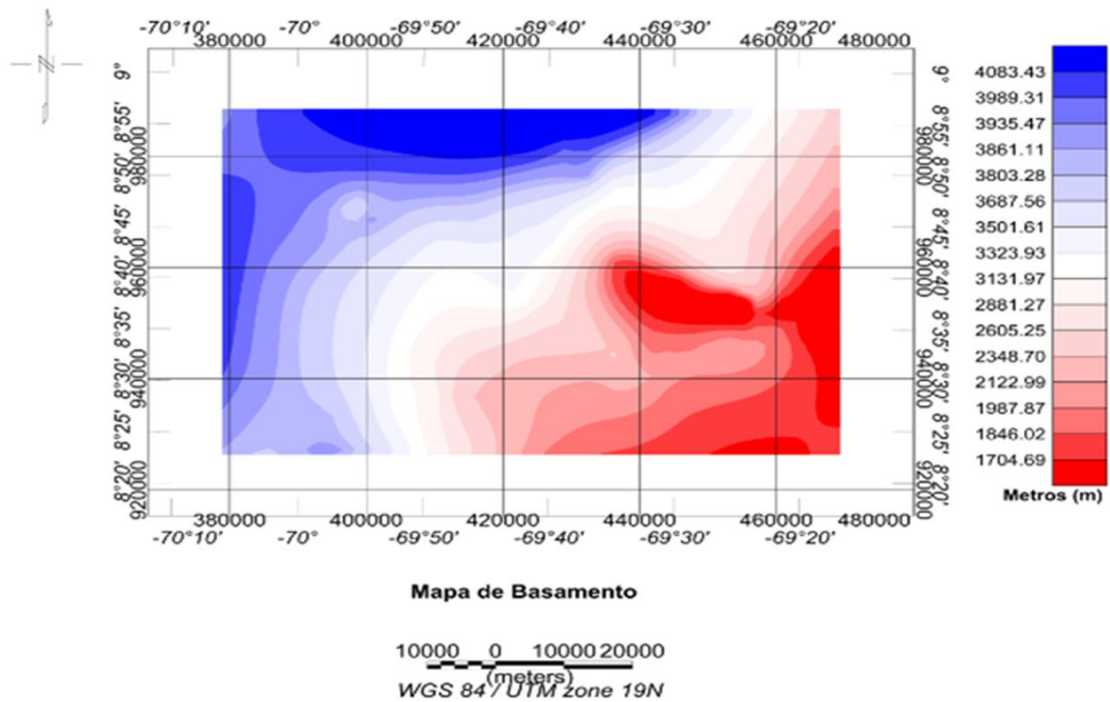


Figura 51. Mapa de Basamento precretácico.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De la interpretación gravimétrico-magnética integrada en la región objeto de estudio, se concluye lo siguiente:

- El análisis estadístico de los datos de Anomalía de Bouguer a diferencia de los datos de anomalía magnética, presenta una distribución multimodal atribuida a la ubicación de la zona que se encuentra influenciada por Los Andes de Mérida, el depocentro de la cuenca y a su vez por la cercanía del Alto de El Baúl.
- Se confirma que la Cuenca Barinas-Apure se hace más profunda hacia el noroeste de la zona de estudio, lo cual induce a pensar que las áreas más prospectivas deberían encontrarse entre el área de estudio y el flanco Sur Andino, condicionado a la existencia de estructuras que faciliten la acumulación de hidrocarburos.
- En función de la información geológica, sísmica, pozos y análisis de los mapas de Anomalía de Bouguer, Anomalía magnética, así como los resultados obtenidos en los modelos 2D, se determinó que la zona de estudio se encuentra sobre un alto estructural con dirección NE-SO que podría tener continuidad hacia el Arco de El Baúl.
- Los mapas de Anomalía de Bouguer residual muestran máximos valores de 1.5 mGal y mínimos de -0.6 mGal con orientación N45E y el mapa de Anomalía magnética residual, presenta máximos de 19 nT y mínimos -21.2 nT, con cambios en la dirección de los contornos que van desde E-O en la zona oeste del mapa y en la zona este de N45E. Las variaciones de ambos mapas son producidos por el levantamiento del basamento precretácico y la heterogeneidad en su composición.
- El mapa de Anomalía de Bouguer Residual muestra anomalías positivas que varían entre 0.5 a 1.5 mGal, las cuales representan un levantamiento del

basamento, confirmado en las soluciones de la Deconvolución de Euler que arrojan resultados entre 2000 y 1500 m. Además se relacionó las soluciones de Euler con fallas inversas paralelas a la Falla de Boconó con dirección NE-SO que se extienden hasta el basamento precretácico con hasta 3000m de profundidad.

- El basamento de la Cuenca Barinas-Apure presenta un levantamiento hacia el noreste, propio de la configuración de las cuencas tipo ante país, causado por la flexura de un orógeno y el posterior fenómeno de “abultamiento” a lo largo de la extensión de la cuenca.
- La respuesta somera presente en los espectros gravimétrico y magnético, de profundidad 1.65 y 2.02 km respectivamente, es atribuida a la interfaz entre las Formaciones Aguardiente, Escandalosa, La Morita, Quevedo (dominadas principalmente por areniscas macizas, areniscas calcáreas y lutitas) y la Formación Gobernador (areniscas cuarzosas y las calizas arrecifales de su Miembro Masparrito) interpretado a su vez gracias a información sísmica y de pozos recopilada de la zona de estudio.
- Se recomienda generar nuevas campañas de exploración magnética y gravimétrica que ayuden a definir las diferentes respuestas observadas en profundidades mayores al basamento precretácico.

CAPÍTULO VII

BIBLIOGRAFÍA

- Alberti, H. (2012). *Generacion de mapa de basamento de la cuenca Barinas-Apure de Venezuela a partir de datos gravimetricos y magneticos de origen satélital*. Escuela de Geología, Minas y Geofísica ,Universidad Central de Venezuela,Caracas.
- Arnaiz, M. (2009). *Modelado Gravimétrico Cortical de la zona Noroccidental de Venezuela*.Escuela de Geología, Minas y Geofísica ,Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Arnaiz, M., y Audemard, F. (2014). Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo block. *Journal of South America Earth Sciences*, 56, 251-264.
- Audemard, F. (1991). *Tectonics of western of Venezuela*. Trabajo de grado de Doctorado.Universidad de Rice, Houston.
- Audemard, F. A., Romero, G., Rendon, H., y Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*,69 (3-4), 181-233.
- Audemard, F., y Audemard, F. (2002). Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 299-327.
- Bachmann, R. (2001). The Caibbean Plate and the question of its formation. *Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg*.
- Barthelmes, F.y Köhler, W., 2016.*International Centre for Global Earth Models (ICGEM)*, in: Drewes, H., Kuglitsch, F., Adám, J. *et al.*,The Geodesists Handbook 2016. *Journal of Geodesy* (2016), 90(10), pp 907-1205.

- Bucher, W. (1952). Structure and orogenic history of Venezuela. *Memoir of the Geological Society of America* 49, 1-113.
- Campos, C. (1977-c). Estratigrafía de la secuencia post-Paleozóica en la región de Calderas. *Cong.Latinoamericano Geol. I.*, Caracas, Noviembre 1973, Memoria, Bol.Geol., Caracas, Public. Esp 7, III:1723-1741.
- Celis, S. (2017). *Modelo Gravimétrico 3D de los Andes de Mérida.*. Universidad Simon Bolívar. Sartenejas.
- Chacin, E. (2016). Distribución regional de los crudos en la Cuenca Barinas, Venezuela. *Geólogo Consultoria GPSI, CP 5201-A Barinas Venezuela.*
- Chacin, L. (2009). *Análisis de subsidencia de la Cuenca Barinas-Apure.* (Tesis de Maestría). Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Chacin, L., Jacome , M., y Izarra, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas–Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405(1-4), 155-167.
- De Cizancourt, H. (1933). Tectonic structure of Norththern Andes in Colombia and Venezuela. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 17, 211-228.
- Duerto , L., Escalona, A., y Mann, P. (2006). Deep Structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *The American Association of Petroleum Geologists* 90, 505-528.
- Erasmó, A. (2002). Análisis Geoestadístico y Espectral de datos aeromagnéticos de la zona centro-occidental del Estado Amazonas. Escuela de Geología, Minas y Geofísica ,Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Feo-Codecido, G. (1954). Notas petrológicas sobre formaciones que afloran en la región de El Baúl, Estado Cojedes. *Boletín de Geología. Caracas*, 3(8),109-121.

- Feo-Codecido, G. (1972-a). Contribución a la estratigrafía de la cuenca Barinas-Apure. *Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, Noviembre 1969, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp 5, II:773-790.*
- Feo-Codecido, G., Smith, F., Aboud, N. y Di Giacomo, E. (1984). "Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basin". *Geological Society of America, M. 162, 175-187.*
- Figueroa, L., Gil, E., Daal, A., y Peraza, H. (1994). Analisis Estructural-Estratigrafico del area Barinas Norte (Cuenca de Barinas) y su importancia en la exploracion de Hidrocarburos. *Sociedad Venezolana de Geólogos Mem. V Simposio Bolivariano. Caracas, 164-166.*
- Furrer, M. A. (1967). The depositional environment of the Mene Grande Formation. *Asociación Venezolana de Geología Minería y Petróleo. Boletín Informativo, 10 (7), 192-195.*
- Geosoft Inc. (2006a). *Tutorial and user guide: Gravity data processing extension for Oasis Montaj v6.3.* (N. Whitehead, y C. Musselman, Edits.) Toronto: Geosoft Oasis Montaj.
- Gonzalez de Juana, C., Iturralde de Arrozena, J. M., y Picard Cadillat, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.* Caracas: Ediciones Foninves.
- González, W. (2009). *Interpretación del basamento precretácico en las Cuencas Barinas-Apure y Oriental de Venezuela.* Tesis de Maestría-. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Granja, J. (2005). *Geodinámica del borde noreste de la Placa Caribe.* (PhD). Universidad Complutense de Madrid. Madrid.
- Hinze, A. B., Hinze, Aiken, Brozena, Coakley, Dater y Winester. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics, 70(4), J25-J32.*

- Hospers, J., Wijnen, J. C. (1959). The gravity field of Venezuela Andes and adjacent basins. *K. Ned. Akad. Wet., Versl. Gewone Vergad Afd Natuurk*, 23(1), 1-95.
- Intevep. (1994). Análisis Geológico Integrado de las Cuencas de Barinas y Maracaibo. *Centro de Investigacion y Apoyo Tecnológico de Petróleos de Venezuela, S.A., Los Teques.*, 33.
- Jacome, M., Audemard, F., & Graterol, V. (1995). A seismic, gravimetric and geologic interpretation of a transandean profile across The Venezuela Andes. *I Latinoamerican Geophysical Congress*. Rio de Janeiro, Brasil: 15-18.
- James, K. J. (2005). Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate and arguments for an in situ origin. *Transactions of the 16th Caribbean Geological Conference, Barbados. Caribbean Journal of Earth Science Geological Society of Jamaica*, 39, 47-67.
- Jaspe, J. (2004). *Generacion de modelos de basamento de los arcos Arauca y Mérida en la Cuenca Barinas-Apure a través de integracion de datos geofísicos*. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain correction using a digital computer. *Geophysics*, 27(4).
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science.
- LaFehr, T. R. (1991). An exact solution for the gravity curvature. *Geophysics*, 56(8), 1179-1184.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge: Cambridge.
- Medina, P. (2017). *Modelado Bidimensional de la Corteza de los Andes de Mérida en el perfil de reflexión Andes Sur, a partir de sísmica de refracción profunda* (Tesis de Maestría). Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela. Caracas.

- Meschede, M., y Frisch, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296, 269–291.
- Milson, J. (2003). *Field Geophysics The Geological Field Guide Series*. University College London: Wiley.
- Muñoz, J. N. (1966). Descripción de las formaciones Humocaró y Quebrada Arriba en sus localidades tipo de Los Andes de Lara., *Asociación Venezolana de Geología Minería y Petróleo. Boletín Informativo* 9(5), 137-145.
- Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2).
- Orihuela, N., García, A. (2015). Deconvolución de Euler de datos gravimétricos del segmento central de la zona de borde sur de la Placa Caribe. *Boletín de Geología*, 37 (2), 25-39.
- Pérez, K. M. (2014). *Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos del perfil Guasdalito, Edo. Apure-Encontrados, Edo. Zulia, Región Sur Andina*. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Pierce, G. R. (1960). Geología de la Cuenca de Barinas. *Mem. III Congreso Geológico Venezolano*, 1:214-276.
- Pindell, J. L., y Barrett, S. F. (1990). Geologic evolution of the Caribbean Region: a Plate tectonic perspective. In: DENG, G. & CASE, J. E. (eds) *The Caribbean Region. The Geology of North America*, H. Geological Society of America, 405–432.
- Pindell, J. L., y Cande, S. C. (1988). A plate kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155, 121-138.
- Pindell, J. L., y Kennan, L. (2001). Processes and events in the terrane assembly of Trinidad and eastern Venezuela. *Transactions of the 21st GCSSEPM Annual Bob F. Perkins Research Conference: Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, 159-192.

- Pindell, J. L., y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications* 2009, v.328, 1-:55.
- Portilla, A., y Osuna, S. (2003). Cuenca Barinas Apure, Consideraciones Estratigráficas y Estructurales, IV Simposio Bolivariano de Exploración de las Cuencas Subandinas, Bogotá, Memorias, Tomo II.
- Reid, A., Allsop, L., Granser, H., Millet, A. y Somerton, I. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, 80-91.
- Reid, A. B., & Thurston, J. B. (2014). The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. *Geophysics*, 79 , 61-66.
- Rod, E. (1956b). Strike-slip faults of northern Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 40(3), 457-476.
- Schlumberger.(2017). *Schlumberger Oilfield Glossary*. Obtenido de <http://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms>
- Spector, A., & Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpretation aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge: University Press.
- Viscarret, P., Urbani, F. y Wright, J. (2012). Una Nueva Geocronología del Macizo El Baul, Cojedes, Venezuela. *Congreso Geológico Venezolano. Geos*, 42,1-14.
- Walter, G. (2006). *Compilacion de datos magnéticos en el norte de Venezuela y el Caribe y un estudio de prueba en el Graben de Espino*. Escuela de Geología, Minas y Geofísica ,Universidad Central de Venezuela. ,Caracas.

- Werner, S. (1953). Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sveringes Geoliska Undersok, Arsbok 43, n°6, series C, n°508.*
- Yegres, L. (2017). *Modelado Bidimensional de la corteza de los Andes de Mérida en el perfil Andes Central, a partir de sísmica de refracción profunda* (Tesis de Maestría). Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Yoris, F., & Ostos, M. (1997). Geología de Venezuela: Geología general y Cuencas Petrolíferas. En: Singer, J., ed., *WEC 1997. Evaluación de pozos: Schlumberger-Surencó C.A.* Texas: 1ra ed., Jolley Printing. 1-44.
- Zhang, C., Mushayandebvu, M., Reid, A., y Fairhead. (2000). Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, 65(2):,512-520.

APENDICES

APENDICE A

Una vez cargado los datos se selecciona la opción Clúster Jerárquico, en la cual se despliega una ventana (Figura 55). En la ventana se debe seleccionar la variable que se desea analizar y el número de clúster deseados (número de grupos) y se genera una columna con los números de conglomerados. Para efectos de la investigación se colocó en la opción: Número de clústeres 3, en función de los 3 picos observados en los datos del histograma de Anomalía de Bouguer completa

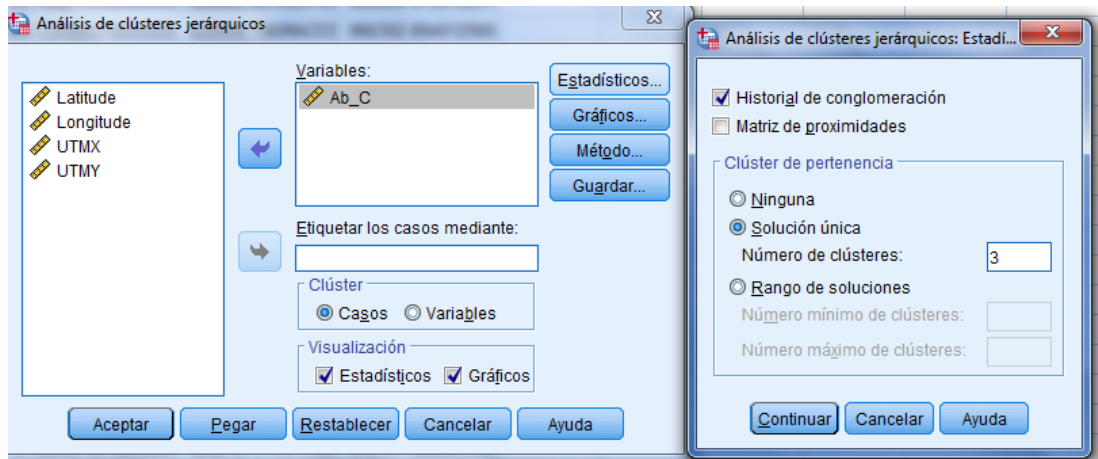


Figura 52. Ventana del Análisis de conglomerados del programa IBM SPSS Statistics 25.

ANEXO 1: INFORMACIÓN PREVIA USADA PARA EL MODELAJE 2D.

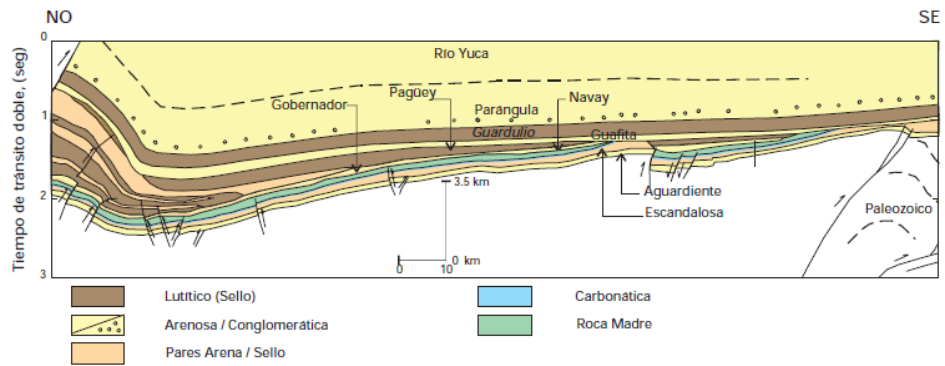


Figura 53. Sección NO-SE de la Cuenca de Barinas-Apure. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

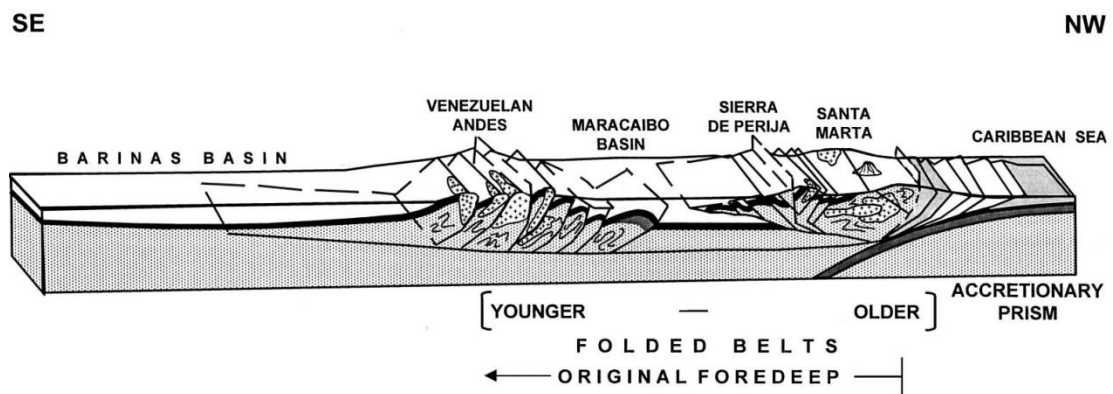


Figura 54. Los Andes de Mérida en relación a un orógeno flotante. Tomado de Audemard y Audemard, (2002).

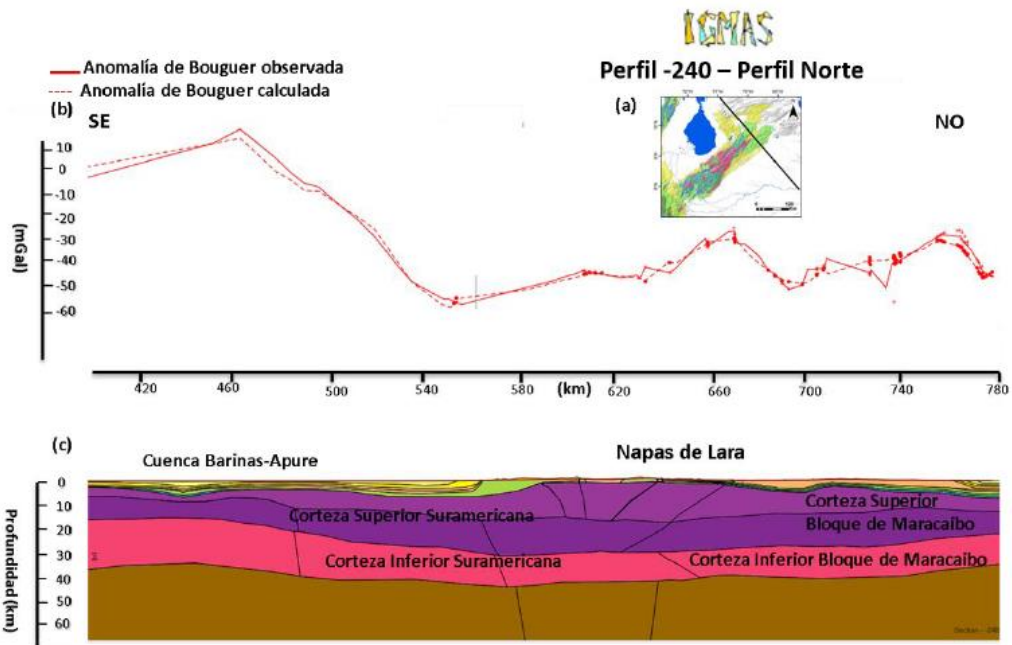


Figura 55 .Modelado gravimétrico, intersectando el límite norte de Los Andes de Mérida.

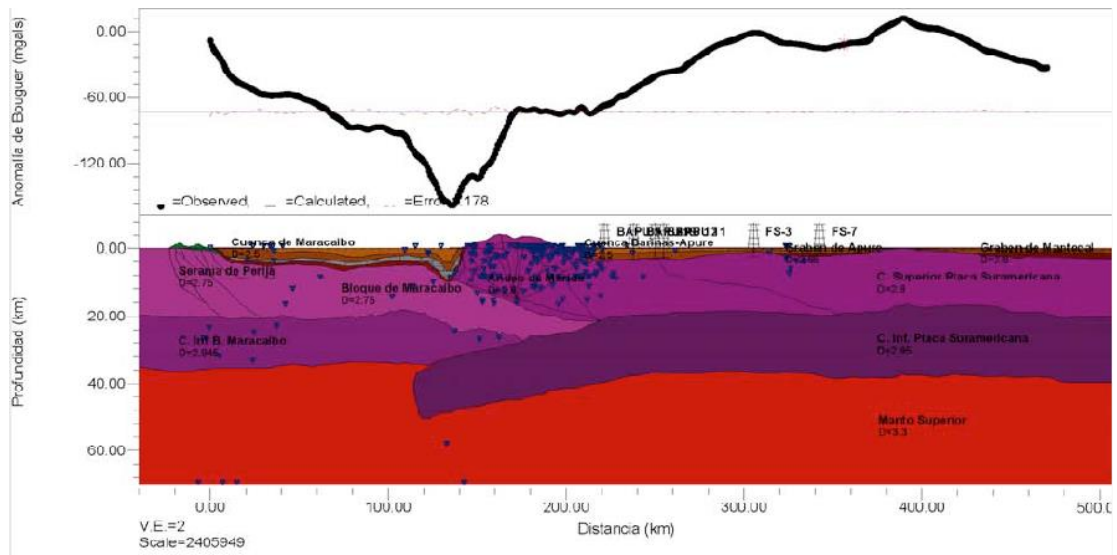


Figura 56. Modelo gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela. Tomado de Arnaiz (2009).

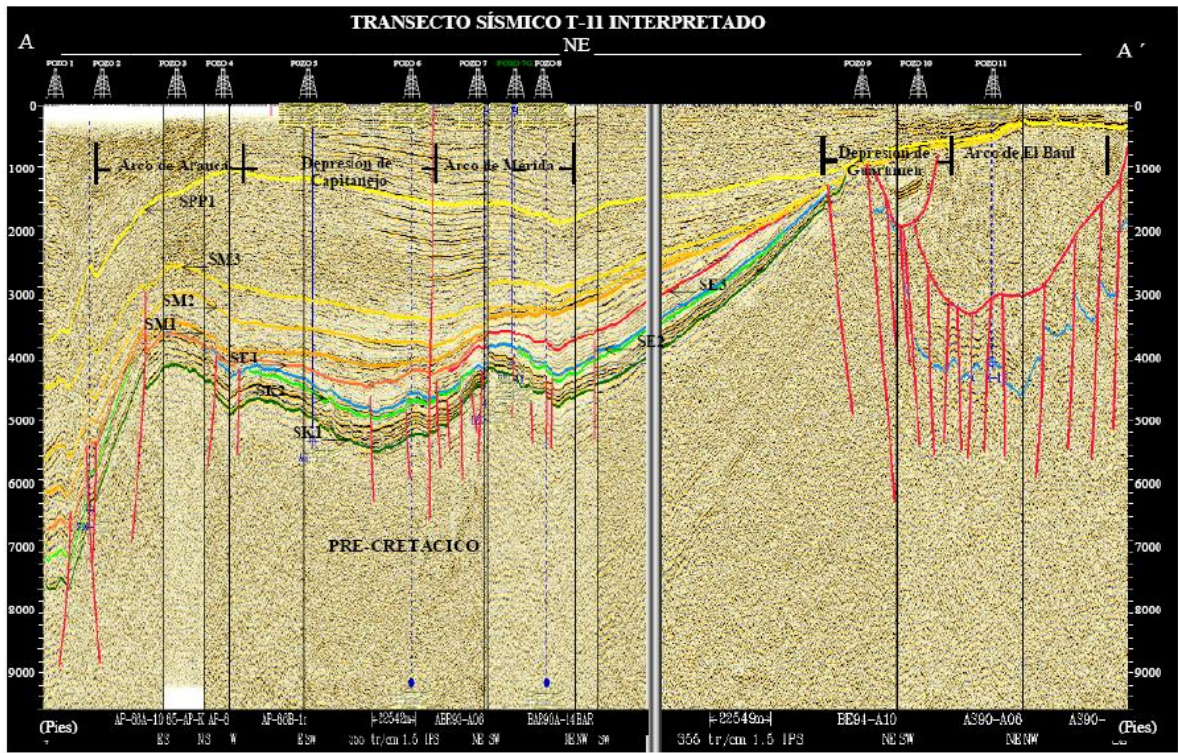


Figura 57. Transecto sísmico T-11 interpretado a partir de tectonosecuencias. Tomado de Jaspe (2004).