

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

**GENERACIÓN DEL MAPA DE BASAMENTO DE LA CUENCA DE FALCÓN, A
PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS SATELITALES**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Nuris Orihuela

CO-TUTOR ACADÉMICO: Prof. Franck Audemard

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Andreina García

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Linares M., Fabian J.
para optar al título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, mayo de 2013

DEDICATORIA

Muchas personas merecen mi reconocimiento en este apartado, pero me gustaría expresar agradecimientos a quienes probablemente no podrían leer esta investigación y a mi abuela Omayra.

Dedicada a la memoria de mis abuelos José Manuel, Ana Consuelo y Violeta.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios por todas las oportunidades brindadas y a mis padres Fabian y Nathaly por hacerlas realidad y motivarme a seguir adelante. Agradezco a mis hermanas Laura, Nathalya y María por ser mis motivos a superarme y a mis abuelos Servia y Wilfredo por el apoyo brindado durante mis estudios. Gracias Inés por estar en todo momento incondicionalmente y ayudarme cuando lo necesité. Gracias Espartaco y Flía. Rodríguez por abrirme las puertas de su hogar y brindarme su amistad. Gracias a mis tíos(as) que me han brindado su ayuda.

Gracias a mi país por ofrecerme una educación de calidad. A la UCV le debo mucho, no alcanzarían palabras para expresar mi gratitud, por educarme a vencer las sombras. Es cierto que llegar lejos para un UCvista no es estar sobre las nubes, sino debajo de ellas; siempre estaré orgulloso de ser egresado de este hogar.

Prof. Nuris Orihuela, ha sido un placer y un honor, es invaluable lo que he aprendido de usted y la dedicación que ha puesto en mí y en la investigación, espero algún día volvamos a investigar. Andreína, gracias por tu apoyo, amistad y por dedicarle tanto a esta investigación. Prof. Franck Audemard, agradecido por su colaboración invaluable para la realización de este trabajo.

Agradezco a la ABAE, y en especial al departamento de propiedades físicas de la Tierra, por el ambiente de trabajo, las herramientas brindadas y por su apoyo a la investigación.

Sofía, Nestor, Jorge, Halis, Manuel Bravo, Miguel Castro, Atilio, Said, Armando, Juan, Amaury, Katuska, Dionisio, Laura y Marco gracias por toda la ayuda, amistad y experiencias que compartimos, siempre los consideraré mis amigos. Gracias Carlos Corredor, Carlos Fuenmayor, Sarita, Andrés, Miguel Camacho, Pepe, Jesús, Frank, Harnold, Zuliangel, Gabriela, Luis L., Luis C., Sinaí, Alexay, Gerardo y Macero por su compañerismo y amistad.

Gracias a todos los profesores en las escuelas de geofísica, geología y el básico por la enseñanza, consejos y ayuda brindada. Especialmente Inírida Rodríguez, José Cavada, Ricardo Alezones, David Mendi, Lebjulet Braganti, Enzo Caraballo, Orlando Méndez, Yaraixa Pérez, Adriana González, Ander de Abrisqueta, Lenin González, Jesús González, Rafael Falcón, Feliciano de Santis, Mariano Arnáiz, Yanet Garzón, Ricardo Ambrosio, Vincenzo de Lisa, Antonio Ughi, Andrés Espeso, Juan Infante, Enrique Toribio, Robinson Arcos, Belkis Blanco, Graciela Martins.

Linares M., Fabian J.

GENERACIÓN DEL MAPA DE BASAMENTO DE LA CUENCA DE FALCÓN, A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS SATELITALES

Tutor Académico: Nuris Orihuela; Co-tutor Académico: Franck Audemard;

Tutor Industrial: Andreina García

Palabras clave: basamento, cuenca de Falcón, mapa, satélite, gravimetría, magnetometría, espectro, modelado, tectónica.

RESUMEN

La investigación presenta un mapa de profundidades del basamento cristalino de la cuenca de Falcón a partir de la caracterización de la composición espectral de los campos potenciales derivados de modelos combinados (EGM2008 y EMAG-2). Esto fue realizado mediante el cálculo de espectros de potencia radial para la zona en estudio, generando un conjunto de datos de profundidades de interfases que representan los mayores contrastes de densidades (en el caso gravimétrico) y de magnetización (en el caso magnético). Son modelados 5 perfiles geológicos orientados y localizados de acuerdo a las principales estructuras de interés.

Los resultados muestran rasgos tectónicos importantes, principalmente orientados al origen conjunto de las cuencas de Falcón y Bonaire, la acreción de provincias geológicas en todo el noroccidente de Venezuela y la frontera tectónica entre el bloque de Trujillo y el bloque de Maracaibo. Rasgos de menor envergadura o locales son observados principalmente en la separación y rotación de las Antillas de Sotavento y en el emplazamiento de complejos geológicos en la Península de Paraguaná.

Se elabora un mapa de profundidad de Conrad a partir de la descomposición espectral de la señal que sugiere una separación a nivel intracortical de Aruba con Curazao, un mapa de profundidad de Mohorovicic calculado a partir de los modelos geológicos que muestra un adelgazamiento cortical en Falcón oriental y modelos 3D que permiten una visión espacial de las interfases obtenidas y la disposición de algunos cuerpos geológicos de interés.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
RESUMEN	iv
ÍNDICE GENERAL	v
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABLAS	xi
CAPÍTULO I	
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.1 El problema de la investigación.....	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general.....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Justificación	3
1.4 Ubicación del área en estudio.....	3
CAPÍTULO II	
MARCO GEOLÓGICO	5
2.1 Teoría de autoctonía	5
2.2 Teoría de aloctonía.....	8
2.3 Evolución tectónica de la cuenca de Falcón.....	20
2.3.1 Extensión intra-arco durante el Paleógeno (figura 23).....	22
2.3.2 Transtensión del Oligoceno – Mioceno Temprano	24
2.3.3 Transpresión del Mioceno Medio en adelante	26
CAPÍTULO III	
MARCO TEÓRICO	29
3.1 Campos potenciales	29
3.2 Funciones armónicas.....	29
3.3 Atracción y potencial gravitacional	32
3.4 Potencial magnético.....	33
3.4.1 Intensidad del campo magnético	34

3.4.2 Permeabilidad magnética y susceptibilidad	34
3.5 Análisis de los armónicos esféricos	35
3.6 Campos gravimétricos regionales	35
3.6.1 Anomalías gravimétricas	35
3.6.2 Representación por series de Fourier. Filtrado y realce de la anomalía.....	36
3.7 El campo geomagnético	37
3.7.1 Elementos del campo geomagnético	38
3.7.2 Referencia Internacional del campo magnético	39
3.7.3 Variaciones seculares	39
3.7.4 Anomalías magnéticas.....	39
3.8 El método directo	40
3.9 El método inverso	40
3.9.1 Análisis espectral	40
3.9.2 Deconvolución de Euler.....	41
3.9.3 Técnica de la señal analítica	42
3.9.4 Deconvolución de Werner	42
3.9.5 Técnica del número de onda local	43
CAPÍTULO IV	
MARCO METODOLÓGICO	44
4.1 Revisión de bibliografía	45
4.2 Recopilación de los datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados	45
4.2.1 Análisis estadístico de los datos	45
4.2.2 Filtrado regional-residual de las anomalías	46
4.3 Estudio de la composición espectral de los datos gravimétricos y magnéticos	47
4.4 Construcción del mapa del basamento.....	49
4.5 Modelado integrado (gravimétrico-magnético) de secciones geológicas de la cuenca de Falcón	49
CAPÍTULO V	
RESULTADOS Y ANÁLISIS	50
5.1 Análisis estadístico	50
5.2 Gravimetría.....	54
5.2.1 Filtrado de las anomalías de Bouguer	56

Anomalías de Bouguer regionales.....	56
Anomalías de Bouguer residuales	58
5.2.3 Análisis de la composición espectral gravimétrica.....	60
a) Mapas de profundidad de basamento.....	63
b) Mapas de profundidad de la interfase somera.....	68
c) Mapa de profundidades de Conrad.....	72
5.3 Magnetometría	74
5.3.1 Filtrado de la anomalía magnética	76
Anomalías magnéticas regionales.....	77
Anomalías magnéticas residuales	79
5.3.2 Análisis de la composición espectral de la señal magnética	81
a) Mapa de interfase magnética profunda	83
b) Mapa de la interfase magnética somera	85
5.4 Modelado	87
5.4.1 Perfil N°1	89
5.4.2 Perfil N°2	94
5.4.3 Perfil N°3	97
5.4.4 Perfil N°4	100
5.4.5 Perfil N°5	102
5.4.6 Mapa de Mohorovicic	104
5.4.7 Mapa del Terreno Falconia.....	105
5.4.8 Modelaje en tres dimensiones.....	106
CAPÍTULO VI	
CONCLUSIONES.....	112
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área en estudio	4
Figura 2. Las dos hipótesis que explican el origen de la corteza Caribeña	5
Figura 3. Reconstrucción paleogeográfica de la región Caribeña en el Calloviense/Oxfordiense	6
Figura 4. Reconstrucción paleogeográfica de la región Caribe en el Aptiense/Albiense.....	7
Figura 5. Reconstrucción paleogeográfica de la región Caribe en el Campaniense.....	7
Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica de la región Caribe para el Mioceno	8
Figura 7. Reconstrucción de la placa en el Jurásico temprano	9
Figura 8. Reconstrucción en el Jurásico medio	10
Figura 9. Reconstrucción en el Oxfordiense temprano	11
Figura 10. Reconstrucción en el Jurásico tardío (Tithoniense, anomalía M-21).....	12
Figura 11. Reconstrucción en el Cretácico temprano (Valanginiense, anomalía M-10).....	12
Figura 12. Reconstrucción en el Cretácico temprano (Aptiense, anomalía M-0)	13
Figura 13. Reconstrucción en el Cretácico medio (Albiense tardío, posiciones interpoladas)	14
Figura 14. Reconstrucción en el Cretácico tardío (Campaniense temprano, anomalía 34)..	15
Figura 15. Reconstrucción en el Cretácico tardío (Maastrichtense, anomalía 32)	16
Figura 16. Reconstrucción en el Paleoceno (anomalía 25)	16
Figura 17. Reconstrucción en el Eoceno medio (anomalía 21).....	17
Figura 18. Reconstrucción en el Oligoceno temprano (anomalía 13)	18
Figura 19. Reconstrucción en el Mioceno temprano (anomalía 6).....	19
Figura 20. Reconstrucción en el Mioceno tardío (anomalía 5).	20
Figura 21. Evolución de la cuencas pull-apart de Falcón y Bonaire.	21
Figura 22. Modelo pull-apart para las regiones de Falcón y Bonaire, ilustrando la distribución de los altos eocenos-oligocenos y subcuencas	21
Figura 23. Modelo retroarco Paleoceno-Eoceno para la cuenca de Falcón.....	22
Figura 24. Reconstrucción tectónica del Oligoceno que muestra los eventos de la fase tectónica N°1.....	23
Figura 25. Reconstrucción tectónica del Mioceno temprano que muestra los eventos de la fase tectónica N°2	25

Figura 26. Reconstrucción tectónica del Mioceno medio a tardío que muestra los eventos de la fase tectónica N°3	27
Figura 27. Situación tectónica actual de la cuenca de Falcón.	28
Figura 28: Visualización el comportamiento de los armónicos con base en los valores de “ l ” y “ m ”	31
Figura 29. Dos bucles de corrientes I_a e I_b separadas por una distancia r	33
Figura 30. Representación gráfica de los elementos del campo magnético	38
Figura 31. Ejemplo de un espectro radial de potencia de un campo magnético.....	41
Figura 32. Flujograma de la metodología investigativa empleada.	44
Figura 33. Filtrado de los datos gravimétricos	46
Figura 34. Filtrado de los datos magnéticos	47
Figura 35. Ejemplo de espectro de potencia de datos gravimétricos en la cuenca Paradox.	47
Figura 36. Movimiento de las ventanas.....	48
Figura 37. Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos.....	50
Figura 38. Diagrama de caja y bigotes de los datos gravimétricos.	51
Figura 39. Histograma de frecuencia de los datos magnéticos.....	52
Figura 40. Diagrama de caja y bigotes de los datos magnéticos.	53
Figura 41. Mapa de anomalías de Bouguer de la zona en estudio.....	55
Figura 42. Espectro de potencia gravimétrico de la zona en estudio	56
Figura 43. Mapa de anomalías regionales de Bouguer.....	57
Figura 44. Espectro de potencia del mapa de anomalías de Bouguer regional	58
Figura 45. Mapa de anomalías de Bouguer residual	59
Figura 46. Espectro de potencia del mapa de anomalías de Bouguer residual.....	59
Figura 47. Representación de la ubicación espacial de las profundidades calculadas en los espectros de potencia para la interfase basamento	61
Figura 48. Representación de la ubicación espacial de las profundidades calculadas en los espectros de potencia para la interfase somera.....	61
Figura 49. Ejemplos de espectros radiales interpretados.....	62
Figura 50. Posición de las inversiones de densidad.....	63
Figura 51. Mapa de profundidad de basamento	66
Figura 52. Mapa tectónico de la península La Guajira.....	67
Figura 53. Mapa de profundidades de basamento con menor muestreo	68

Figura 54. Mapa de profundidades de la interfase gravimétrica somera.....	70
Figura 55. Mapa de la interfase gravimétrica somera, sin las muestras de solape.	71
Figura 56. Distribución espacial de los espectros calculados para la determinación de Conrad	72
Figura 57. Mapa de profundidad de Conrad a partir de datos gravimétricos	74
Figura 58. Mallado de anomalías magnéticas Global -EMAG2-	75
Figura 59. Espectro de potencia de las anomalías magnéticas	77
Figura 60. Mapa de anomalías magnéticas regionales	78
Figura 61. Espectro de potencia del mapa de anomalías magnéticas regionales	79
Figura 62. Mapa de anomalías magnéticas residuales.....	80
Figura 63. Espectro radial de potencia del mapa de anomalías magnéticas residuales.....	81
Figura 64. Distribución espacial de los espectros radiales de potencia de la interfase magnética profunda	82
Figura 65. Ejemplos de espectros radiales magnéticos interpretados	82
Figura 66. Distribución espacial de los espectros radiales de potencia de la interfase magnética somera	83
Figura 67. Mapa de profundidad de la interfase magnética profunda.	84
Figura 68. Mapa de profundidades de la interfase somera magnética.....	86
Figura 69. Mapa de ubicación espacial de los perfiles construidos.....	88
Figura 70. Mapa de ubicación espacial de los perfiles plasmados sobre el mapa geológico	89
Figura 71. Perfil geológico 1	93
Figura 72. Perfil geológico 2	96
Figura 73. Perfil geológico 3	99
Figura 74. Perfil geológico 4	101
Figura 75. Perfil geológico 5.	103
Figura 76. Mapa de profundidad de Mohorovicic calculado a partir del modelado gravimétrico.....	105
Figura 77. Mapa de profundidad de la posible extensión del terreno Falconia.....	106
Figura 78. Representación gráfica 3D de la interfase correspondiente en gran medida con el basamento	108
Figura 79. Integración de los mapas de interfases en 3D	109

Figura 80. Disposición espacial en 3D de la Lava de Curazao (superficie verde), tope de El Amparo (superficie azul) y el tope de Santa Ana (superficie roja), en conjunto con el basamento (escala de colores indica profundidad de basamento)	110
--	-----

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Valores estadísticos de los datos gravimétricos.	51
Tabla 2. Valores límite del diagrama de caja y bigotes de los datos gravimétricos.	52
Tabla 3. Valores estadísticos de los datos magnéticos.	53
Tabla 4. Valores límite del diagrama de caja y bigotes de los datos magnéticos.....	53

CAPÍTULO I

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1 El problema de la investigación

Los lanzamientos de sondas espaciales, posibles gracias al desarrollo en las comunicaciones, la informática y los cohetes, demostraron la utilidad de la visión extraterrestre para el estudio de las propiedades físicas del planeta Tierra (Solís, 2011). Actualmente los satélites cuentan con acelerómetros y magnetómetros que permiten la obtención de datos del campo gravitatorio y magnético de la Tierra (GFZ, 2000; NASA, 2002; Drinkwater *et al.*, 2007). De esta manera, las misiones GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) y GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) se encuentran abriendo una nueva era en los estudios de datos potenciales del planeta a partir de los sensores remotos (Mikhailov *et al.*, 2004). Gracias a ellos, ahora es posible contar con cartografía a escala continental y modelos globales tanto gravimétricos como magnéticos, permitiendo su análisis en una escala regional; siendo además datos de acceso libre y de cobertura global homogénea (Furones *et al.*, 2005).

A nivel mundial, las diferentes técnicas de inversión de datos gravimétricos y magnéticos terrestres, marinos y aerotransportados (Spector & Grant, 1970; Reid *et al.*, 1990; entre otros) son aplicadas análogamente a datos provenientes de modelos combinados globales que incluyen datos satelitales, para localizar y delimitar de mejor manera las cuencas petrolíferas alrededor del globo, principalmente lo que concierne a la morfología de su basamento cristalino (Braitenberg & Ebbing, 2008; Azeglio *et al.*, 2009; Ferrante *et al.*, 2010). A pesar de que se cuenta en la cuenca de Falcón con estudios que han modelado la estructura cortical de la zona y construido mapas de profundidades del basamento a partir de registros sismológicos, datos de pozos, gravimetría, etc. (Foster, 1980; Bezada *et al.*, 2008; Baquero *et al.*, 2009); en la actualidad no existe un mapa de profundidades de basamento cristalino de esta cuenca calculado a partir de la inversión de modelos combinados que incorporen datos gravimétricos y magnéticos satelitales.

Debido a lo anteriormente mencionado y a la importancia energética que representa la cuenca para Venezuela y la región, la presente investigación tiene como propósito la elaboración de un mapa del basamento cristalino de la cuenca de Falcón a partir de soluciones directas e inversas de los campos potenciales, lo cual permitirá establecer la profundidad y geometría de las principales estructuras en el subsuelo. El producto de este trabajo será de gran utilidad para las compañías venezolanas de exploración petrolera y gasífera, así como también, un aporte al conocimiento científico enfocado a la tectónica global, la aplicación de los sensores remotos para la prospección del subsuelo, entre otras.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Generar un mapa de profundidades del basamento cristalino de la cuenca de Falcón a partir de la caracterización de la composición espectral de los campos potenciales derivados de modelos combinados, con verificación a través del modelaje integrado.

1.2.2 Objetivos específicos

- Elaborar los mapas de anomalías de Bouguer y de anomalía magnética de la cuenca de Falcón.
- Separar las anomalías regionales y residuales de los campos potenciales del área en estudio.
- Aislar la banda de frecuencia que representa el basamento cristalino de la cuenca a través del análisis de composición espectral para la construcción del mapa de profundidades.
- Construir secciones geológicas regionales del subsuelo de la cuenca de Falcón, sustentadas con datos de pozos y análisis espectral.
- Realizar el modelado gravimétrico-magnético de las secciones geológicas regionales seleccionadas.

1.3 Justificación

A partir del presente estudio, se obtendrá un mapa regional a escala 1:400.000 de profundidades del basamento cristalino de la cuenca de Falcón basado en la medición de campos geopotenciales, construido a partir de soluciones directas, y calibrado mediante técnicas de inversión de datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados.

El producto de la investigación constituye un aporte a las disciplinas relacionadas a las geociencias y a la industria petrolera, en lo que concierne al entendimiento de la evolución geodinámica de la cuenca de Falcón y a su situación tectónica actual. Asimismo permitirá impulsar el desarrollo de nuevas técnicas relacionadas al estudio de las estructuras en el subsuelo con datos medidos por sensores remotos e integrados con datos terrestres, marinos y aerotransportados. Además, la información producto de este estudio será integrada al proyecto llevado a cabo por la Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales, en el cual se espera tener los datos de profundidad de basamento cristalino de las principales cuencas petrolíferas del país.

1.4 Ubicación del área en estudio

El área en estudio se encuentra ubicada entre las coordenadas: 67,5° y 71° de longitud oeste, y de 10° a 13° de latitud norte (figura 1). Desde el punto de vista fisiográfico y geológico, la cuenca de Falcón se encuentra limitada al oeste por la serranía de Trujillo, al norte por el cinturón de deformación del Sur del Caribe, hacia el sur por la sierra de Churuguara y hacia el este por el Golfo Triste (González de Juana *et al.*, 1980). El área en estudio incluye también parte de la cuenca de Bonaire, en prolongación hacia el este de la anterior.

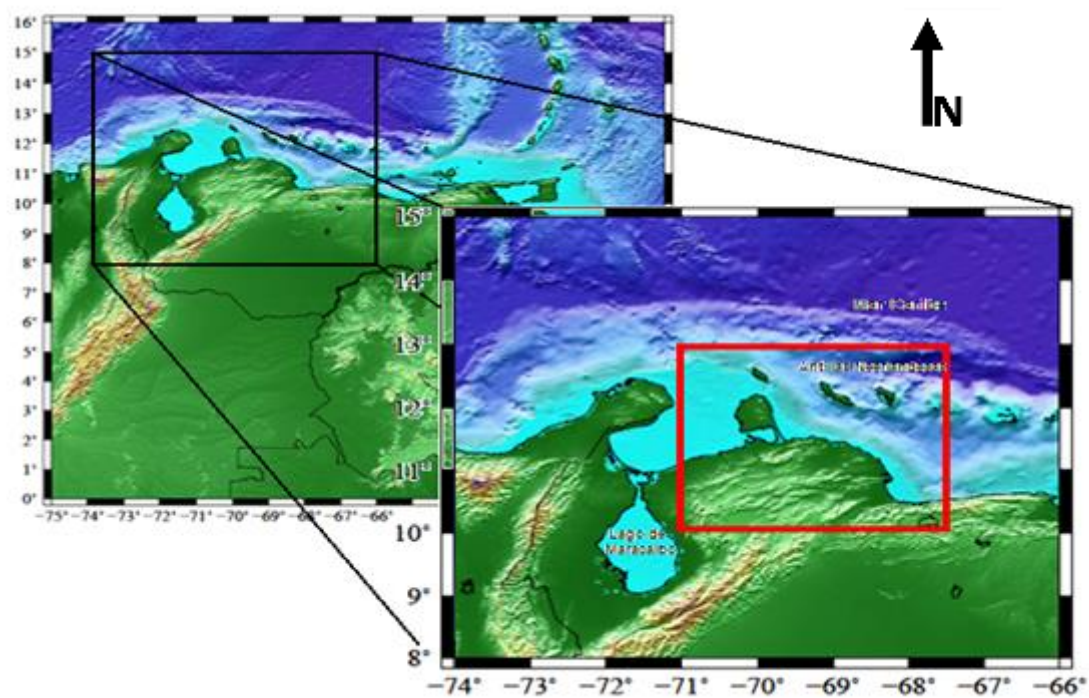


Figura 1. Ubicación del área en estudio (en recuadro rojo). Tomada y modificada del modelo digital de elevación STRM30 (Becker *et al.*, 2009).

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

La evolución tectónica de la cuenca de Falcón se encuentra íntimamente ligada al origen e interacción de la placa Caribe con la placa Sudamericana. La placa Caribe a su vez interactúa con la placa Atlántica en sus bordes norte y este; al oeste lo hace con las placas Nazca y Cocos. La geología escrita sobre la placa Caribe postula dos vertientes sobre el origen de la misma (figura 2), comprendiendo las siguientes:

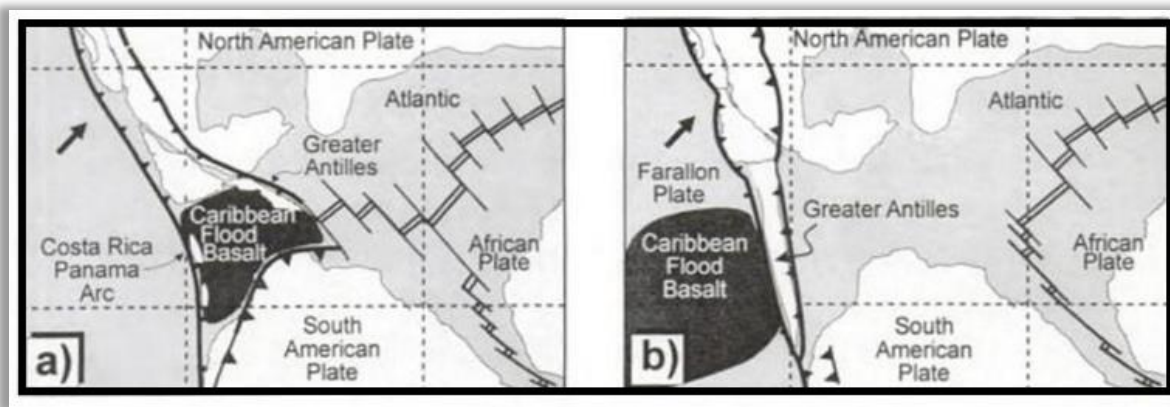


Figura 2. Las dos hipótesis que explican el origen de la corteza Caribeña (comparación de reconstrucciones paleogeográficas del Albiense, 100 Ma): (a) Formación de la 'placa Caribe entre las Américas (Meschede & Frisch, 1998); (b) Hipótesis Pacífica modificada (Pindell, 1994).

2.1 Teoría de autoctonía

La evidencia geológica, geocronológica y paleomagnética indica que la placa Caribe fue originalmente formada en una posición adyacente al margen noroeste de Sudamérica. El bloque que hoy comprende esta placa resulta de un proto-Caribe que formó parte del bloque cortical mexicano, mientras que el bloque cubano fue formado como parte de este proto-Caribe y transferido a la placa norteamericana durante el Cretácico tardío. (Meschede & Frisch, 1998).

Durante el Calloviense y Oxfordiense (160 Ma atrás), el eje de expansión tenía sentido NE-SW, el cual se propagó en el este en la dirección del Atlántico Central y el Océano Penninic, y hacia el oeste entre las placas Farallón y Phoenix. La apertura del Golfo de México ocurre al mismo tiempo. El complejo Nicoya (complejo de corteza oceánica en

Costa Rica) fue situado en el centro de la expansión entre las Américas. Se piensa que las rocas máficas en Cuba de 160 Ma, son basamento oceánico de una isla del arco volcánico, incorporado luego dentro de un prisma de acreción, interpretadas como parte del Proto-Caribe, formadas cerca del Ecuador (figura 3) (Meschede & Frisch, 1998).

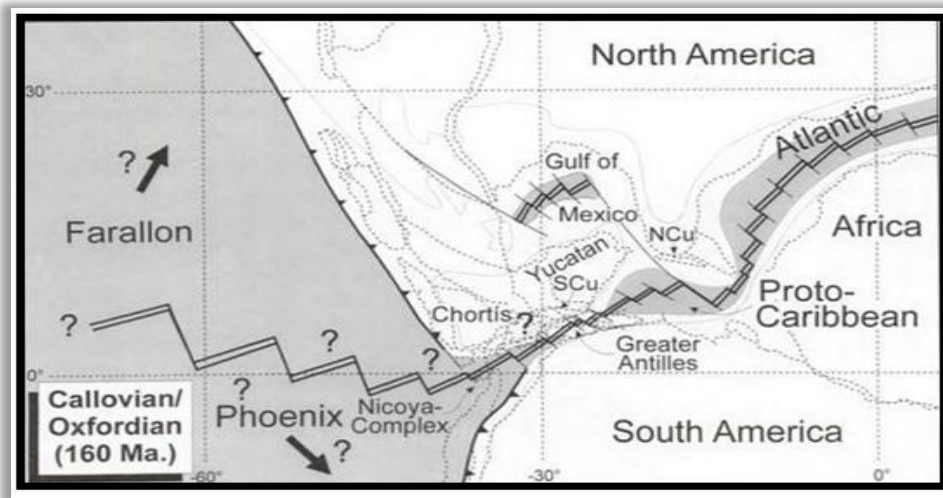


Figura 3. Reconstrucción paleogeográfica de la región Caribeña en el Calloviense/Oxfordiense. Abreviaciones: NCu = norte de Cuba, SCu = sur de Cuba. Distribución tierra-agua, modificada (Stephan *et al.*, 1990). Delineado de las placas y bloques (líneas punteadas representan isobatismos de 200 m) y movimiento de las tres mayores placas, Norteamérica, Sudamérica y África. Representación de longitudes y latitudes asumido el movimiento absoluto de la placa dentro de un punto caliente de referencia global (Gripp & Gordon 1990; DeMets *et al.*, 1990). (Tomado de Meschede & Frisch, 1998).

Durante el Cretácico temprano y medio la apertura del Proto-Caribe ocurre, entre la divergencia de las Américas. El comienzo de una actividad de arco volcánico es datado dentro del Cretácico Medio aunado al desarrollo de zonas de subducción en el norte y sur del Caribe. El bloque Guerrero, las Antillas Mayores y las rocas ofiolíticas del sistema de fallas Motagua-Polochic muestran un magmatismo similar y evolución sedimentaria correspondiente a esta etapa (figura 4) (Meschede & Frisch, 1998).

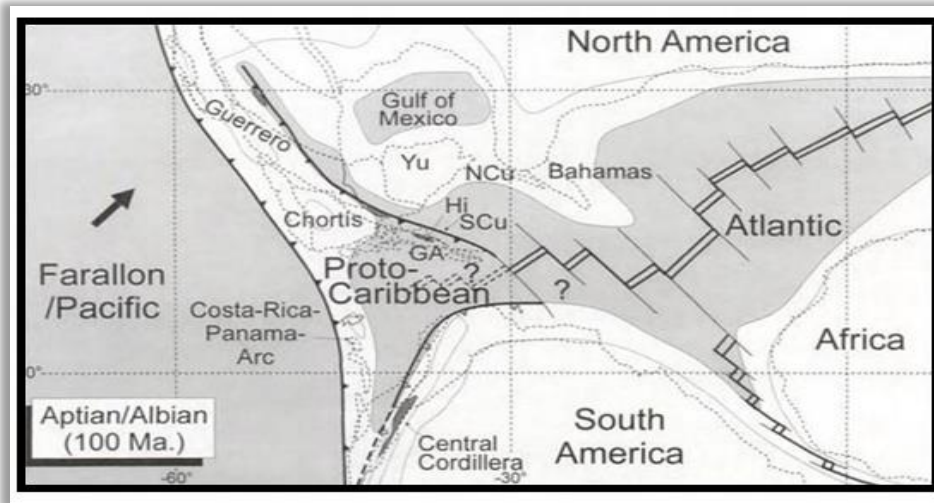


Figura 4. Reconstrucción paleogeográfica de la región Caribe en el Aptiense/Albiense. Abreviaciones: GA = Antillas Mayores, Hi = Hispaniola, NCu = norte de Cuba, SCu = sur de Cuba, Yu = Yucatán. (Meschede & Frisch, 1998).

En el Cretácico tardío, la expansión del piso oceánico en la placa Caribe culminó debido a la apertura del Atlántico Sur y a la convergencia entre Norteamérica y Sudamérica, en el Santoniense. Esto también puede ser atribuido al engrosamiento de la placa oceánica entre el Albiense y Campaniense, donde se forma el plateau basáltico (figura 5).

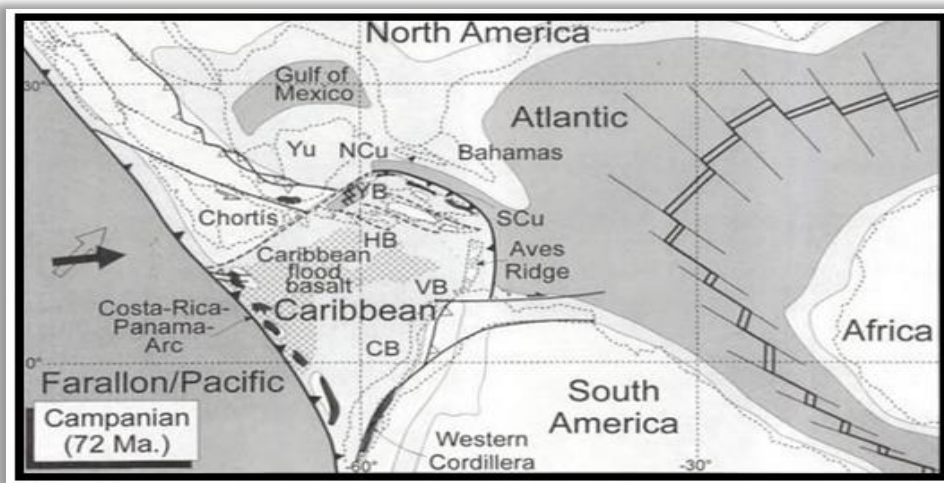


Figura 5. Reconstrucción paleogeográfica de la región Caribe en el Campaniense. Abreviaciones: NCu = norte de Cuba, SCu = sur de Cuba, Yu = Yucatán. (Meschede & Frisch, 1998).

La cuenca de Yucatán, Yucatán e Hispaniola se abren a principios del Cenozoico. Esto es interpretado como sistemas de expansión retroarco o intra-arco asociado a la subducción de la corteza oceánica debajo de Cuba durante su colisión con la plataforma de las Bahamas.

La apertura del surco de Cayman es el resultado del desarrollo de una cuenca pull-apart en el sistema de fallas Motagua-Polochic. A lo largo de este sistema sinistral, el bloque Chortis es desplazado al este con el movimiento de la placa Caribe, y la cuenca de Granada es formada durante el Paleoceno y Eoceno debido a la separación de las Antillas Menores del alto Las Aves (figura 6) (Bachman, 2001).

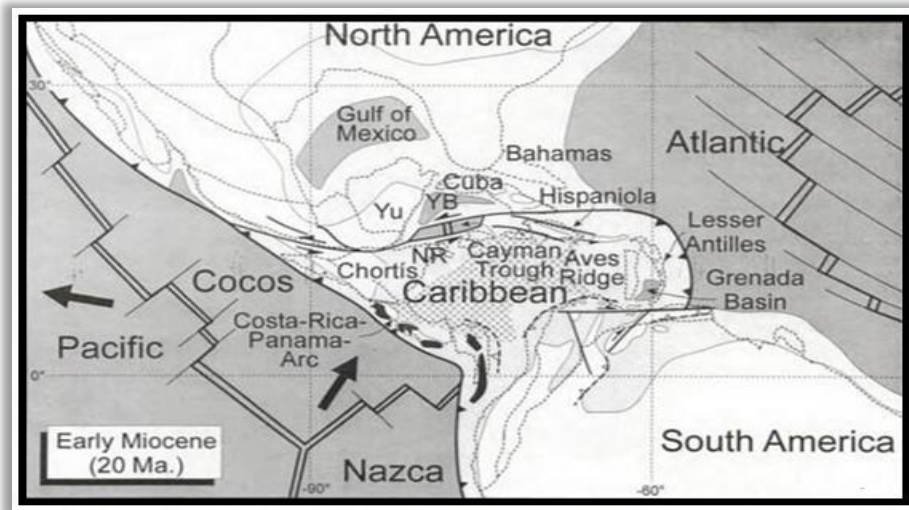


Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica de la región Caribe para el Mioceno. Abreviaciones: NR = Alto de Nicaragua, YB = cuenca de Yucatán, Yu = Yucatán. (Meschede & Frisch, 1998).

Luego la placa Farallón cambia su movimiento de nuevo hacia el noreste, hecho que es reflejado en el paleoestrés del sur de México. Durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano la placa se divide en dos, al norte la placa Cocos y al sur la placa Nazca. Debido al movimiento oeste de la placa Sudamericana, el arco Costa Rica-Panamá colisiona con la cordillera occidental de Colombia durante el Mioceno (Bachman, 2001).

2.2 Teoría de aloctonía

Según Pindell & Barrett (1990), la mayoría de la geología que comprende la placa Caribe y la historia de sus cuencas pueden ser explicadas por un desplazamiento relativamente largo entre las Américas y una longeva zona de subducción anclada en el manto con el Gran Arco Caribeño detrás de ella, donde el mismo sufrió cambios a medida que se aplanaban los slabs.

Pindell & Kennan (2001) describen la evolución comenzando con la historia del rift Jurásico de Pangea occidental (figura 7), donde el plateau de Demerara (costa afuera de Guayana) y el plateau de Guinea (anterior a 120 Ma) se solapan. La posición de Yucatán antes de la apertura del Golfo de México solapa la costa del Golfo de Texas. Como el Atlántico se abre y el rifting progresa en el Golfo (en el Bathoniense), se propone una rotación antihoraria de 18° de Yucatán, antes del Oxfordiense. Esto afectó el noreste del Golfo, indicado por las cuencas que se formaron detrás de la rotación de los arcos Wiggins y Middle Grounds. La rotación lejos de Texas fue complementada al sur por una rotación horaria de Yucatán separado de Venezuela (figura 8).

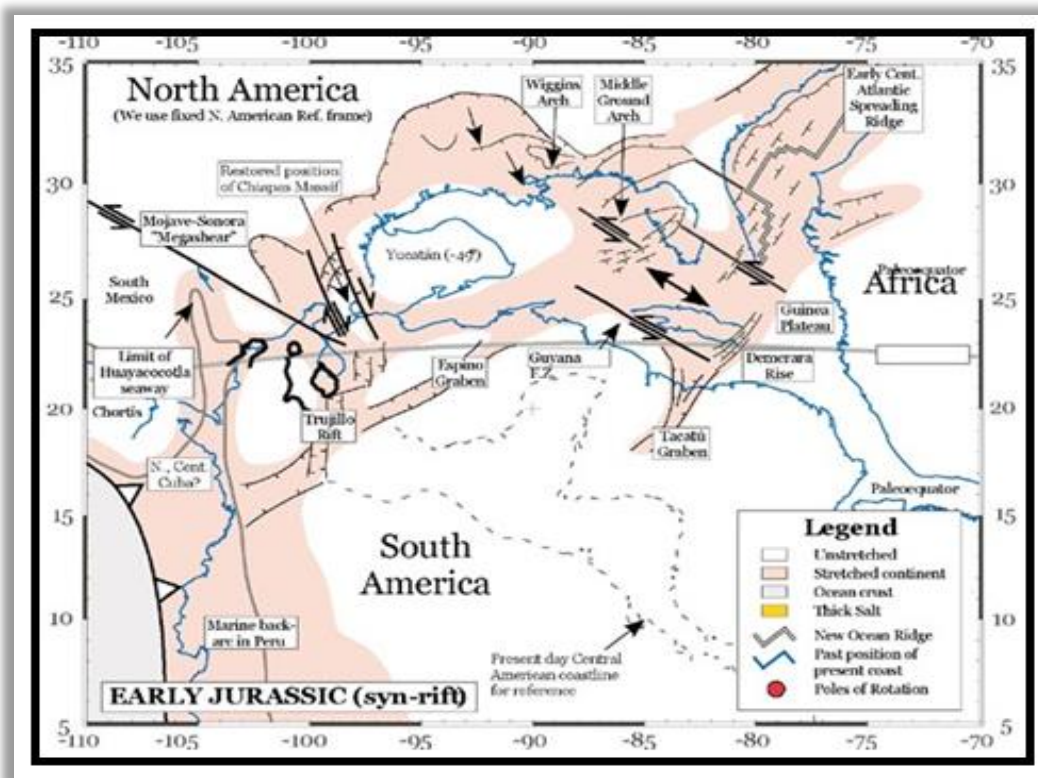


Figura 7. Reconstrucción de la placa en el Jurásico temprano (Ajuste del borde oceánico-continental atlántico, luego del acortamiento temprano) (Pindell & Kennan, 2001).

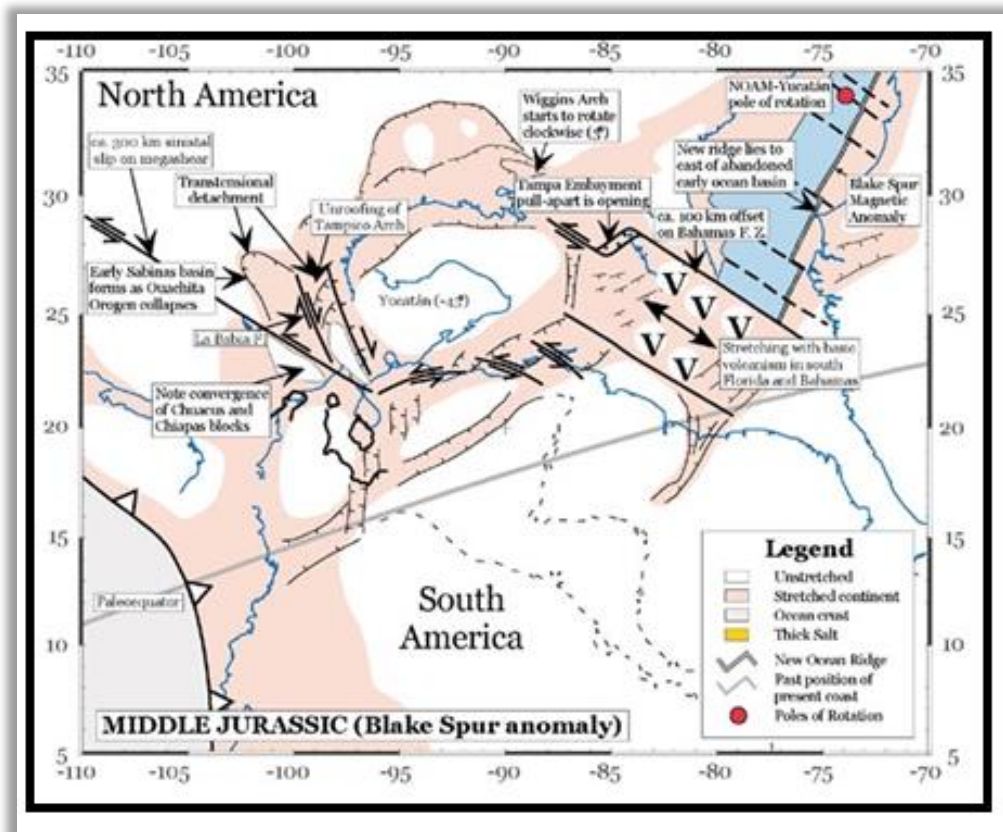


Figura 8. Reconstrucción en el Jurásico medio (Bathonense, tiempo de anomalía magnética Blake Spur) (Pindell & Kennan, 2001).

En el Oxfordiense temprano (158 Ma), Sudamérica se mueve lo suficientemente lejos de Norteamérica para que Yucatán haya rotado en la posición que reconstruye eventos salinos del norte (Louann) y sur (Campache) del Golfo. Una segunda cuenca evaporítica, con mucho menos cantidades de sal, pueden ser reconstruidas en la composición de las regiones de Bahamas, Takatu, Paria y el plateau de Guinea. Para este tiempo, la expansión cortical ha alcanzado el punto donde comienza a formarse la corteza oceánica, el Golfo evaporítico y las cuencas Proto-Caribeñas (figura 9) (Pindell & Kennan, 2001).

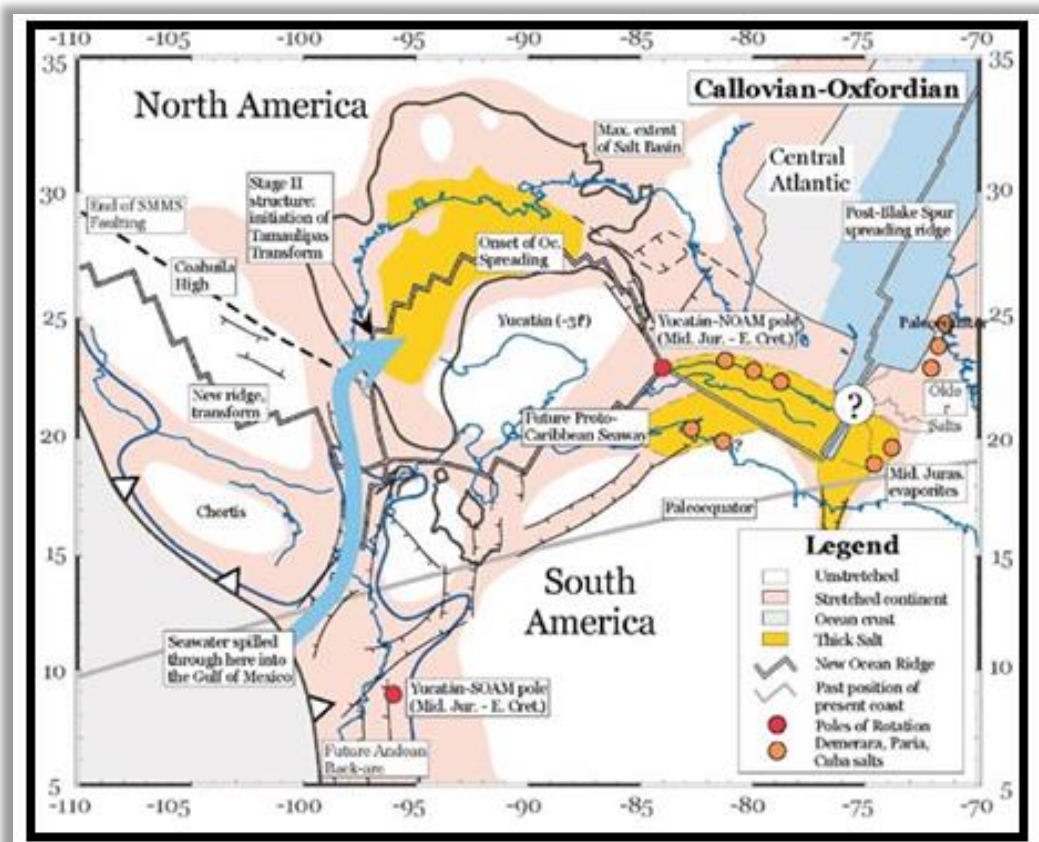


Figura 9. Reconstrucción en el Oxfordiense temprano (Pindell & Kennan, 2001).

Para el Tithoniense (figura 10), la expansión del fondo marino en el Golfo central fue formando un surco tectónico diferente al creado durante el rifting temprano. En el este, el margen sinistral entre Bahamas y Guyana fue probablemente convertido en transpresión. Al sur, el margen marino colombiano continuaba ensanchándose. El rifting probablemente continuó en curso también a lo largo de la cuenca andina retroarco de Ecuador y Perú. El ensanchamiento del espacio entre México y Ecuador fue salvado por un sistema orientado al oeste del arco que probablemente se sometieron a una fuerte expansión paralela y migración de terrenos desde el oeste de Chortis y México (Pindell & Kennan, 2001). Estos terrenos poseían las ofiolitas Jurásicas/Cretácicas tempranas de afinidad Pacífica ahora presentes en Hispaniola, La Desirade y Puerto Rico (figura 11) (Montgomery *et al.*, 1994).

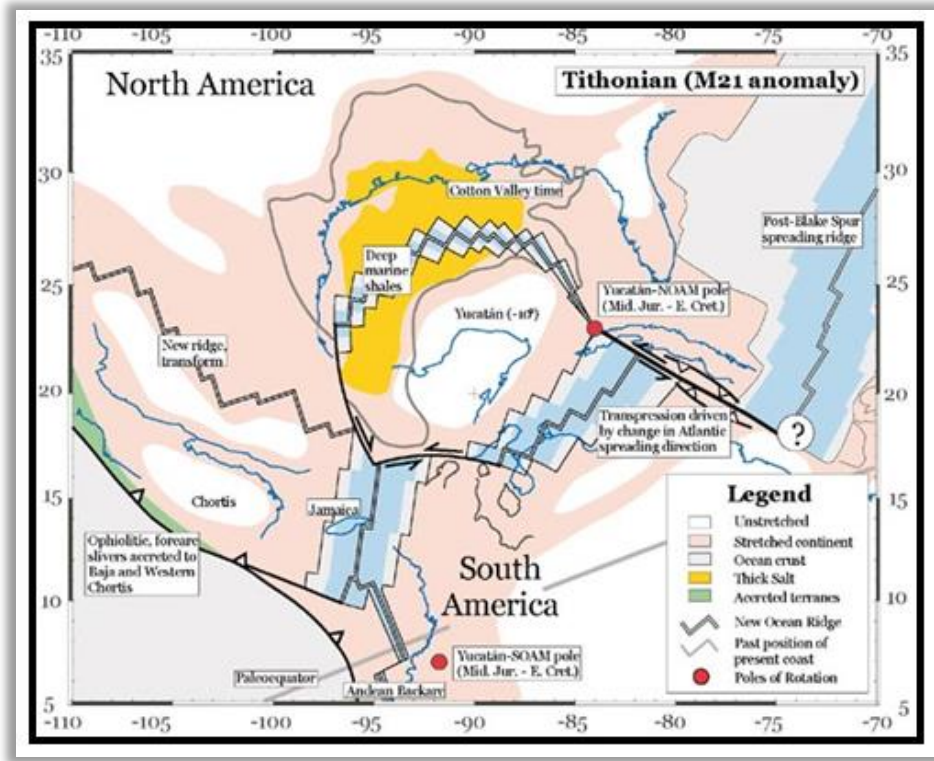


Figura 10. Reconstrucción en el Jurásico tardío (Tithoniense, anomalía M-21) (Pindell & Kennan, 2001).

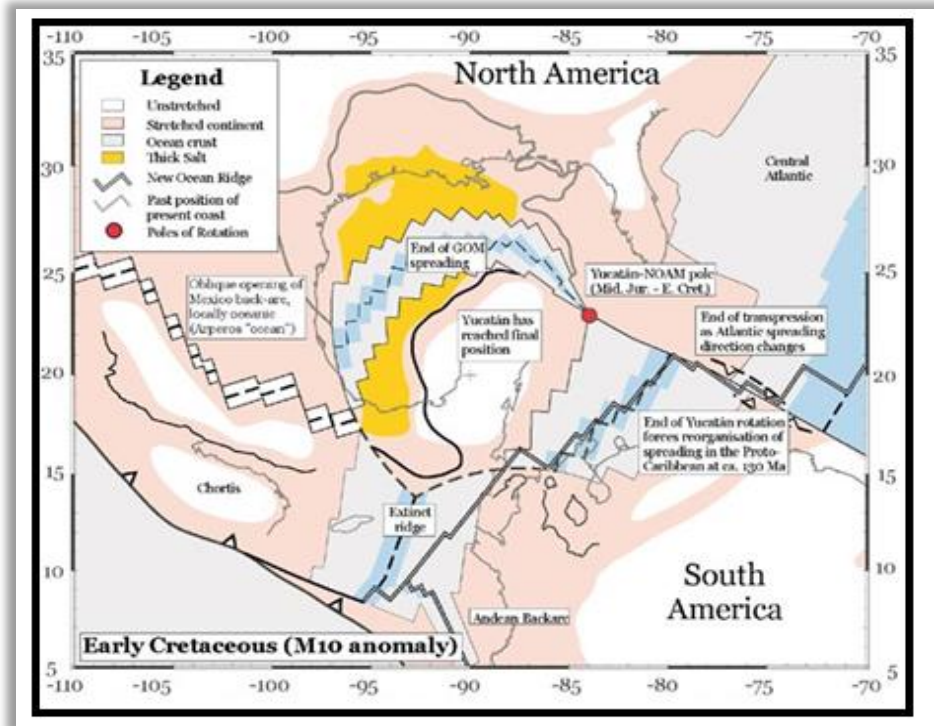


Figura 11. Reconstrucción en el Cretácico temprano (Valanginiense, anomalía M-10) (Pindell & Kennan, 2001).

Para el Cretácico temprano (130 Ma), Norteamérica se había separado lo suficientemente lejos de Sudamérica para que Yucatán ocupara su posición final. El final de su rotación pudo haber permitido la re-organización del sistema de cresta del Proto-Caribe para conectar el retroarco Andino/Colombiano con el sistema de cresta Atlántico. (Pindell & Kennan, 2001)

La figura 12 (120 Ma, Aptiense) es el primer mapa en identificar la corteza Caribeña en el Pacífico realmente. Hace unos 120 Ma, ocurre una inversión en la dirección de subducción entre las Américas, interpretada por termocronología de rocas metamórficas (Maresch *et al.*, 2000; Stanek *et al.*, 2000), cambios estratigráficos en las Antillas, la correlación con la orogénesis Sevier y el cierre del retroarco en las adyacencias de las cuencas retroarco mexicanas y andinas (Pindell & Kennan, 2001).

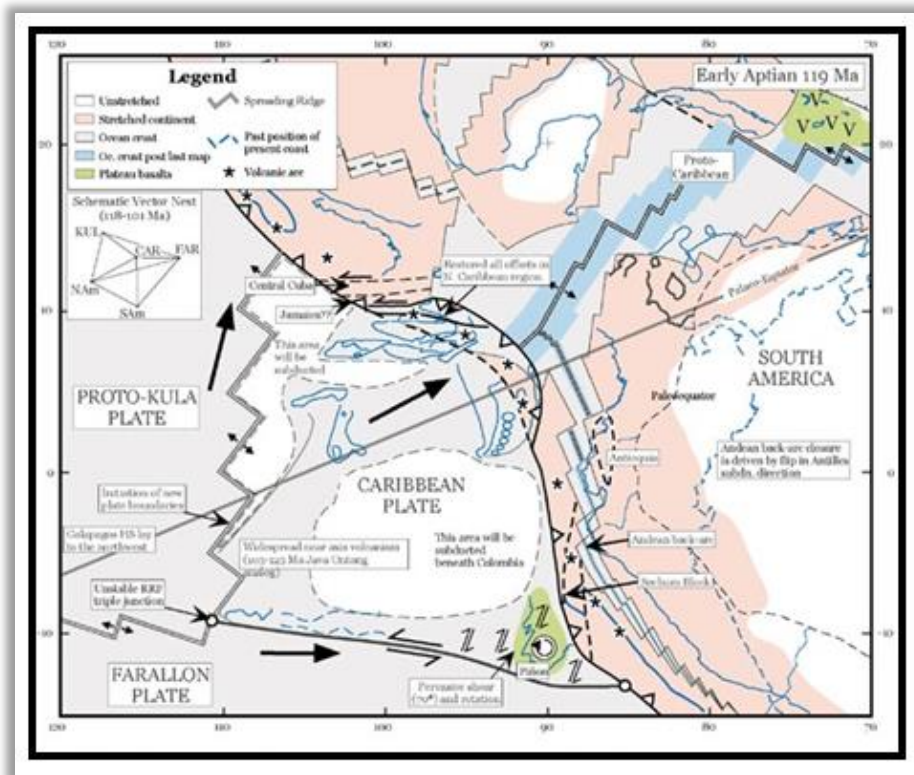


Figura 12. Reconstrucción en el Cretácico temprano (Aptiense, anomalía M-0) (Pindell & Kennan, 2001).

El desarrollo de sistemas de arcos intra-oceánicos desde Costa Rica a Ecuador indica que la placa Caribe se separa de la placa Farallón quizás hace 120 Ma y luego probablemente movida lentamente NE o E respecto a Norteamérica (Pindell & Kennan, 2001).

Desafortunadamente, es casi imposible establecer el movimiento exacto de Farallón o Pacífico con respecto a las Américas para mejorar el modelo básico. Los modelos que ubican puntos calientes presentan problemas y los modelos de circuitos de las placas no son consistentes.

Casi toda la convergencia entre la placa Caribe y Sudamérica puede ser cuantificada por el acortamiento y cierre del retroarco en los Andes. El área de la placa Caribe que subduce luego permanece inalterada desde los 120 Ma a los 84 Ma (figura 13) (Pindell & Kennan, 2001).

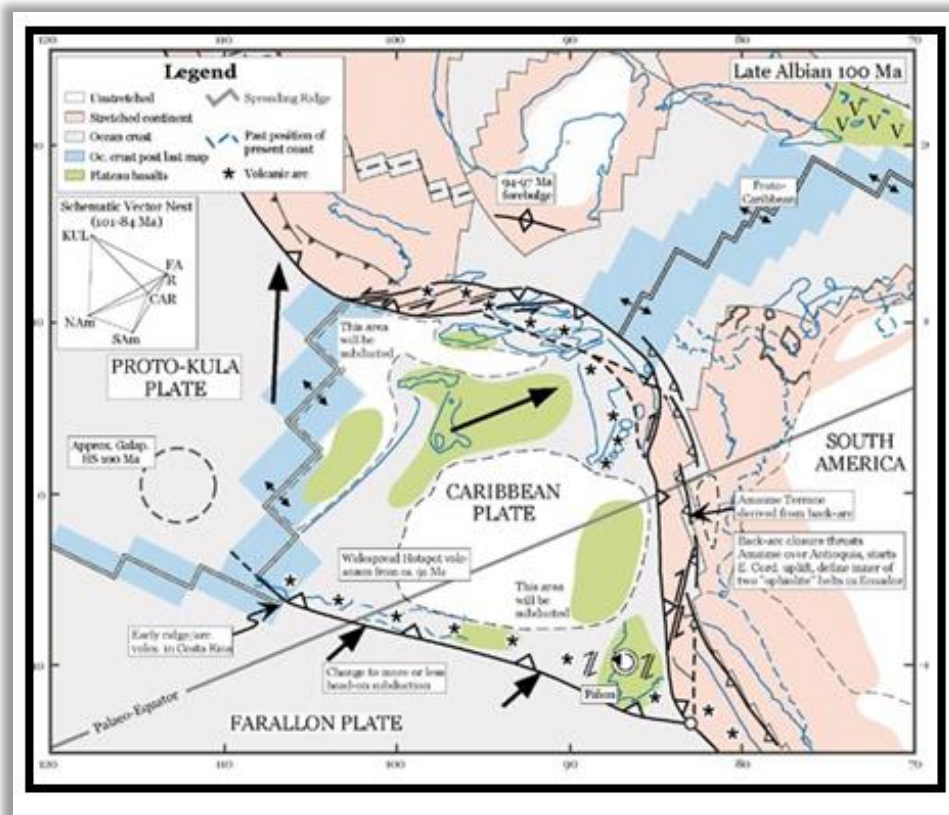


Figura 13. Reconstrucción en el Cretácico medio (Albiense tardío, posiciones interpoladas) (Pindell & Kennan, 2001).

Para el Campaniense, la tasa de expansión en el Proto-Caribe empieza a caer dramáticamente, y resulta en un borde Caribe-Sudamérica más compresivo (figura 14). De 90 Ma a 70 Ma, el volcanismo de puntos calientes ocurrió esporádicamente alrededor del Caribe. La propuesta de Duncan & Hargraves (1984) de que el horizonte de los basaltos B''

del Caribe fueron emplazados como resultado del paso de la placa sobre el punto caliente de las Galápagos en el Cretácico medio no parece ser posible (Pindell & Kennan, 2001).

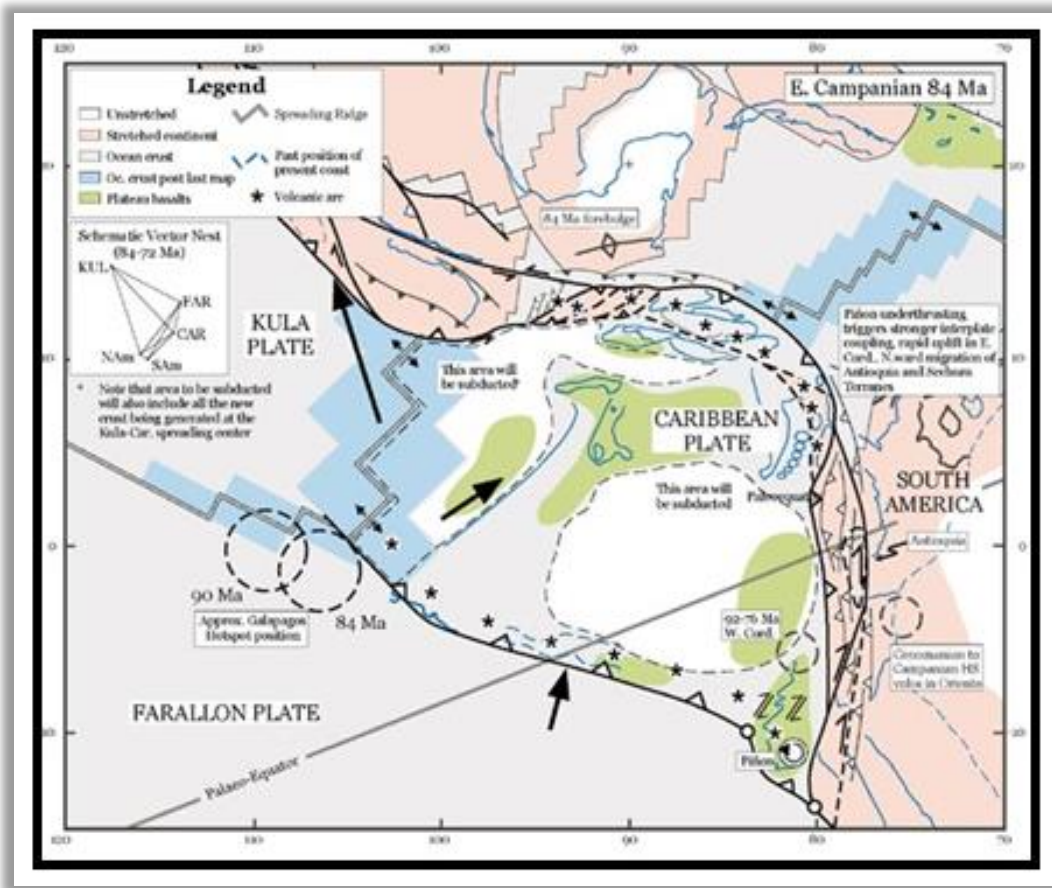


Figura 14. Reconstrucción en el Cretácico tardío (Campaniense temprano, anomalía 34) (Pindell & Kennan, 2001).

En el Maastrichtiense (figura 15), en el norte de la placa Caribe se desarrolló la cuenca foredeep de Sepur, la acreción de Santa Cruz y otras ofiolitas; hacia el sur el sobrecorrimiento afecta la Península de la Guajira del NW de Colombia. Los mapas cretácicos indican el reacomodo del desplazamiento sufrido en el Terciario entre los fragmentos de las Antillas Mayores que sugiere que necesariamente la placa Caribe pasó a través del espacio entre Yucatán y la Guajira durante esta etapa (Pindell & Kennan, 2001).

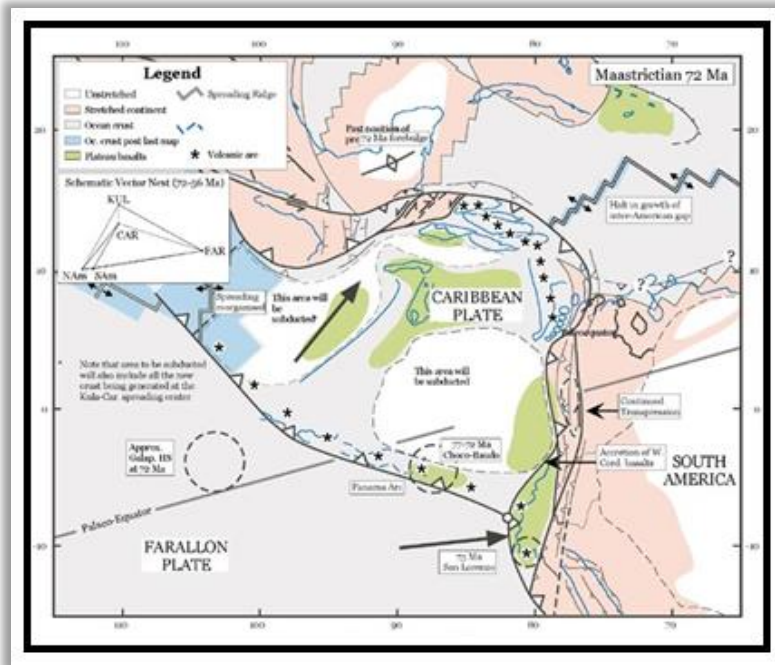


Figura 15. Reconstrucción en el Cretácico tardío (Maastrichtense, anomalía 32) (Pindell & Kennan, 2001).

Ya en el Paleoceno, la subducción del Proto-Caribe comienza la formación del margen pasivo del norte de Sudamérica (figura 16). Durante el Paleoceno tardío y Eoceno temprano, la acreción a Yucatán ha sido alcanzada y el océano remanente al norte de Cuba central se cierra (Pindell & Kennan, 2001).

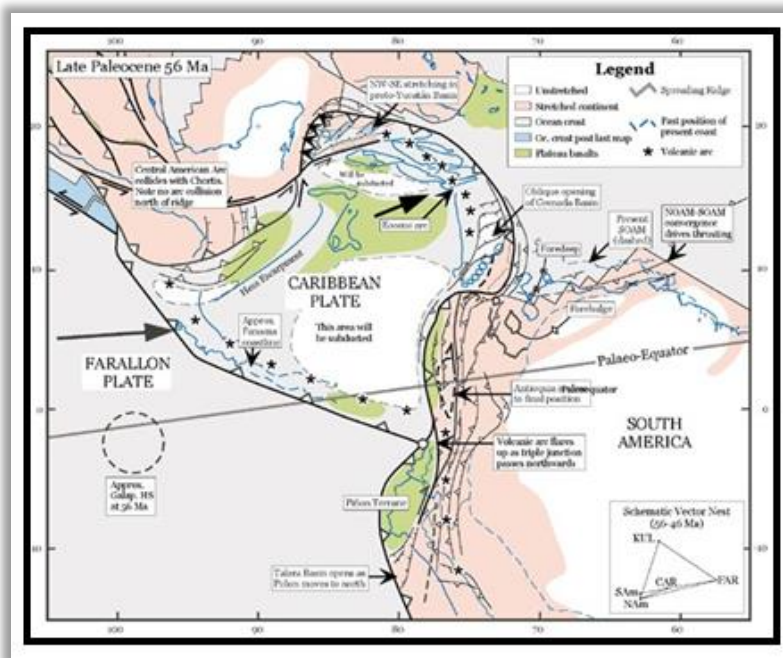


Figura 16. Reconstrucción en el Paleoceno (anomalía 25) (Pindell & Kennan, 2001).

En el sureste de la placa Caribe, la extensión inició en el momento es que el área se convierte en la cuenca de Granada. De nuevo, el rifting intra-arco cerca del borde original, entre el arco (Las Aves) y el forearc (terreno de Tobago), probablemente refleja el slab sur del Proto-Caribe volcado hacia el margen occidental de Venezuela, donde las napas de Lara fueron emplazadas en el Eoceno. En el Eoceno medio (46 Ma) la zona de sutura cubana fue profundamente erosionada (rápido levantamiento) probablemente como resultado del rebote del slab del Proto-Caribe abortado. El magmatismo en el arco se detuvo en la provincia Oriente, Hispaniola y Puerto Rico/Islas Vírgenes como resultado de la colisión. En el Eoceno y luego, el arco magnático se desarrolló en el nuevo arco de las Antillas Menores, luego de que el Alto de Aves se volviese inactivo, probablemente porque la zona de Wadati-Benioff fue reorganizada durante la apertura de la cuenca de Granada (figura 17) (Pindell & Kennan, 2001).

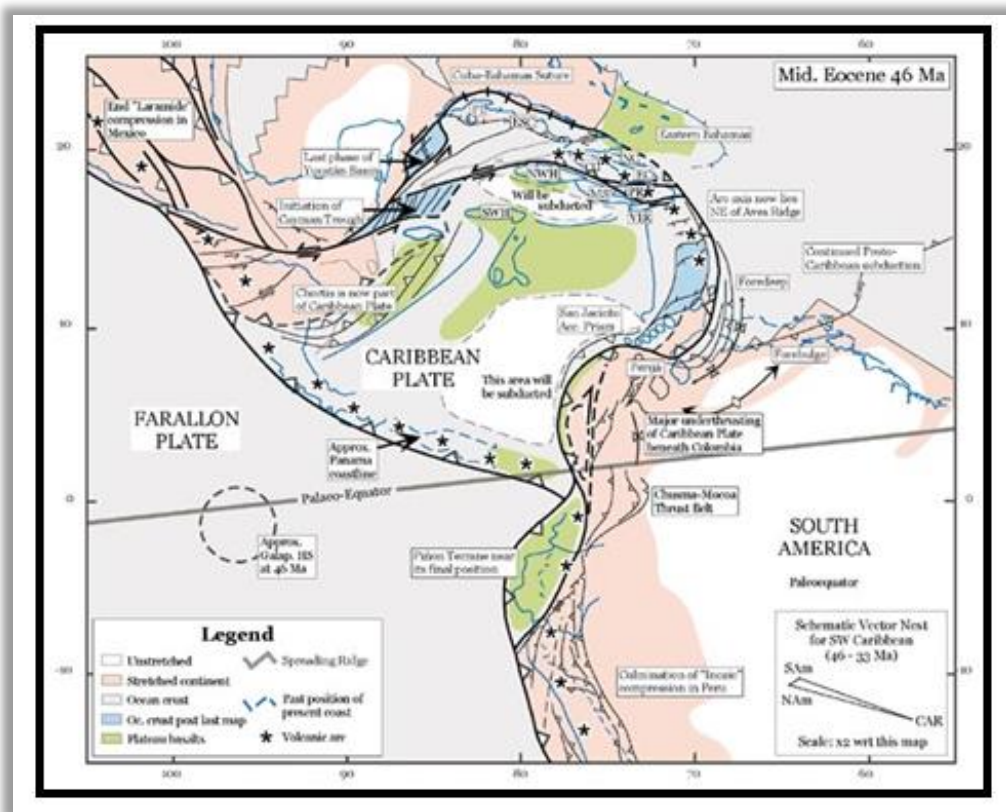


Figura 17. Reconstrucción en el Eoceno medio (anomalía 21). Abreviaciones: PI, Isla de Pinos; ESC, Escambray; SWH, Haití Suroeste; NWH, Haití Noroeste; CC, Cordillera Central; NC, Cordillera del Norte; SC, Cordillera del Sur; MS, Cinturón Muertos; PR, Puerto Rico; VIR, Islas Vírgenes. (Pindell & Kennan, 2001).

En el Oligoceno temprano (33 Ma), la deriva occidental de las Américas continúa, ahora recortada por la apertura del surco de Cayman. A lo largo del margen venezolano, la colisión de arcos diacrónicos hacia el este de manera oblicua dextral, se convierte en la regla para este margen, donde el forebulge Caribeño, la cuenca foredeep y el frente de empuje migrados en estado estable desde el oeste hacia el este. En Venezuela occidental, la convergencia Caribe-Sudamérica es acomodada por la predominancia de la placa Caribe por bloque colgante de corteza continental y terrenos acrecionados, produciendo subducción plana por debajo del bloque de Maracaibo (figura 18) (Pindell & Kennan, 2001).

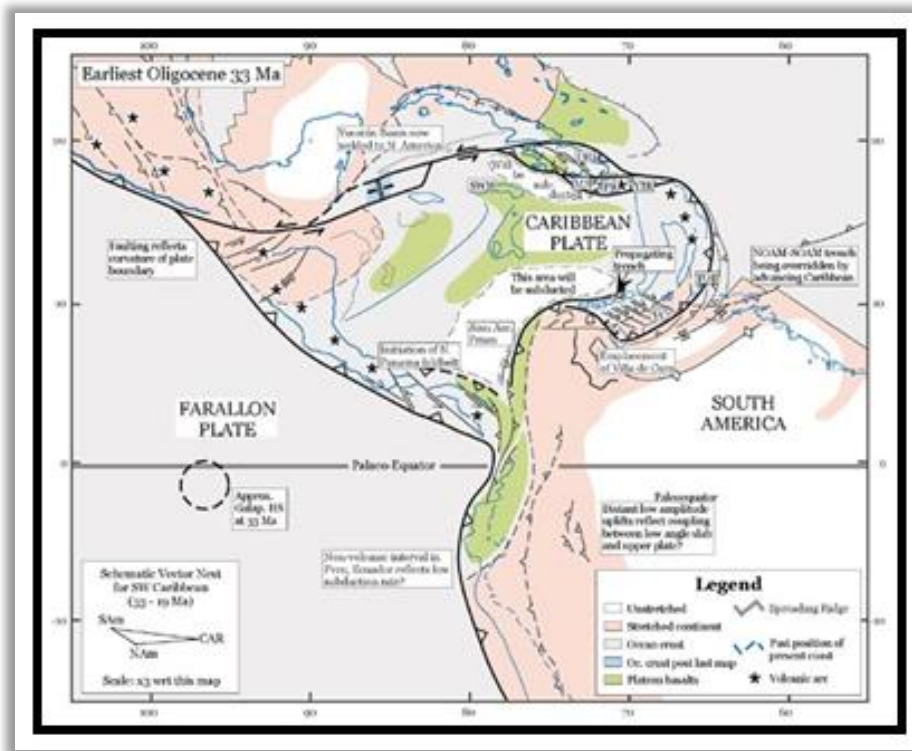


Figura 18. Reconstrucción en el Oligoceno temprano (anomalía 13). Abreviaciones: DR, Republica Dominicana; TOB, Tobago; VC, Napa de Villa de Cura (Pindell & Kennan, 2001).

Para el Mioceno temprano el surco de Cayman se hace más largo, la Hispaniola se acorta, y la colisión en proceso en Venezuela es ahora localizada más hacia el este en la cuenca de Maturín; el norte de los terrenos Andinos son ahora un orógeno sobre la subducción plana de la placa Caribe, Panamá continua su curso dentro de Colombia causando un choque intenso con la trinchera Colombiana y el escape tectónico del bloque de Maracaibo en dirección NE (figura 19) (Pindell & Kennan, 2001).

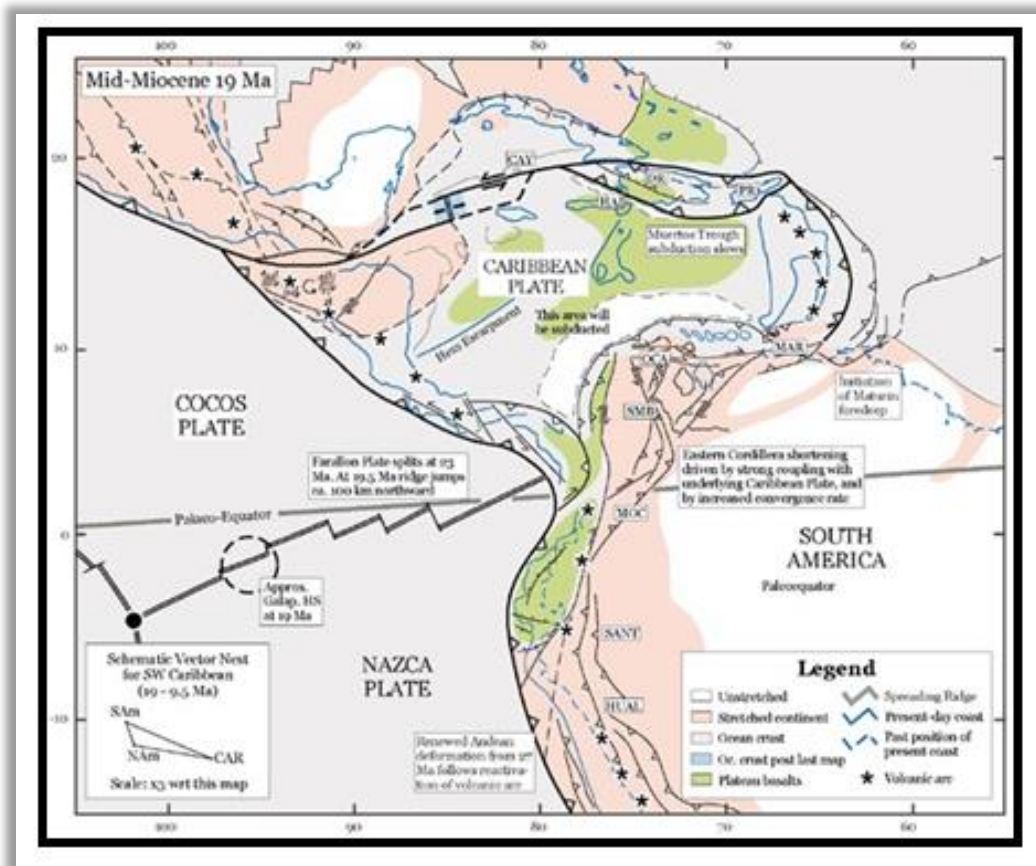


Figura 19. Reconstrucción en el Mioceno temprano (anomalía 6). Abreviaciones: CAYMAN, Surco de Cayman; MAR, Margarita; OCA, falla de Oca; SMB, falla Santa Marta-Bucaramanga; MOC, falla Mocoa; SANT, Cuenca Santiago; HUAL, Cuenca Huallaga. (Pindell & Kennan, 2001).

Ya en el Mioceno tardío, algunos de los patrones previos se mantienen, pero otros presentan cambios fundamentales. El surco Cayman se ha elongado aún más, la Hispaniola continúa siendo transpresiva contra las Bahamas, Chortis rodea a Yucatán y Panamá continua chocando contra la fosa colombiana. A pesar de la continuación de estos aspectos, la placa Caribe en este período se somete a un cambio de azimuth en su movimiento relativo a las Américas, de estrictamente este a ligeramente noreste (71°) relativo a Norteamérica, y de alrededor 105° a 85° relativo a Sudamérica. Este cambio ha permitido, desde el final del Mioceno medio, que la fosa de Puerto Rico continúe en compresión, y que el sureste del Caribe adquiera un régimen transtensional (figura 20) (Pindell & Kennan, 2001).

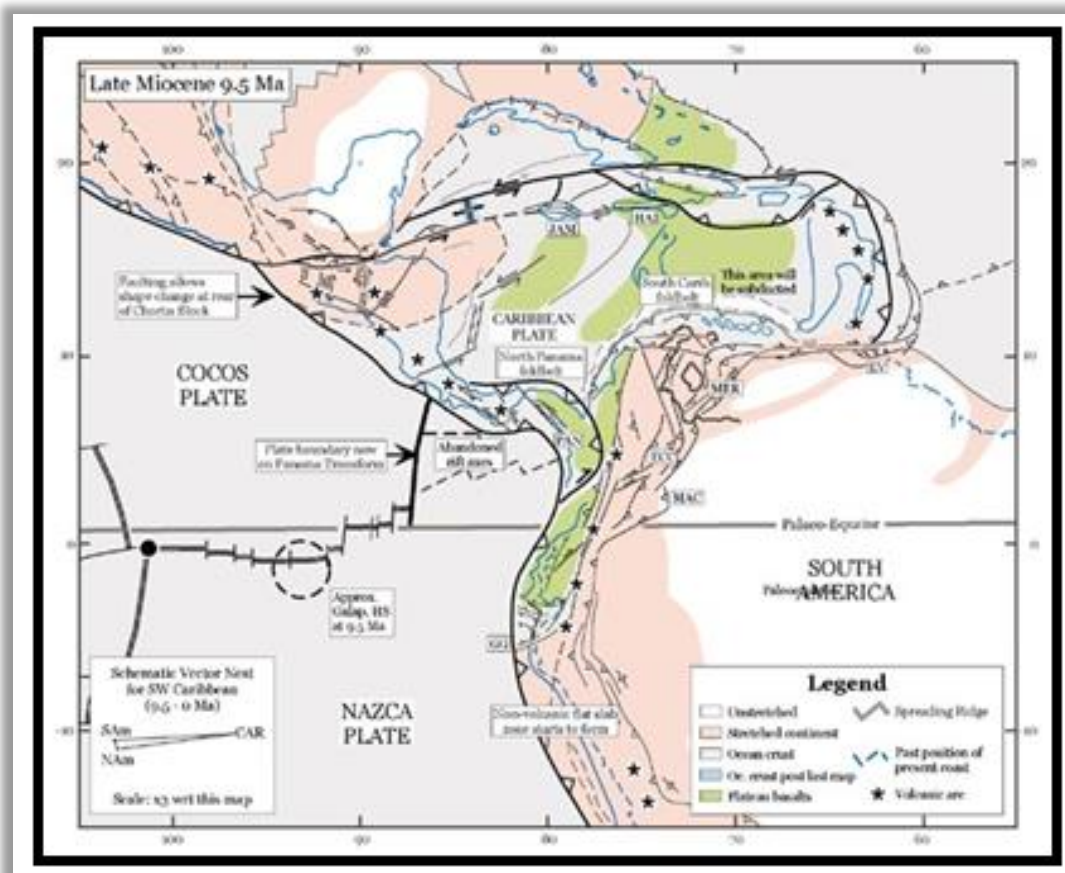


Figura 20. Reconstrucción en el Mioceno tardío (anomalía 5). Abreviaciones: JAM, Jamaica; HAI, Haití; EV, zona de corte transcurrente este de Venezuela-Trinidad; MER; Andes de Mérida; ECC, Cordillera del Este de Colombia; MAC, Sierra de la Macarena; GG, Golfo de Guayaquil (Pindell & Kennan, 2001).

2.3 Evolución tectónica de la cuenca de Falcón

La cuenca de Falcón en el noreste de Venezuela tiene una compleja historia geológica, donde su origen se encuentra en debate aún (Bezada *et al.*, 2008). Las primeras teorías sobre la formación de la cuenca se basan en un modelo pull-apart, formada en un sistema de fallas transcurrente dextral, donde la extensión sobre la amplia zona resultó en zonas de relativa estabilidad y subsidencia (figuras 21 y 22) (Muessig, 1984).

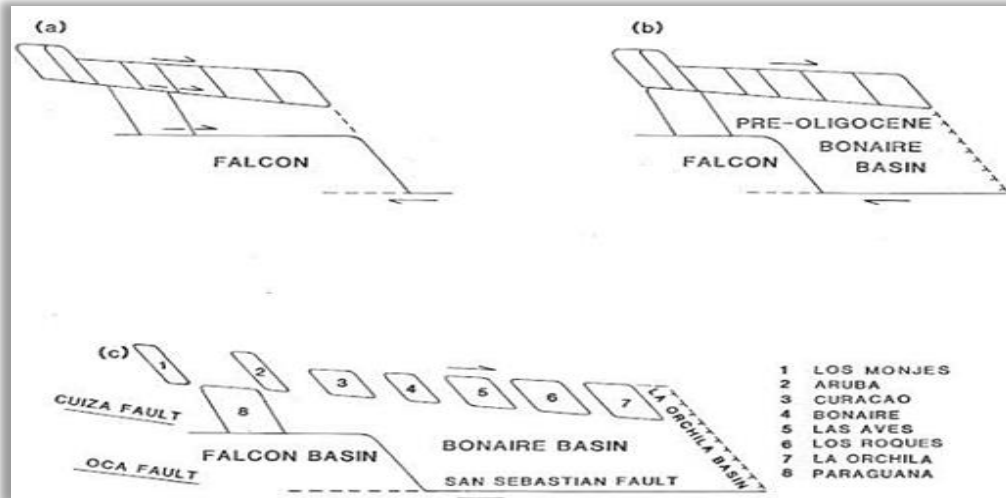


Figura 21. Evolución de la cuencas pull-apart de Falcón y Bonaire. Las opciones (a) y (b) representan dos configuraciones del área antes de la extensión del Eoceno tardío. A manera de envolver la configuración presente (c), la opción (a) requiere mayor cantidad de extensión durante el Oligoceno al Mioceno y desplazamiento transcurrente dextral. En la opción (b) una cuenca Bonaire pre-Oligocena que tenía menos espesor, pero con mayor corteza máfica y que requiere de menos extensión para convertirse en (c) (Muessig, 1984).

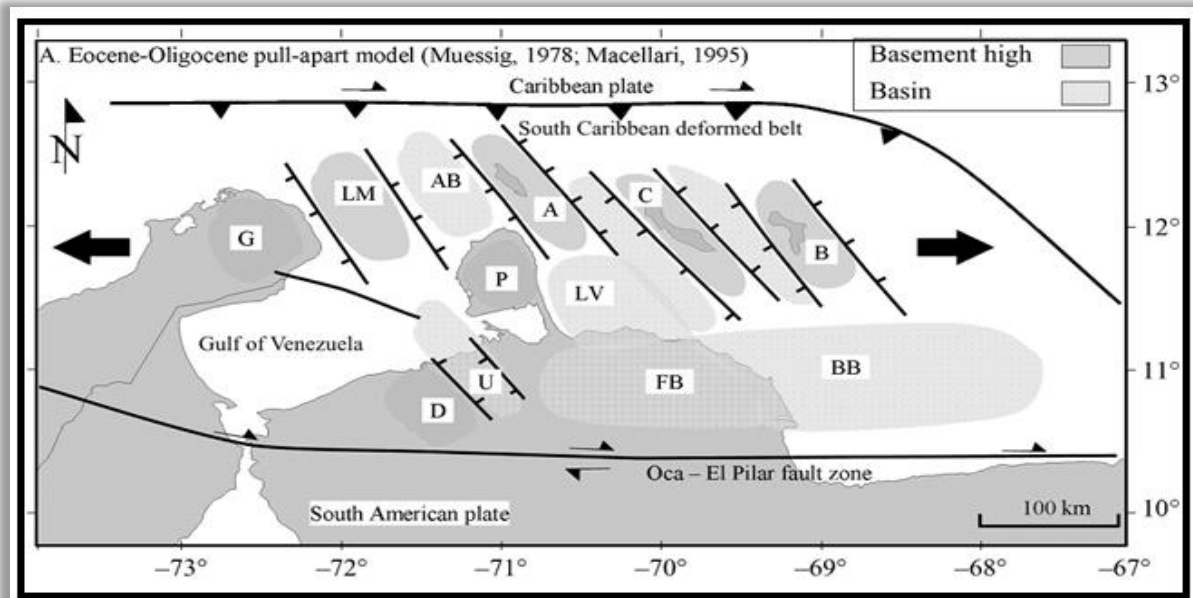


Figura 22. Modelo pull-apart para las regiones de Falcón y Bonaire, ilustrando la distribución de los altos eocenos-oligocenos y subcuencas (Tomado de Gorney *et al.*, 2007). Abreviaciones: A = Aruba; AB = cuenca Aruba; B = Bonaire; BB = cuenca Bonaire; C = Curazao; D = alto de Dabajuro; FB = cuenca de Falcón; G = península de la Guajira; LM = islas Los Monjes; LV = Bahía La Vela; P = Península de Paraguaná; U = surco de Urumaco.

El modelo más reciente propuesto por Audemard (1993, 1995), Audemard & Giraldo (1997), Porras (2000), Gorney *et al.* (2007), entre otros; resume la evolución tectónica de la cuenca de Falcón en 3 fases:

2.3.1 Extensión intra-arco durante el Paleógeno (figura 23)

La convergencia inicial entre Caribe y Sudamérica ocurre a lo largo del noroeste de Sudamérica y progresó hacia el este durante el Paleógeno (Ostos, 1990; Pindell *et al.*, 1998), alcanzando la cuenca de Falcón en el Eoceno tardío. Los terrenos metamórficos de Lara y la ofiolita de Siquisique fueron emplazados antes de la apertura de la cuenca y formaron el borde sur incipiente de la cuenca Falcón (Kellogg, 1984; Stephan, 1985). La falla de Burro Negro formó el borde occidental de la cuenca de Falcón (figura 24) (Roure *et al.*, 1997; Escalona & Mann, 2006).

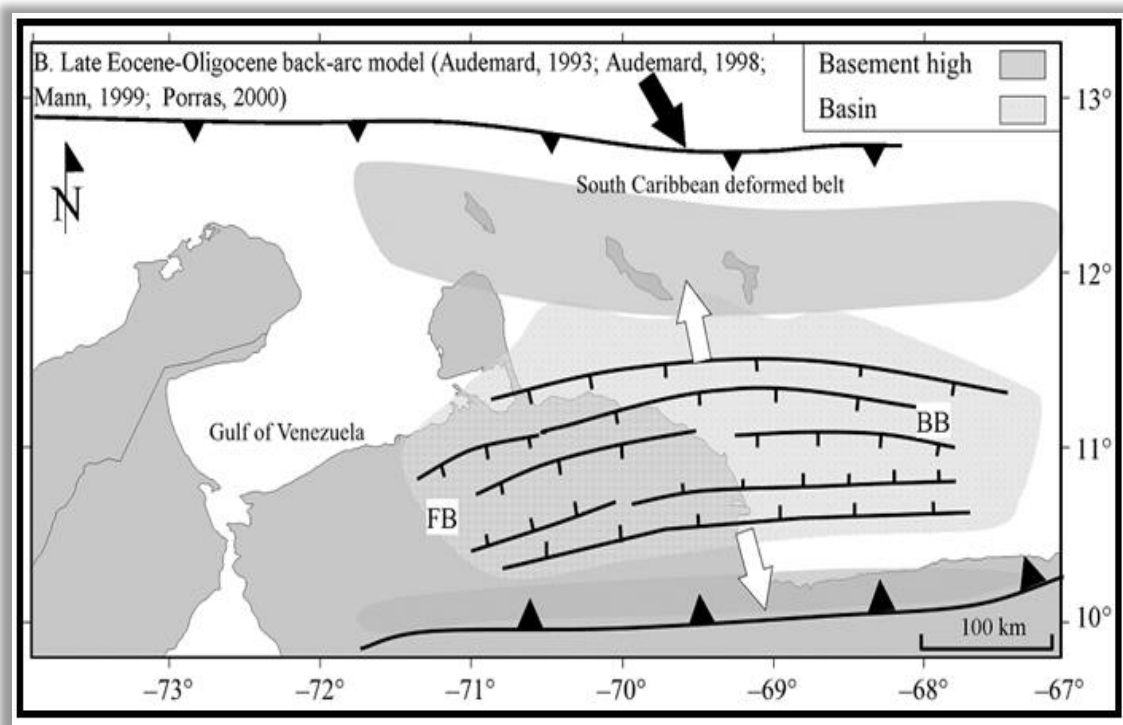


Figura 23. Modelo retroarco Paleoceno-Eoceno para la cuenca de Falcón (Tomado de Gorney *et al.*, 2007).
Abreviaciones: FB = cuenca de Falcón; BB = cuenca de Bonaire.

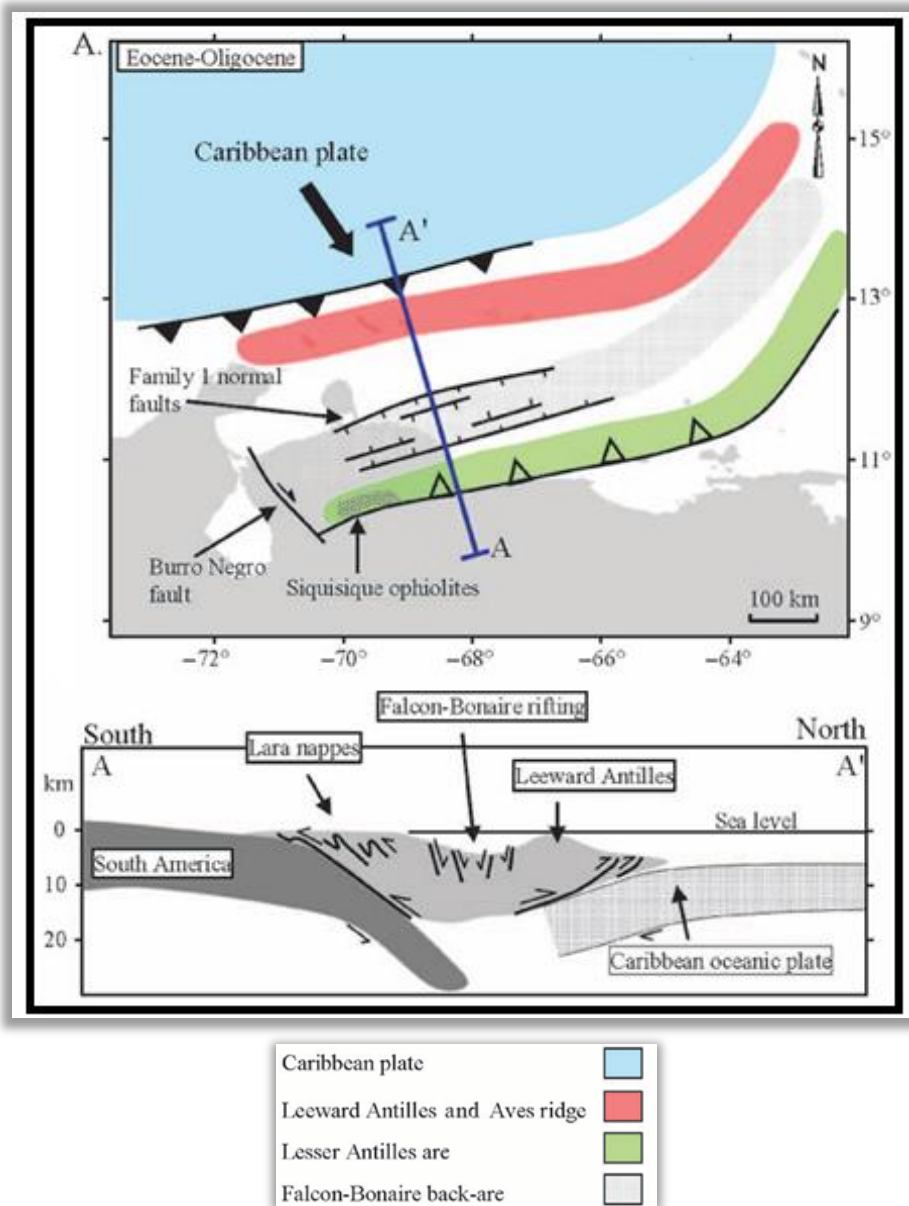


Figura 24. Reconstrucción tectónica del Oligoceno que muestra los eventos de la fase tectónica N°1 (Tomada y modificada de Gorney *et al.*, 2007).

La apertura de la cuenca de Falcón se inició con la transgresión marina del Oligoceno (Wheeler, 1963). La apertura inicial este-oeste produjo una depresión donde se sedimentaron depósitos marinos en la parte central de Falcón, mientras en los flancos se acumularon depósitos arrecifales y de plataforma (Macellari, 1995). En la cuenca de Bonaire, estos depósitos tempranos son controlados por las fallas normales de rumbo E-O, donde los estilos depositacionales inferidos por la sismica reflejan patrones de deposición marino profundo durante el Oligoceno hasta el Mioceno temprano (Gorney *et al.*, 2007).

Las cuencas de Curazao y Aruba contienen uniformemente delgados depósitos clásticos del Oligoceno, sugiriendo que la segmentación del alto de las Antillas de Sotavento no había ocurrido aún. Datos paleomagnéticos (Hargraves & Skerlec, 1980) sugieren rotaciones tectónicas horarias hasta unos 90° desde el Cretácico temprano, y son utilizadas para aproximar la orientación SO-NE de las Antillas durante el Paleógeno.

2.3.2 Transtensión del Oligoceno – Mioceno Temprano

Para el final del Oligoceno, el borde entre Caribe y Sudamérica en el oeste de Venezuela cambio de borde convergente a transtensivo con un sistema de fallas lateral dextral establecido a lo largo del margen. La transtensión a lo largo del sistema de fallas normales noroeste creó un rift que segmentó la cordillera de las Antillas neerlandesas (figura 25). Estas cuencas (Aruba, oeste de Curazao, y este de Curazao) acumularon depósitos marino profundos del cratón de Sudamérica. La extensión localizada entre las islas resultó en pasajes marino profundos que conectaron estas cuencas incipientes con las bien desarrolladas cuencas este-oeste de Falcón y Bonaire en el sur (figura 25). Los dos sistemas de fallas estaban activos en ese momento para producir una larga zona de subsidencia regional (Gorney *et al.*, 2007).

El rift intra-arco en las cuencas de Falcón y Bonaire continuó activo durante la fase Oligoceno-Mioceno temprano, pero reduciendo la intensidad. Las rocas basálticas en el centro de Falcón se intrusieron en los sedimentos marinos del Oligoceno (Muessig, 1978). La fase 2 representa el pico de la extensión intra-arco y su respectiva disminución. La máxima cantidad de adelgazamiento cortical, fue alcanzado durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano mientras la extensión intra-arco estaba en su pico, facilitando la intrusión de basaltos en el centro de la cuenca de Falcón. Para el Mioceno temprano, el rift intra-arco había disminuido y la actividad ígnea asociada había cesado (Gorney *et al.*, 2007).

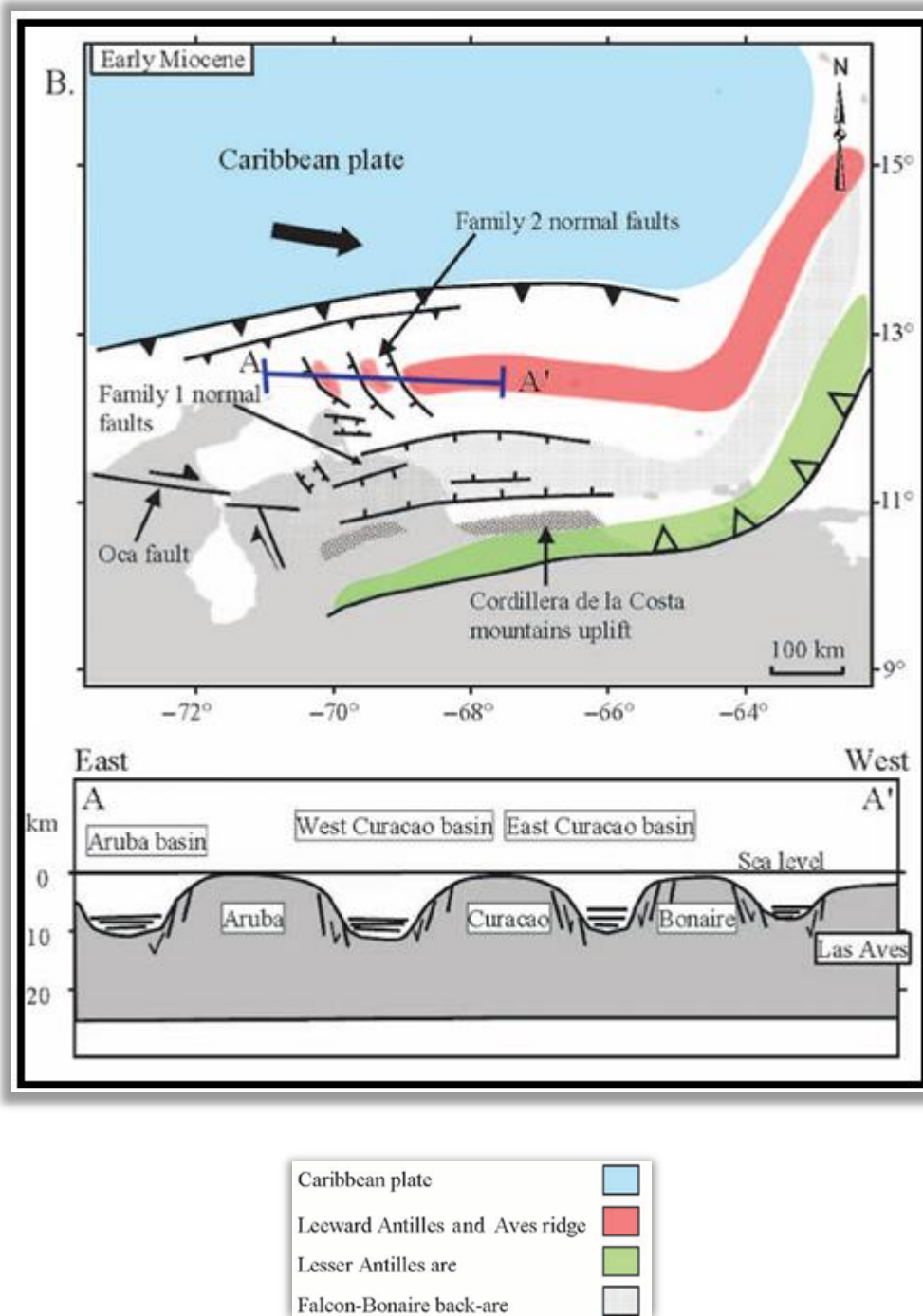


Figura 25. Reconstrucción tectónica del Mioceno temprano que muestra los eventos de la fase tectónica N°2 (Tomada y modificada de Gorney *et al.*, 2007).

2.3.3 Transpresión del Mioceno Medio en adelante

La inversión de la cuenca de Falcón ocurrió en el Mioceno medio (Audemard, 2001) y ha sido atribuido a tres mecanismos: 1) los esfuerzos producidos por el emplazamiento de los Andes (James, 2000); 2) la combinación de la convergencia Norteamérica y Sudamérica desde el final del Eoceno medio y la compleja deformación oblicua entre las placas Caribe y Sudamérica, resultando en transpresión (Audemard, 1993 y 2001; Audemard *et al.*, 2005); y 3) la deformación relacionada a la subducción somera de la placa Caribe (figura 26) (Kellogg, 1984; Audemard, 1993; van der Hilst & Mann, 1994; Taboada *et al.*, 2000; Duerto *et al.*, 2006).

El Plioceno fue el comienzo del movimiento de la falla de Boconó, entre 5 Ma y 3 Ma atrás (Audemard, 1993 y 1995), restringiendo la iniciación del movimiento hacia el norte del Bloque de Maracaibo después del Mioceno.

Como la inversión de Falcón progresó desde el suroeste al noreste durante el Mioceno temprano-medio, el este de la cuenca de Falcón y el resto costa afuera del noroeste de Venezuela permaneció como un depocentro activo. Las características en el presente reflejan la progresión hacia el este de la inversión de Falcón (Audemard, 2001).

Actualmente, el área en estudio está dominada por una subducción somera de la placa Caribe, que se extiende de 300 a 400 km al sur bajo el noroeste de Venezuela. El cinturón deformado del sur del Caribe es un prisma de acreción bien desarrollado, reflejando tanto corrimientos como movimientos hacia el norte del bloque de Maracaibo (van der Hilst & Mann, 1994). Hoy en día, el movimiento hacia el este de la placa Caribe es de 20 mm/a (figura 27) (Pérez *et al.*, 2001).

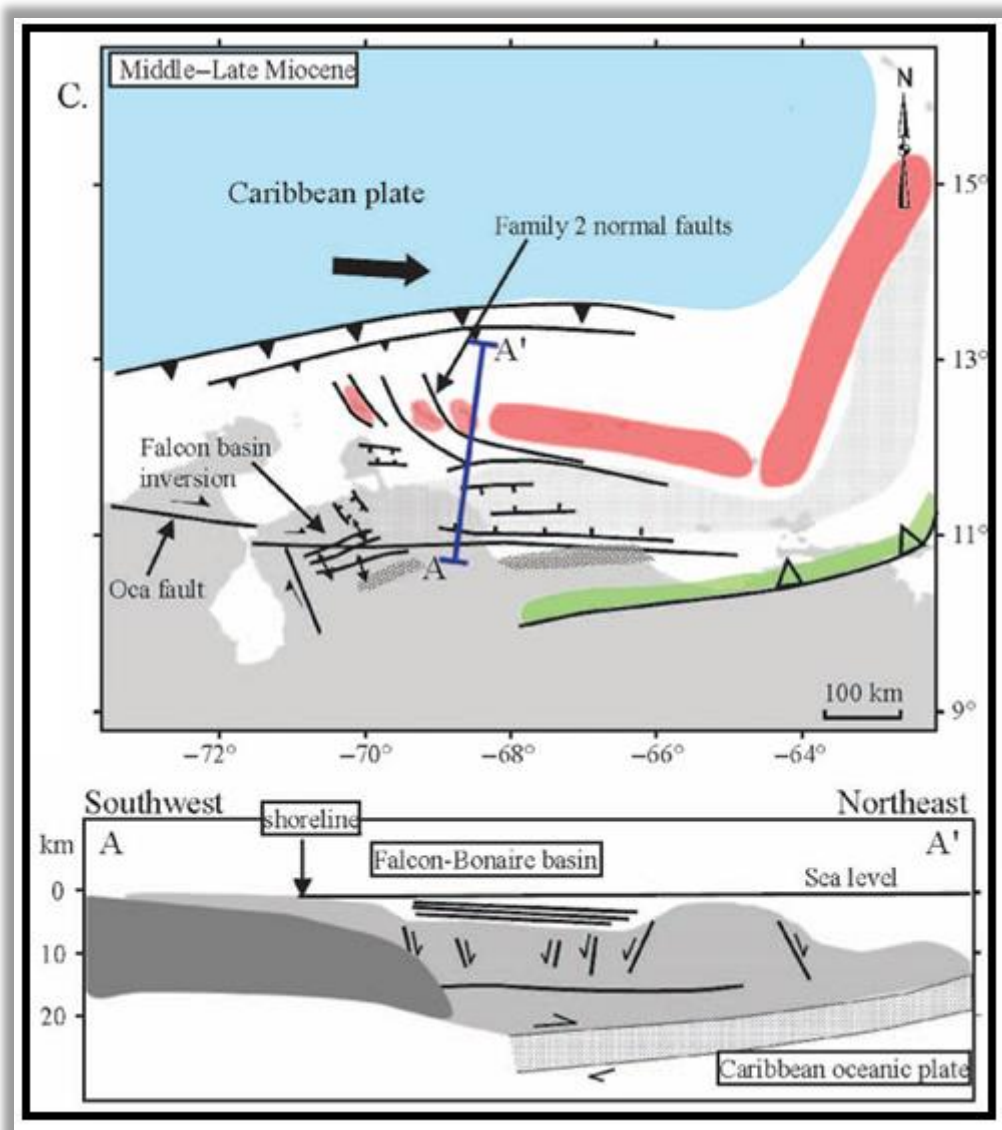


Figura 26. Reconstrucción tectónica del Mioceno medio a tardío que muestra los eventos de la fase tectónica N°3 (Tomada y modificada de Gorney *et al.*, 2007).

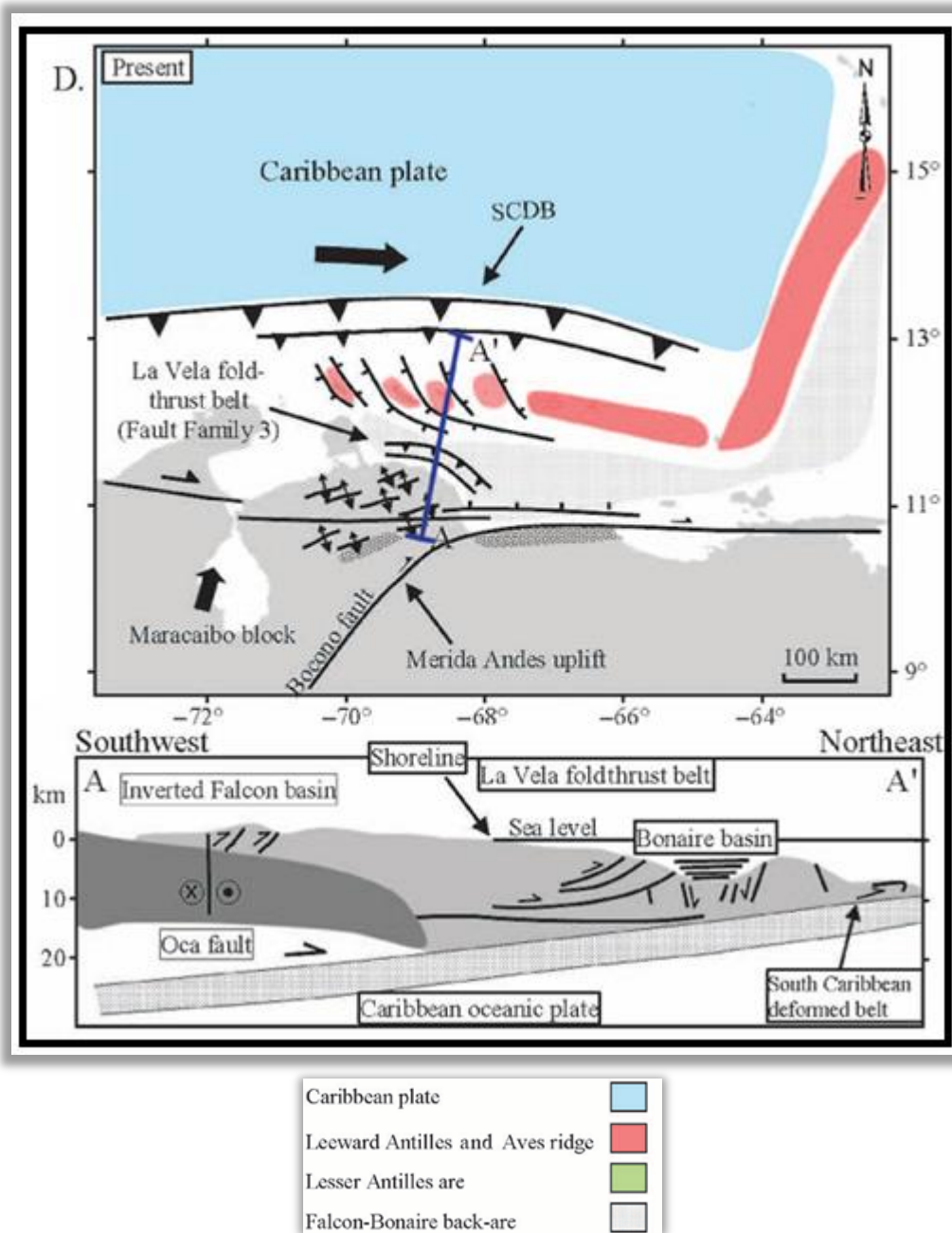


Figura 27. Situación tectónica actual de la cuenca de Falcón. El depocentro de Bonaire está concentrado debido a que la línea de costa regresa por el levantamiento tectónico, y el cinturón de plegamiento de La Vela costa afuera yuxtapone costa adentro al anticlinorio de Falcón (Tomada y modificada de Gorney *et al.*, 2007).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Campos potenciales

En 1687, Isaac Newton propone que cada partícula de materia en el universo atrae a otras con una fuerza directamente proporcional a su masa e inversamente proporcional al cuadrado de su distancia de separación. Casi un siglo después, Pierre Simon LaPlace demostró que la atracción gravitacional obedece a una ecuación diferencial, ecuación que lleva su nombre en la actualidad. Esto subsecuentemente se desarrolló dentro de un cuerpo matemático llamado “teoría potencial”, que describe no solo la atracción gravitacional, sino que también describe fenómenos como los campos magnético y electromagnético (Blakely, 1996).

Un campo es un conjunto de funciones de espacio y tiempo, los campos materiales describen alguna propiedad física de un material en un tiempo determinado y un campo de fuerza describe las fuerzas que actúan en cada punto de un espacio en un tiempo determinado. Los campos también pueden ser clasificados como “escalar” o “vectorial”, siendo las atracciones gravimétricas y magnéticas campos vectoriales; sin embargo, en el caso gravitacional los instrumentos geofísicos generalmente miden una componente del vector, la cual constituye un campo escalar.

3.2 Funciones armónicas

De muchas maneras, las series de funciones armónicas son usadas especialmente para describir la variaciones espaciales (Jacoby & Smilde, 2009). Suponiendo un campo conservativo F como un potencial escalar ϕ dado por $F = \nabla\phi$, como F es conservativo se dice que es un campo potencial. El potencial ϕ del campo F , bajo ciertas condiciones, satisface la ecuación diferencial de segundo orden llamada “ecuación de LaPlace” (ecuación 3.1) (Gebhag, 2005),

$$\nabla^2\phi = 0 \quad 3.1$$

Considerando una banda estrecha sujeta a fuerzas estáticas orientada en dirección Y, el desplazamiento ϕ de la banda de caucho en la dirección Y es descrita por la ecuación diferencial (ecuación 3.2):

$$\alpha \frac{d^2\phi}{dx^2} = -F(x) \quad 3.2$$

donde α es una constante y $F(x)$ es la fuerza en la dirección Y por unidad de longitud en la dirección X. Si $F(x) = 0$, la banda se encuentra a lo largo de una línea recta (ecuación 3.3), y

$$\frac{d^2\phi}{dx^2} = 0 \quad 3.3$$

la segunda derivada de la función es una medida de la curvatura de la función, y la ecuación previa ilustra el resultado: la banda estrecha no tiene curvatura en ausencia de fuerzas externas. Esto es simple en el caso unidimensional de la ecuación de Laplace, pero ilustra un importante propiedad de las funciones armónicas que se extiende a los casos bidimensionales y tridimensionales (Blakely, 1996).

La solución genérica para ϕ separando variables, se representa de la siguiente manera:

$\phi(r, \theta, \varphi) = R(r) P(\theta) Q(\varphi)$, lo cual es llamado como dependencia radial, longitudinal y latitudinal. La combinación de las tres es expandida a:

$$\phi(r, \theta, \varphi) = \left\{ \frac{r^l}{1/r^{l+1}} \right\} [A_l^m \cos(m\varphi) + B_l^m \sin(m\varphi)] P_l^m(\cos\theta); \quad 3.4$$

y esto es llamado ‘armónicos esféricos sólidos de grado l y orden m ’ (Gebhag, 2005).

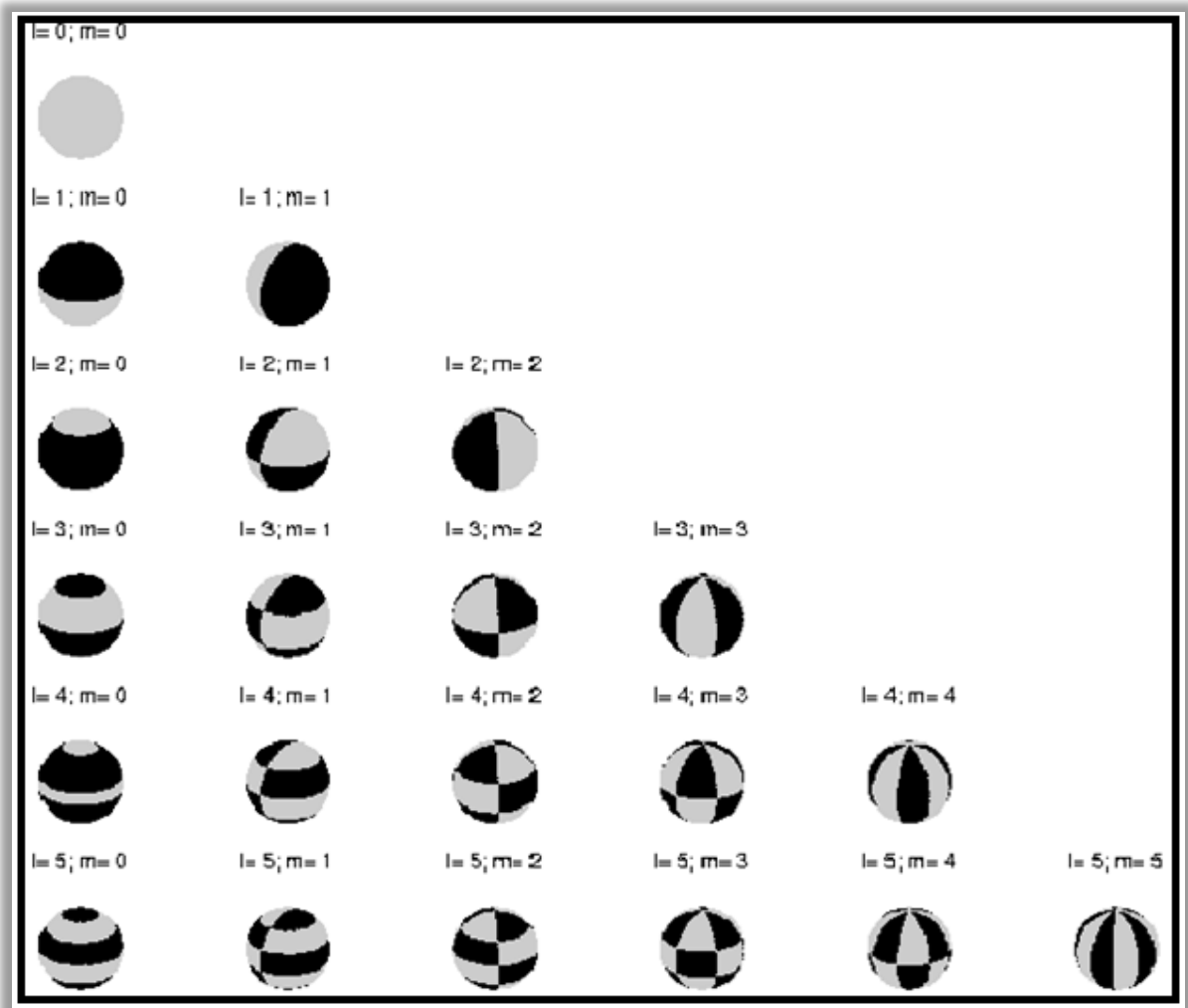


Figura 28: Visualización el comportamiento de los armónicos con base en los valores de “ l ” y “ m ” (Gebhag, 2005).

De la figura 28 se puede identificar tres tipos de armónicos:

- El armónico zonal es definido por la forma $P_l^0(\cos\theta) = P_l(\cos\theta)$. La superposición de los polinomios de Legendre describen variaciones con la latitud, no dependiendo de la longitud. Dividen la esfera en zonas latitudinales.
- El armónico sectorial son de la forma $\sin(m\varphi)P_m^m(\cos\theta)$ o $\cos(m\varphi)P_m^m(\cos\theta)$. Como esto varia en meridianos $2m$, dividen la esfera en sectores (líneas longitudinales)
- Los armónicos tesseral son aquellos de la forma $\sin(m\varphi)P_l^m(\cos\theta)$ o $\cos(m\varphi)P_l^m(\cos\theta)$ para $l \neq m$. la amplitud de una superficie esférica de cierto grado l y

orden m se desvanece en los meridianos $2m$ de longitud y sobre $(l-m)$ paralelos de latitud (Gebhag, 2005).

Se define una función armónica entonces a cualquier función que: (1) satisface la ecuación de Laplace, (2) es continua, con primeras derivadas singulares, y (3) tiene segunda derivada.

3.3 Atracción y potencial gravitacional

La magnitud de la fuerza gravitacional entre dos masas es proporcional a cada masa e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa. En coordenadas cartesianas, las fuerzas mutuas entre una partícula de masa “ m ” centrada en el punto $Q = (x', y', z')$ y una partícula de masa M en $P = (x, y, z)$, es dada por

$$F = \gamma \frac{m.M}{r^2} \quad 3.5$$

donde $r = [(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2]^{1/2}$; y donde γ es la constante de gravitación universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg.s}^2$).

Las unidades utilizadas en el sistema internacional MKS, la unidad de masa es el kilogramo, la unidad de distancia es el metro, y la atracción gravitacional es dada en metros entre segundo cuadrado (m/s^2). En el sistema internacional CGS la aceleración es referida a Gal, donde $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$, y comúnmente en la literatura geofísica se utiliza la unidad miligal (mGal) como unidad de atracción gravitacional. La conversión al sistema MKS es $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$ (Lowrie, 2007).

El potencial gravitatorio obedece al principio de superposición, es decir que el potencial gravitacional de una colección de masas es la suma de las atracciones gravitacionales de cada masa. Por otra parte, la ley de Gauss establece que la masa total en una región es proporcional a la componente normal de la atracción gravitacional integrada sobre el borde de la región (Gebhag, 2005). La aplicación de esta ley concierne a la estimación del total de masa excedente debajo de una superficie sobre la cual la componente normal de la gravedad es conocida.

3.4 Potencial magnético

Bajo ciertas condiciones, un campo magnético es únicamente determinado por un potencial escalar, análogo a la relación entre el campo gravitatorio y su correspondiente potencial gravitatorio. La fuerza actuante sobre un pequeño elemento dl_a de circuito “a” causado por una corriente eléctrica en el elemento dl_b de un segundo circuito “b” es dada por la fuerza de Lorentz (figura 29):

$$df_a = C_m I_a I_b \frac{dl_a \times (dl_b \times \hat{r})}{r^2} \quad 3.6$$

donde el factor C_m es una constante de proporcionalidad, análoga a la constante de gravitación de Newton, usada para ajustar las unidades. La ecuación 3.6 refleja la inducción magnética (Blakely, 1996).

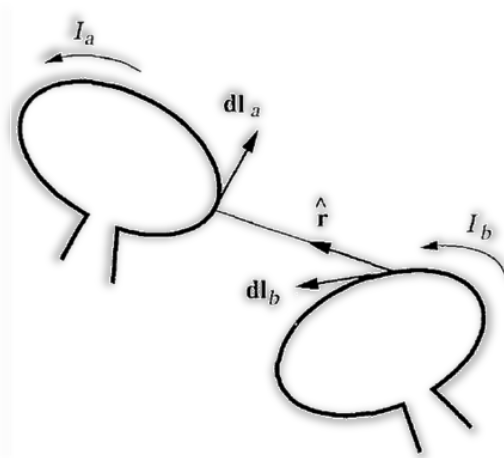


Figura 29. Dos bucles de corrientes I_a e I_b separados por una distancia r . El vector unitario $\hat{r}$ es direccionado desde un elemento dl_b del bucle b al elemento dl_a del bucle a (Blakely, 1996).

Hay dos sistemas básicos de unidades comúnmente usados en aplicaciones geofísicas para el magnetismo. La mayoría de las publicaciones hechas antes de 1980 aproximadamente aplicaban el sistema CGS, cuya unidad era la unidad electromagnética (emu). Recientemente, el sistema internacional, para la inducción magnética B en estudios geofísicos, se emplea el gamma (emu) o el nanotesla (SI), donde 1 tesla = 10^4 Gauss, y 1 nanotesla = 1 gamma (Dobrin & Savit, 1988).

3.4.1 Intensidad del campo magnético

La inducción magnética B es originada por corrientes. Si se considera además un segundo tipo de campo magnético asociado a corrientes de nivel atómico relacionadas a la magnetización, entonces: $H = B/\mu_0 - M$; donde μ_0 es llamada permeabilidad magnética del espacio libre, y H es la intensidad del campo magnético en unidades de oersteds (Oe). H y B tienen la misma dirección en las afueras del material magnético pero difieren ambas en magnitud y dimensiones (Blakely, 1996).

3.4.2 Permeabilidad magnética y susceptibilidad

Los materiales pueden adquirir una componente de magnetización en presencia de un campo magnético externo. Para campos de baja amplitud esta magnetización inducida es proporcional en magnitud y paralela (o anti paralela) en dirección al campo externo, el cual es: $M = xH$; siendo x la constante de proporcionalidad llamada susceptibilidad magnética.

Una cantidad relacionada es la permeabilidad magnética, pudiendo llegar a la relación: $\mu = \mu_0 (1+x)$. La relación entre M y H no es necesariamente lineal y “ x ” varía con la intensidad del campo, puede ser negativa, y puede ser representada mejor en algunos materiales como un tensor (Blakely, 1996).

El *Diamagnetismo* es una propiedad inherente de la materia, en la cual todo campo magnético aplicado modifica el movimiento orbital de los electrones de tal manera que induce una pequeña magnetización en el sentido opuesto del campo aplicado. El *Paramagnetismo* es una propiedad de aquellos sólidos que tienen momentos magnéticos atómicos, y la aplicación de un campo externo causa en los momentos atómicos una parcial orientación paralela al campo aplicado; los efectos termales tienden a oponerse a la alineación. Algunos materiales son *ferro magnéticos*, los cuales no solo tienen momentos atómicos, sino que también momentos vecinos, y su interacción causa el efecto cuántico llamado energía cambiante, la cual causa un magnetismo espontaneo que puede ser mayor que los magnetismos mencionados. Existen también diferentes tipos de materiales ferromagnéticos, dependiendo del alineamiento del momento atómico (Blakely, 1996).

3.5 Análisis de los armónicos esféricos

Las cantidades físicas medidas sobre o por debajo de la superficie terrestre son naturalmente descritas matemáticamente en coordenadas esféricas, ya que es una manera de sintetizar de medidas discretas o dispersas sobre una esfera una ecuación aplicable a toda la esfera, permitiendo interpolar el comportamiento en zonas donde no se tienen medidas. Son funciones que representan la variación espacial de un conjunto ortogonal de soluciones de la ecuación de LaPlace, expresada en coordenadas esféricas (Jacoby & Smilde, 2009).

3.6 Campos gravimétricos regionales

Consiste en reducir la medida de gravedad sobre o cerca de la superficie terrestre a un valor de anomalía que refleje las variaciones de densidad en la corteza y el manto superior. Como la fuerza de gravedad varía dependiendo del lugar en la Tierra, las superficies equipotenciales son suaves pero irregulares. Una de estas superficies de interés es el *Geoide*, la cual es descrita por el nivel del mar sin el efecto de las corrientes oceánicas, el clima ni las mareas (Heiskanen & Moritz, 1967). Su forma es influenciada por las masas inferiores a la misma, generando elevaciones donde hay exceso de masa y depresiones donde existe deficiencia de masa.

El elipsoide de revolución hace referencia a la forma del planeta, debido a la complejidad del geoide. Lo cual ha permitido bajo acuerdo internacional definir parámetros geodésicos para el cálculo de la gravedad teórica sobre un punto de la superficie terrestre (Gebhag, 2005). En 1984 el sistema Geodésico Mundial, adoptó la siguiente ecuación:

$$g_0 = 9.7803267714 \frac{1 + 0,00193185138639 \operatorname{sen}^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0,00669437999013 \operatorname{sen}^2 \lambda}} \quad 3.7$$

siendo λ el valor de la latitud del punto en radianes (Blakely, 1996).

3.6.1 Anomalías gravimétricas

El cálculo de las anomalías gravimétricas, causadas por las variaciones de densidad en el subsuelo, concierne una serie de correcciones a la gravedad observada, las cuales son:

- 1) Corrección del efecto de elevación sobre el nivel de referencia (Corrección de Aire Libre; $C_{al} = 0,3086 h$)
- 2) Corrección del efecto de la masa que se encuentra por encima del nivel de referencia (corrección de Bouguer; $C_b = 0,04191 h \rho$; y corrección topográfica $C_t = t\rho$)
- 3) Corrección de las variaciones dependientes del tiempo (mareas)
- 4) Corrección por movimiento de la plataforma (Eotvos; $gE = 7,503 v \cos\lambda \sin\alpha + 0,004154v^2$)
- 5) Corrección por el efecto de las masas que soportan las cargas topográficas (corrección Isostática)

Siendo h = diferencia de altura respecto al nivel de referencia, t = factor de corrección topográfica por masas circundantes, ρ =densidad, v = velocidad en nudos, λ =latitud, α =grados respecto al norte verdadero. (Gebhag, 2005).

Siendo así, la fórmula de anomalía de Bouguer

$$AB = g_{obs} \pm C_{al} \mp C_b + C_t - g_{teo} \quad 3.8$$

3.6.2 Representación por series de Fourier. Filtrado y realce de la anomalía

La gravedad a través de un perfil puede ser analizada por técnicas desarrolladas por investigaciones en series de tiempo, ya que la anomalía gravimétrica varía con la posición a lo largo del perfil. Para una distribución espacial de numero de onda $k=2\pi/\lambda$, es la contraparte de la frecuencia en una serie de tiempo. Si se asume que su variación es periódica, la función $\Delta g(x)$ puede ser expresada como la suma de series de armónicos discretos. Esto es llamado análisis de Fourier y es un método poderoso para resolver los componentes más importantes de la señal original rompiendo la anomalía compleja en términos de variaciones periódicas más simples de diferentes longitudes de onda. Bidimensionalmente, la variación de anomalía es mapeada con series dobles de Fourier.

Separando la señal observada en componentes discretos, es posible remover algunos de ellos y reconstruir una versión filtrada de la anomalía original. Para manejar esto espacialmente, la variación es representada por una integral de Fourier, que consiste en un conjunto continuo de frecuencias y números de onda en vez de funciones discretas. La integral puede ser usada también para representar funciones no periódicas (Lowrie, 2007).

La gravedad observada puede luego ser procesada mediante el uso de las técnicas de la transformada de Fourier, que hace posible el filtrado digital de las anomalías. Cuando la función $\Delta g(x,y)$ que representa los datos gravimétricos es multiplicado por la función filtrante se genera una nueva función. Este proceso se llama “convolución” y el resultado de salida es un mapa filtrado. El filtrado por longitudes de onda puede ser utilizado para enfatizar anomalías selectas (Lowrie, 2007).

3.7 El campo geomagnético

Carl F. Gauss en 1838 fue el primero en describir el campo geomagnético a través del análisis de armónicos esféricos, y llegó a la conclusión de que el campo observado en la superficie terrestre era enteramente originado desde el interior del planeta. Hoy en día, gracias a los satélites, pruebas espaciales, etc.; se conoce que él estaba aproximadamente en lo correcto, porque solo una pequeña parte del campo geomagnético es generado fuera del planeta. (Blakely, 1996)

El campo magnético generado en el interior terrestre es aproximadamente dipolar, y es constantemente alterado por un campo externo influenciado por vientos solares de plasma cargados. La región de interacción entre el viento magnético y el campo interno es llamada “magnetósfera”. Es una compleja interacción entre el campo interno y los vientos solares, aunados a la rotación de la Tierra, fuerzas de marea, y efectos termale, que producen el campo externo. La ionósfera, la cual rodea la Tierra a una altitud que ronda los 50 y 1500 km, es una parte importante de la interacción, ya que la rotación y las mareas generan corrientes eléctricas en la ionósfera, las cuales pueden producir campos magnéticos de más de 1000 nT en la superficie terrestre (Blakely, 1996).

3.7.1 Elementos del campo geomagnético

Las cantidades vectoriales (B , H y M) deben ser descritas dentro de una franja de referencia arreglada respecto a puntos de observación sobre la superficie (figura 30). Donde la

intensidad horizontal del campo sería: $H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2}$; y el vector puede ser descrito por

su intensidad total como $T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2}$; además dos ángulos surgen, la inclinación

y declinación. La inclinación es el ángulo vertical entre el vector y el plano horizontal, representada por: $I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}}$; por convención la inclinación es positiva cuando el

vector es inclinado por debajo del plano horizontal y negativa por encima del mismo (Dobrin & Savit, 1988). El plano vertical que contiene el vector es llamado “meridiano magnético”. La declinación, por otra parte, es definida como el azimuth del meridiano magnético, positiva al este y negativa hacia el oeste, representada por:

$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}}$; permitiendo así la construcción de cartas mundiales isogónicas (con

curvas de igual declinación), isoclinales (con curvas de igual inclinación) e isodinámicas (con curvas de igual intensidad del campo).

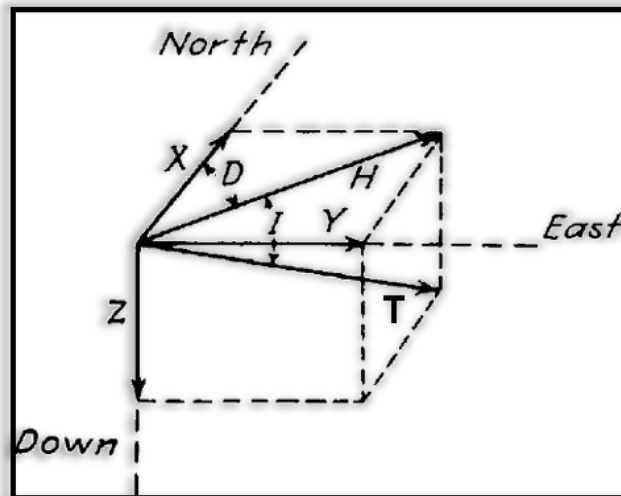


Figura 30. Representación gráfica de los elementos del campo magnético (Dobrin & Savit, 1988).

3.7.2 Referencia Internacional del campo magnético

El IGRF (Referencia Internacional del Campo Geomagnético) consiste en coeficientes de Gauss de grado y orden “ n ”, donde los términos de orden bajo se cree que representan en gran parte el campo producido por el núcleo. Sustrayendo estos términos de bajo orden, en principio se tendría el campo magnético de la corteza (Blakely, 1996).

El campo varía con el tiempo, y por ello bajo acuerdo internacional la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía) adopta nuevos modelos del campo con 5 años de intervalo, llamado “época”. Para proveer esa habilidad de predicción, cada coeficiente de Gauss para cualquier IGRF en particular se tiene un término derivado que predice dentro del campo el futuro inmediato asumiendo que cada coeficiente cambia linealmente con el tiempo.

3.7.3 Variaciones seculares

Los cambios temporales son manifestados de varias maneras, dependiendo de la periodicidad de su comportamiento, tal como la variación por el día o “variación diurna”, tormentas magnéticas, etc. Pero las variaciones que se generan por el fluido en el núcleo externo son llamadas variaciones seculares, la cuales son representadas en mapas isopóricos, donde las curvas representan su tasa de cambio, en nT por año o en grados por año (Dobrin & Savit, 1988).

3.7.4 Anomalías magnéticas

Las anomalías magnéticas son generadas en la delgada corteza de la Tierra, donde las temperaturas están por debajo de la temperatura de Curie de los minerales magnéticos importantes, principalmente magnetita y titanomagnetita. El manto es generalmente considerado no-magnético, entonces las rocas magnéticas se encuentran por encima de la interfase de ambos o por la isoterma de Curie, la cual es un poco más somera (Blakely, 1996).

Las anomalías del campo total son calculadas con la medida del campo total de un magnetómetro y sustrayendo la magnitud del campo regional, usualmente el modelo DGRF (Referencia Definitiva del Campo Geomagnético), para el tiempo en que se realizó la

adquisición. Si T representa el campo total en cualquier punto, y F es el campo regional en el mismo punto, entonces la anomalía viene dada por:

$$\Delta T = |T| - |F| \quad 3.9$$

Si ΔF representa la perturbación de F por alguna fuente de anomalía magnética, entonces el campo total viene dado por $T = F + \Delta F$; entonces:

$$\Delta T = |F + \Delta F| - |F| \quad 3.10$$

3.8 El método directo

Consiste en estimar uno o más parámetros de la fuente en el subsuelo a partir de la gravedad observada o del campo magnético, incorporando toda la geología disponible, la información geofísica y otras clases de información independientes, para generar un modelo inicial. La anomalía de este modelo debe calcularse y compararse con la anomalía observada, ajustando los parámetros necesarios para que ambas anomalías coincidan. El proceso de tres pasos (ajuste del cuerpo, cálculo de su anomalía, comparación entre las anomalías) es repetido hasta que la calculada y la observada son bastante parecidas (Blakely, 1996).

3.9 El método inverso

La interpretación de los datos gravimétricos y magnéticos es un problema que no presenta solución única y sus resultados conllevan asociadas muchas incertidumbres, entre las que se encuentra la profundidad de las fuentes que generan las anomalías observadas. Los métodos de inversión numérica, basados en el dominio de Fourier, permiten resolver esta incertidumbre (Blakely, 1996), bajo ciertas restricciones y considerando los posibles errores asociados (Suriñach *et al.*, 2006). Algunos de los métodos de inversión usados comúnmente son:

3.9.1 Análisis espectral

En un estudio con datos gravimétricos o magnéticos, dependiendo de la resolución requerida, es necesario separar las distintas componentes del campo producido por las

distintas fuentes en el subsuelo. Spector & Grant (1970) proponen un método que permite separar la contribución de las distintas fuentes de anomalía de gravedad en función del número de onda radial de la señal completa, basados en que el factor de la profundidad domina la forma del espectro de potencia radial (figura 31). El espectro radial del campo en un plano de observación 2-D decrece a medida que la profundidad t de la fuente aumenta por el factor e^{-2tr} , siendo r el número de onda. Cada tramo lineal definido por intervalos de frecuencia en el espectro, corresponde con una fuente que genera una anomalía, de manera tal que la pendiente de la recta es directamente relacionable con la profundidad de dicha fuente (Bhattacharyya, 1966; Spector & Grant, 1970; Mishra & Naidu, 1974).

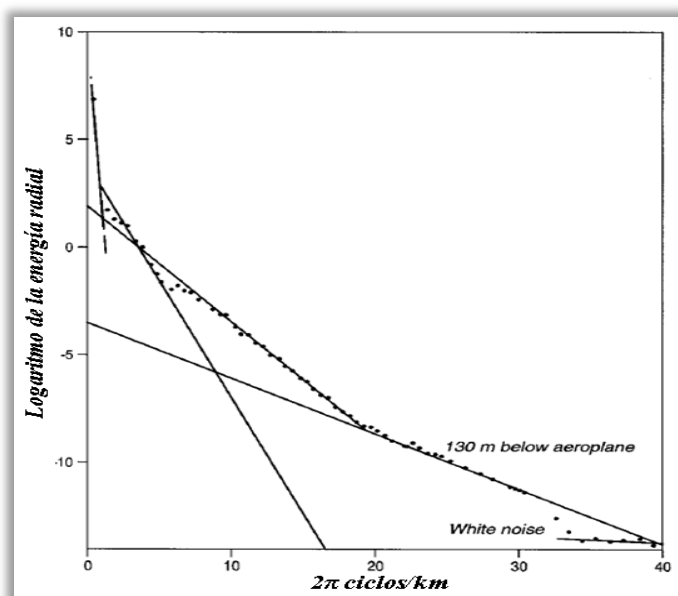


Figura 31. Ejemplo de un espectro radial de potencia de un campo magnético. El espectro muestra segmentos rectos que corresponden con respuestas de cuerpos magnéticos a una profundidad determinada (Gunn, 1997).

3.9.2 Deconvolución de Euler

Es una técnica semi-automatizada, la cual está basada en la ecuación de homogeneidad de Euler (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990). El arreglo de los datos es dividido en una serie de cuadrados que se solapan entre sí, a los cuales se le aplica la ecuación de Euler (ecuación 3.11). Las funciones f que satisfacen la ecuación tienen que ser homogéneas (Reid *et al.*, 1990) y además, se debe proporcionar información relacionada con un índice estructural de la geología regional, para obtener a través de la deconvolución de los campos gravimétrico

y magnético, una distribución de la profundidad de las fuentes que los originan (Thompson, 1982).

$$r.\nabla f = -n f \quad 3.11$$

3.9.3 Técnica de la señal analítica

Esta técnica es aplicada a partir de la combinación de los gradientes horizontales y verticales de las anomalías magnéticas (Ansari & Alamdar, 2009). La señal tiene una forma sobre el cuerpo causante que depende de la localización, más no de la dirección de magnetización, donde la amplitud de la señal está relacionada con la amplitud de la magnetización (Nabighian, 1972, 1984). La amplitud de la señal puede ser derivada fácilmente de los tres gradientes ortogonales del campo magnético total (Roest *et al.*, 1992). Baranov (1957) mostró cómo una medida del campo magnético en 2-D puede ser convertida a “pseudo-gravedad” por una operación que involucra la reducción al polo e integración vertical. El procedimiento no implica que la distribución del magnetismo en la Tierra esté relacionada con la distribución de densidad. La técnica es usada para resaltar los principales lineamientos tectónicos de una región, permitiendo también resaltar anomalías de gravedad de mediana a corta longitud de onda generadas por discontinuidades en el subsuelo (Salem & Smith, 2005).

3.9.4 Deconvolución de Werner

Se utiliza generalmente en anomalías magnéticas para el cálculo de profundidades de cuerpos en el subsuelo (Werner, 1953). El método se basa en suponer que las fuentes que generan la señal magnética son diques delgados verticales (aunque puede ser aplicado a otros tipos de cuerpos) donde el gradiente horizontal del campo total causado por ellos es equivalente al gradiente horizontal de un semi-espacio semi-infinito (Hartman *et al.*, 1971; Hansen & Simmonds, 1993). Los datos son divididos en una serie de grupos, donde cada uno de estos grupos provee un estimado de la localización de la fuente. Luego las localizaciones son representadas en una sección transversal, donde los puntos estimados de profundidad tienden a acercarse alrededor de la fuente que genera la anomalía (Werner, 1953). La técnica es implementada de manera práctica por Hartman *et al.* (1971), los cuales

proponen que los grupos consecutivos de medidas deben ser tratadas como ventanas que se mueven a lo largo del área en estudio.

3.9.5 Técnica del número de onda local

El método utiliza la relación entre la profundidad de la fuente y el número de onda local (k) del campo observado, las cuales pueden ser calculadas para cualquier punto dentro de un mallado de datos mediante el gradiente horizontal y vertical del campo, en el cual la profundidad de la fuente es igual a n/k , donde n depende de la geometría de la fuente supuesta (análoga a la deconvolución de Euler) (Thurston & Smith, 1997). Su ventaja radica en que las ventanas de datos no se mueven y el tiempo de cómputo es relativamente corto (Smith *et al.*, 1998), pero no hay manera de evaluar la confiabilidad de las profundidades estimadas (GETECH, 2007). El ruido en las medidas al aplicar esta técnica, puede representar un problema debido a la necesidad de calcular derivadas de segundo orden (Smith *et al.*, 1998).

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

La elaboración del mapa de profundidades de basamento de la cuenca de Falcón, a partir de la composición espectral de datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados, comprende las siguientes etapas metodológicas (figura 32):

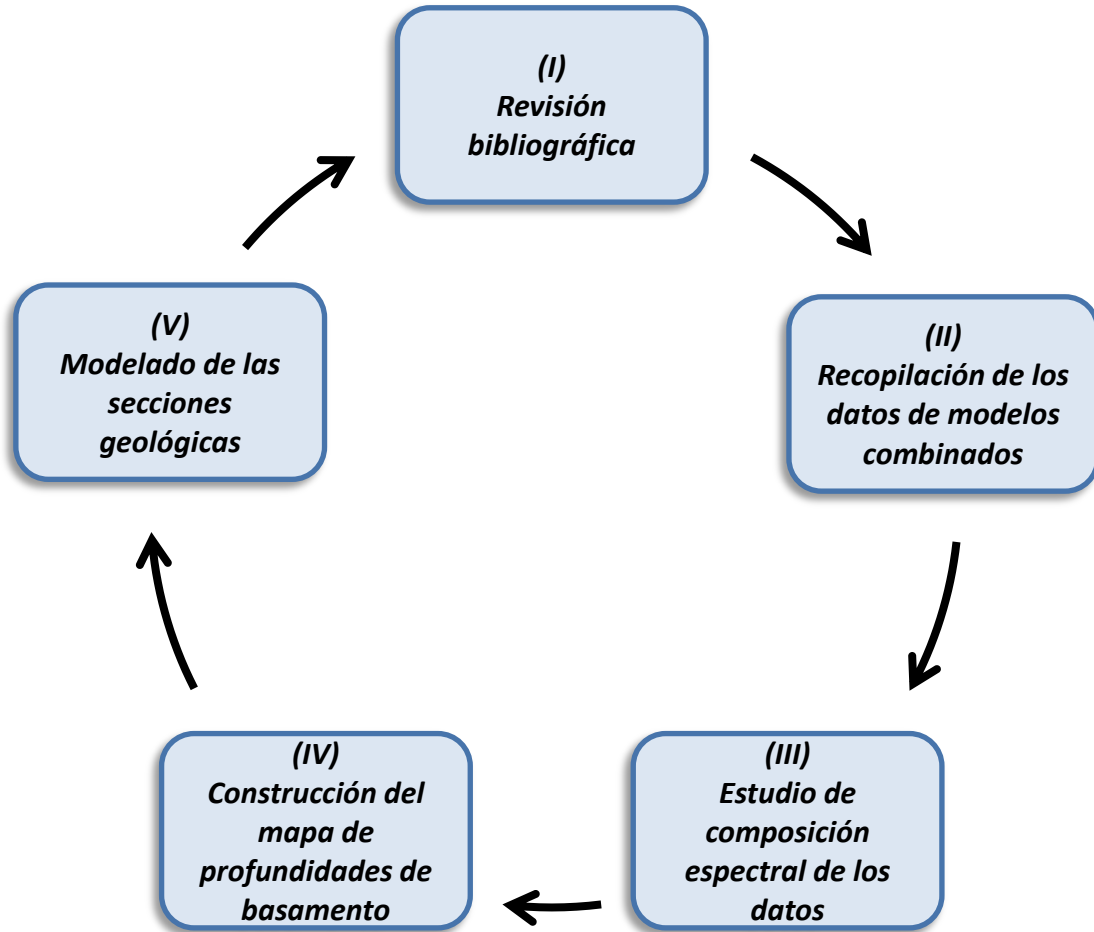


Figura 32. Flujograma de la metodología investigativa empleada.

Estas etapas son desarrolladas durante todo el cuerpo de la investigación, generando resultados y permitiendo establecer rasgos tectónicos de gran interés. En términos generales estas consisten en:

4.1 Revisión de bibliografía

Esta etapa comprende al recopilación de material bibliográfico relacionado a: diferentes técnicas de inversión de datos gravimétricos y magnéticos provenientes de sensores remotos, investigaciones y datos disponibles sobre el área de estudio, técnicas de inversión aplicadas a nivel mundial u otro tipo de información geofísica que resulte de interés. Igualmente, implica la revisión de la información geológica–estructural regional y local de la cuenca de Falcón que permita la interpretación de los resultados obtenidos.

4.2 Recopilación de los datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados

Las anomalías gravimétricas a utilizar en esta investigación provienen de la Base de Datos de Anomalías de Bouguer Satelitales de Venezuela (García, 2009), cuya resolución espacial es de 3,67 km y la densidad de Bouguer utilizada para la reducción es de 2,67 g/cm³. Las anomalías de esta base de datos fueron calculadas a partir del modelo geopotencial EGM2008, elaborado con medidas de los satélites gemelos GRACE junto con información de bases de datos globales (marina, terrestre y aerotransportada) de 5'x5' y topografía de alta resolución, construido por medio de la expansión de armónicos esféricos de grado y orden 2160 (Pavlis *et al.*, 2008). Específicamente, sobre la faja petrolífera del Orinoco, se ha comprobado una alta correlación entre los datos derivados del EGM2008 y los terrestres (Garzón, 2010).

Por su parte, las anomalías magnéticas a utilizar en este estudio provienen del Mallado de Anomalías Magnéticas Global-EMAG2- (Maus *et al.*, 2009). Este mallado fue desarrollado por la Comisión del Mapa Geológico del Mundo incluyendo datos combinados (satelitales, aerotransportados y marinos). Ofrece una resolución de 2 arco-minutos y su nivel de referencia es de 4 km sobre el geoide. Los datos magnéticos satelitales utilizados en el EMAG2 provienen del magnetómetro a bordo en el satélite CHAMP (Maus *et al.*, 2009).

4.2.1 Análisis estadístico de los datos

En esta etapa de la investigación se realizan los cálculos necesarios para la validación estadística de los datos recopilados y su representación gráfica en histogramas de frecuencia y diagramas de caja y bigotes, tanto para los datos gravimétricos como

magnéticos, para luego elaborar los mapas de anomalías correspondientes. Esto permite establecer las magnitudes predominantes de las anomalías, su desviación, los intervalos donde se concentran las muestras y la dispersión que estas presentan respecto a su media; valores de gran importancia para la comprensión del dato fuente y de las posibles características que presenta la zona mediante la evaluación del conjunto de datos sin procesar.

4.2.2 Filtrado regional-residual de las anomalías

Luego de contruidos los mapas de anomalías se procedió a realizar el filtrado de la anomalía, utilizando filtros paso-banda con el fin de separar las contribuciones regionales de la anomalía y las contribuciones residuales en ambos métodos potenciales. Esto se realizó a partir de la elaboración del espectro de potencia de toda la zona en estudio (figura 33) que permitió establecer en los datos gravimétricos que las longitudes de onda correspondientes al intervalo regional o profundo van de $k = 0$ rad/km a $k = 0,02$ rad/km (equivalente a $\lambda = 50$ km); para fuentes intermedias y someras de $k = 0,02$ rad/km a $k = 0,1$ rad/km (equivalente a $\lambda = 10$ km); y como ruido espectral la cola de la señal a partir de $k = 0,1$ rad/km.

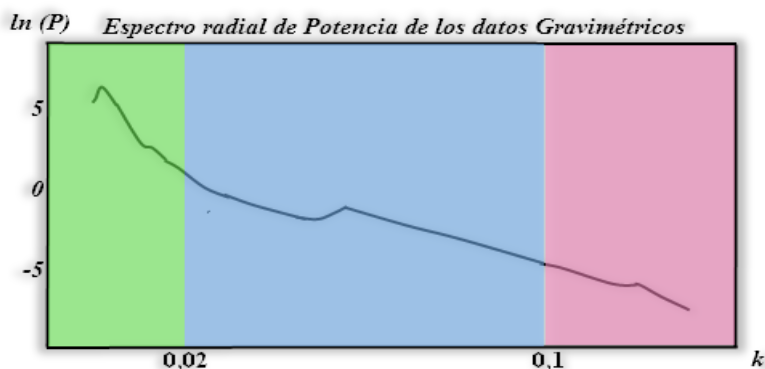


Figura 33. Filtrado de los datos gravimétricos. En verde intervalo de señal de fuentes regionales o profundas; en azul intervalo de la señal de fuentes intermedias a someras; en rosa ruido de la señal.

Para los datos magnéticos se repite el procedimiento (figura 34), estableciendo un intervalo de anomalías regionales de $k = 0$ rad/km a $k = 0,0125$ rad/km (equivalente a $\lambda = 80$ km), para las fuentes intermedias y someras desde $k = 0,0125$ rad/km a $k = 0,1$ rad/km; tomando lo restante de la señal como ruido.

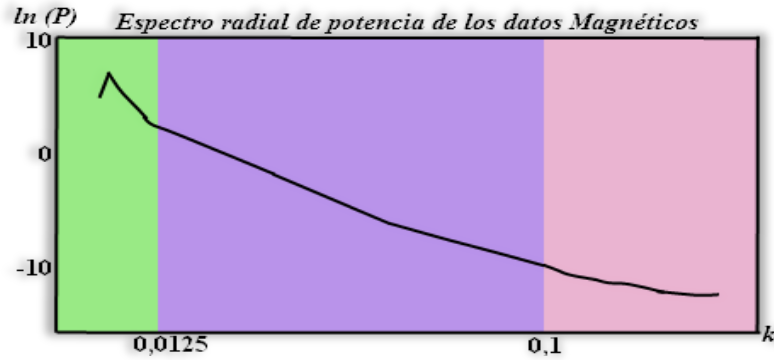


Figura 34. Filtrado de los datos magnéticos. En verde intervalo de señal de fuentes regionales o profundas; en morado intervalo de la señal de fuentes intermedias a someras; en rosa ruido de la señal.

4.3 Estudio de la composición espectral de los datos gravimétricos y magnéticos

Este método fue propuesto inicialmente por Spector & Grant (1970) y considera la relación entre la profundidad de una fuente en el subsuelo y el espectro de potencia radial en función del número de onda de la señal completa (figura 35). En principio, el espectro radial del campo en un plano de observación 2-D decrece a medida que la profundidad “ t ” de la fuente aumenta por el factor e^{-2tr} , siendo “ r ” el número de onda. Cada tramo lineal definido por intervalos de frecuencia en el espectro, corresponde con una fuente que genera una anomalía, de manera tal que la pendiente de la recta es directamente relacionable con la profundidad de dicha fuente (Bhattacharyya, 1966; Spector & Grant, 1970; Mishra & Naidu, 1974) mediante la ecuación: $Profundidad = m/(4 * \pi)$; donde m representa la pendiente de la curva.

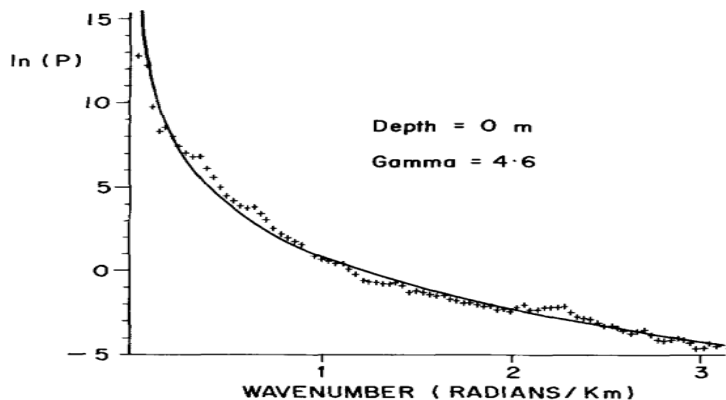


Figura 35. Ejemplo de espectro de potencia de datos gravimétricos en la cuenca Paradox, estimando profundidades de 5 y 54 km. Tomado y modificado de Pawlowski (1994).

En esta investigación se separaron los diferentes componentes del campo gravimétrico y magnético producido por las fuentes en el subsuelo en función de su número de onda radial en el espectro de potencia completo, aislando la sección espectral que corresponde con el basamento y calculando a partir de ella la profundidad del mismo para cada una de las ventanas definidas dentro de la zona en estudio.

Esta etapa se realizó tanto para los datos gravimétricos como para los magnéticos, aislando las bandas de interés en un conjunto de ventanas de 40 x 40 km para los datos gravimétricos con un solape de 50% tanto en latitud como en longitud, cuya distancia entre centroides resultante es de 20 km (figura 36). A partir de este conjunto se interpretaron dos interfases, la más profunda correspondiente a la respuesta posiblemente del basamento y la segunda a una interfase más somera.

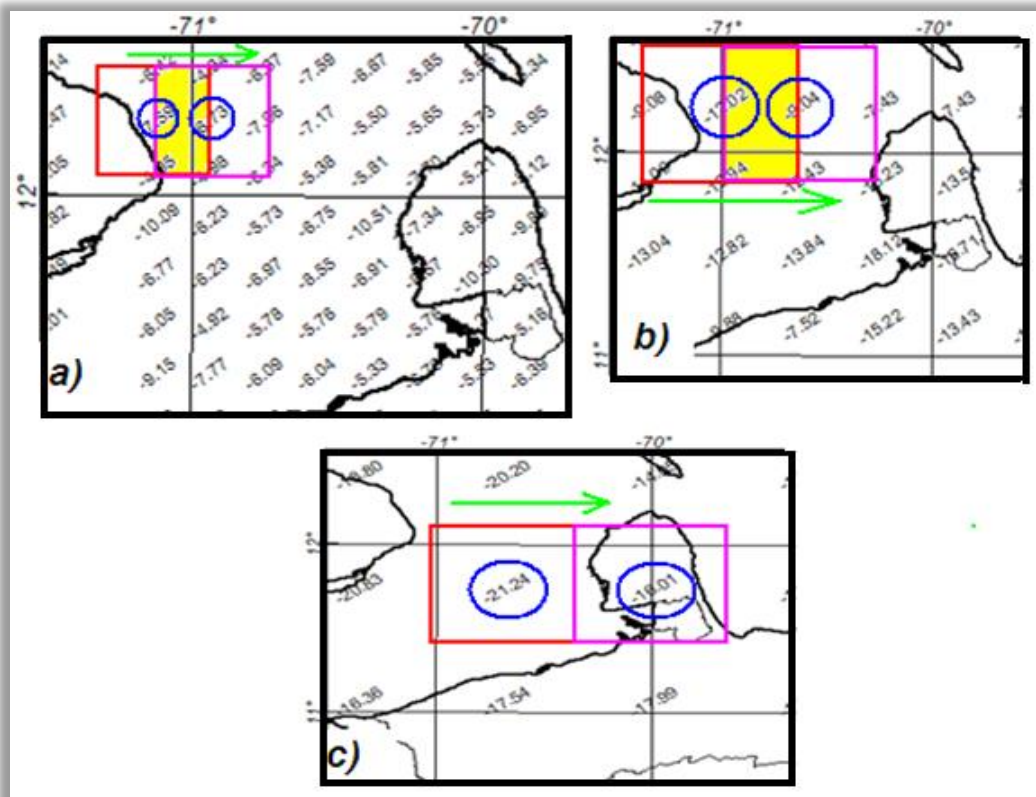


Figura 36. Movimiento de las ventanas. (a) Espectros de datos gravimétricos con solape de 50 % y ventanas de 40 x 40 km; (b) Espectros de datos magnéticos con solape de 50 % con ventanas de 80 x 80 km; (c) Espectros calculados para Conrad sin solape con ventanas de 80 x 80 km. Cuadro rojo = ventana 1, cuadro violeta = ventana 2, en amarillo zona de solape entre las ventanas, flecha verde dirección de movimiento de la ventana, círculo azul=centroide de la ventana.

A modo de poder tener un control de la interfase intracortical (Conrad), se realizó un segundo barrido de ventanas gravimétricas de 80 x 80 km, cuyo espaciamiento entre centroides es de 80 km (figura 36), con lo cual se generó un mapa de la interfase.

Con los datos magnéticos se realizó el barrido de ventanas de 80 x 80 km con solape de 50% tanto en latitud como en longitud, cuyo espaciamiento entre los centroides es de 40 km, en las cuales fueron interpretadas dos interfases magnéticas (figura 36).

4.4 Construcción del mapa del basamento

Tomando los datos obtenidos de los análisis espectrales y ordenándolos en una base de datos, se procedió a construir el mapa de basamento de la cuenca de Falcón a escala 1:400.000, y de otros mapas de interés producto del análisis de la composición espectral de la investigación.

4.5 Modelado integrado (gravimétrico-magnético) de secciones geológicas de la cuenca de Falcón

Comprende la aplicación del modelado directo sobre perfiles gravimétricos/magnéticos regionales a partir del resultado del estudio de composición espectral, utilizando como restricción la información geofísica/geológica existente en el área en estudio. El trazado de dichos perfiles se realizó de acuerdo a la ubicación de las estructuras geológicas que resultan de especial interés, dando como resultado un conjunto de 5 perfiles geológicos. Para ellos se utiliza el módulo GM-SYS del software Oasis Montaj, el cual es usado para crear modelos geológicos que mejor ajusten a los datos medidos. Hubbert (1948) demuestra que la atracción gravitacional relacionada a un cuerpo 2-D puede ser expresada en términos de una integral lineal alrededor de su periferia y Talwani *et al.* (1959) consideraron el caso de un polígono de “*n*” lados y separa la integral lineal en “*n*” contribuciones, cada una asociada a una cara del polígono. El módulo GM-SYS utiliza el algoritmo de Talwani para calcular una curva de la anomalía de Bouguer residual utilizando un método de integración lineal que representa la respuesta gravitacional generada de la superficie geológica modelada.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1 Análisis estadístico

El histograma de frecuencias de la zona en estudio para los datos gravimétricos tiene tendencia modal hacia las anomalías entre -55 y -33 mGal, lo que indica cierta afinidad continental en los datos, es decir que la mayor influencia en la señal está dada por longitudes de onda que responden a una tendencia regional continental. El conjunto de estaciones que presentan anomalías de magnitud positiva es poco mayor que la cantidad de estaciones con anomalías negativas, lo cual arroja una media positiva de baja magnitud, pudiendo sugerir una corteza de carácter transicional o de adelgazamiento litosférico entre Sudamérica y Caribe. La alta desviación estándar de los datos indica la heterogeneidad de la región, como una zona surtida en eventos tectónicos y composición geológica. El hecho de que existan también muy altas frecuencias en anomalías de baja magnitud podría sugerir la tendencia transicional de la zona, ya que la señal continental (con tendencia negativa) contrarresta la tendencia oceánica (con tendencia positiva), infiriendo de entrada el contacto de provincias geológicas de carácter regional con afinidades diferentes y adelgazadas.

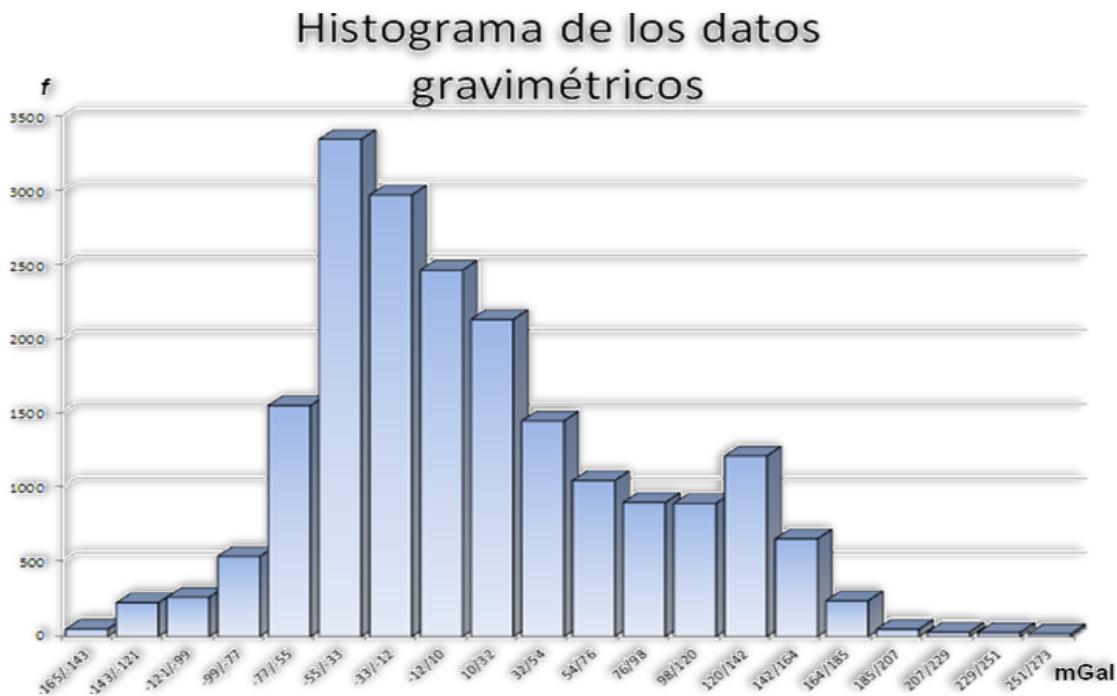


Figura 37. Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos.

Tabla 1. Valores estadísticos de los datos gravimétricos.

Desv. Estand.	70.1515076
Media	12.2803324
Mediana	-2.27637526

El diagrama de cajas y bigotes indica también que si bien se tiene una desviación estándar en los datos de 70,15 mGal, el rango de anomalías positivas es mayor en magnitud que el rango de las anomalías negativas, incluyendo el caso en el cual varias estaciones inclusive se salen de los bigotes hacia el sector positivo de la figura 38. Observando la dispersión que presentan los datos respecto a los cuartiles se podría llegar a pensar que las anomalías residuales serán mayormente positivas, comportamiento característico de la zona en estudio donde se encuentran rocas de alta densidad emplazadas sobre el continente. La tendencia regional de la zona, como ya se había inferido es el histograma, está dominada por las anomalías negativas, confirmando un basamento cristalino de afinidad continental a transicional, propio quizás de una zona en contacto de placas dominado por la transpresión.

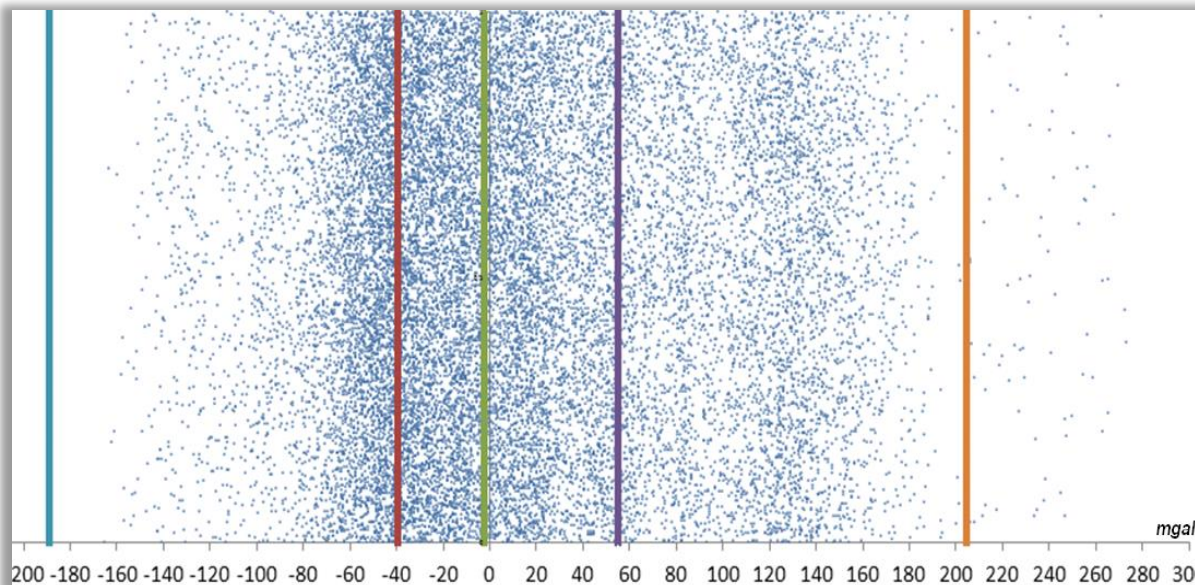


Figura 38. Diagrama de caja y bigotes de los datos gravimétricos.

Tabla 2. Valores límite del diagrama de caja y bigotes de los datos gravimétricos.

Q1	-39.5396188	Rojo
Q2	-2.27637526	Verde
Q3	55.0169005	Morado
IQR	94.5565193	
Bigote menor	-188.938919	Azul claro
Bigote mayor	204.416201	Naranja

Los datos magnéticos muestran una moda de las anomalías entre los 5 y 22 nT, con mucha mayor afinidad hacia los valores negativos que positivos, posiblemente aunado a la inclinación del campo magnético en la zona que descompone a la anomalía. Su media de baja magnitud (0,55 nT) indica una compensación magnética en la señal y que la mayoría del campo magnético es proporcionado por fuentes regionales.

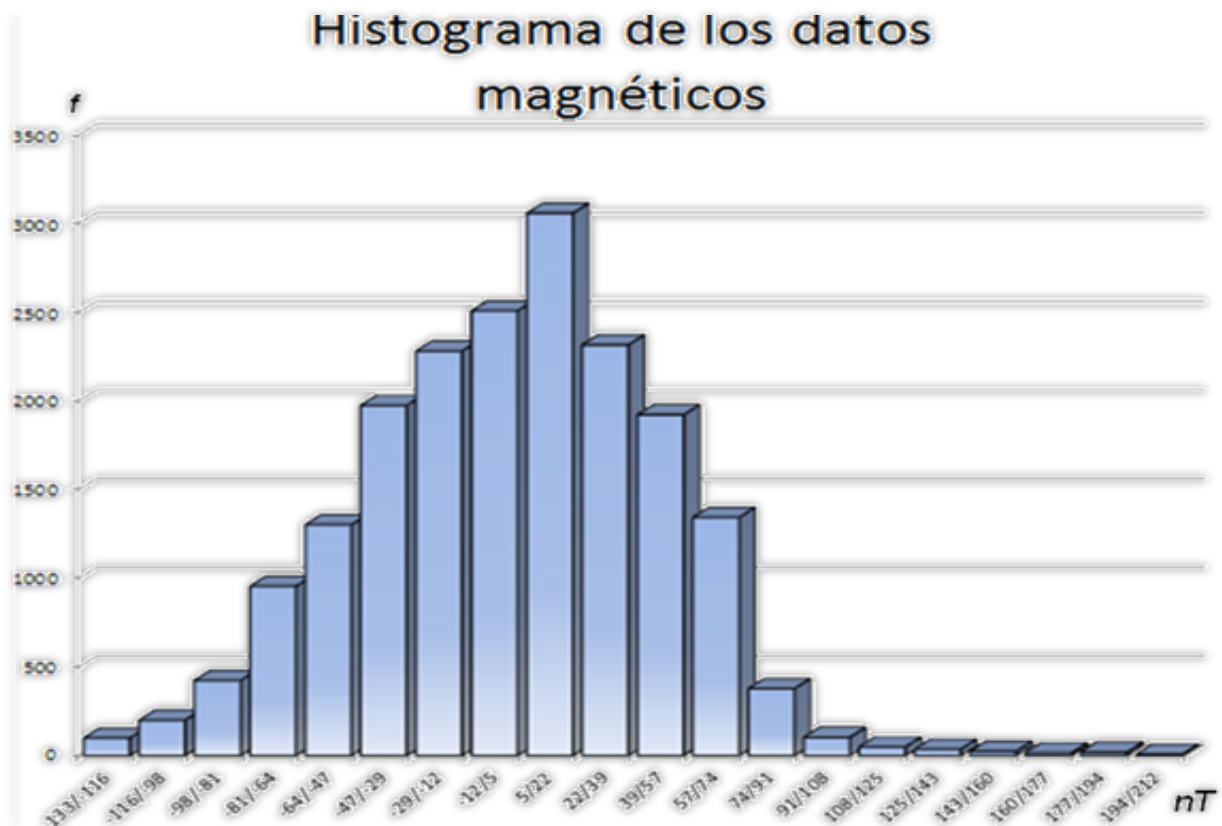


Figura 39. Histograma de frecuencia de los datos magnéticos.

Tabla 3. Valores estadísticos de los datos magnéticos.

Desv. Estand.	45.5106859
Media	0.55147773
Mediana	3.70403415

Sin embargo, el diagrama de caja y bigotes para estos datos muestra una gran dispersión respecto a los cuartiles, así como datos que pasan el bigote hacia el sector positivo, pudiendo indicar de que a pesar de que la contribución es mayoritariamente regional, las anomalías residuales podrían estar de cierta manera vinculadas a provincias geológicas sobrecorridas al borde continental con altos valores de magnetización, posiblemente de afinidades oceánicas.

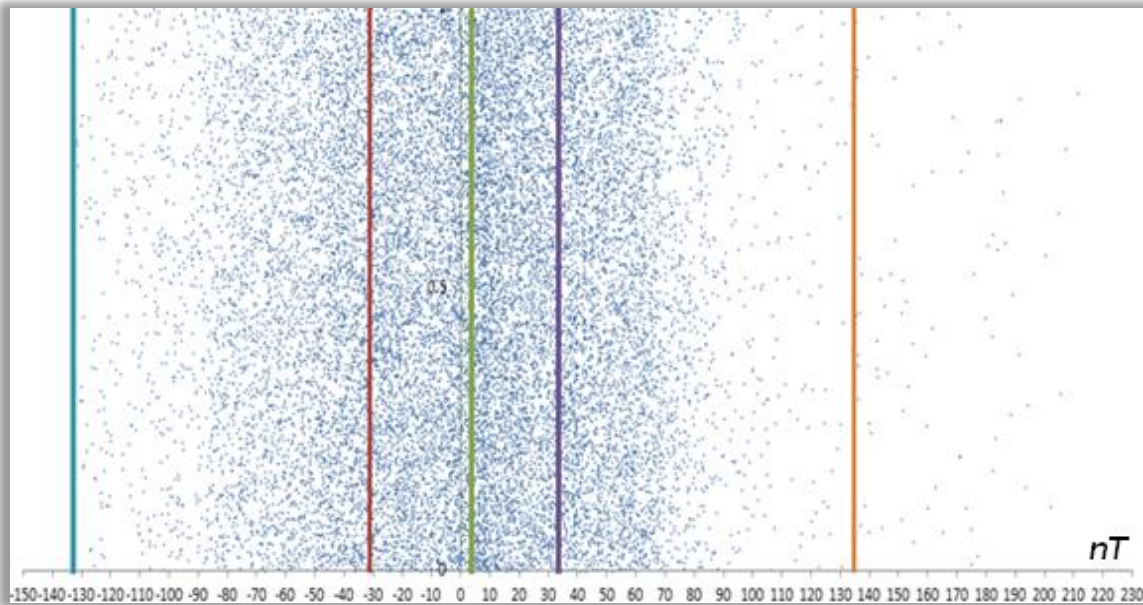


Figura 40. Diagrama de caja y bigotes de los datos magnéticos.

Tabla 4. Valores límite del diagrama de caja y bigotes de los datos magnéticos.

Q1	-30.9922708	Rojo
Q2	3.70403415	Verde
Q3	33.3505766	Morado
IQR	64.3428474	
Bigote menor	-132.65397	Azul claro
Biogote mayor	135.012276	Naranja

5.2 Gravimetría

El mapa de anomalías de Bouguer muestra una variabilidad geológica de la zona en estudio, con un amplio espectro de magnitudes que van de unos 250 mGal en la latitud 13° N y longitud 66,7° O (noreste del mapa) en la cuenca de Venezuela, a unos -145 mGal en los Andes de Mérida en latitud 9,1° N y longitud 71,1° O (suroeste del mapa). Con mínimos locales importantes en el Golfo de Venezuela (latitud 11,6° N y longitud 70,6° O) de -80 mGal y cerca al lago de Valencia (longitud 67,7° O y latitud 10,2° N) con -90 mGal; y un máximo local importante al sur de Bonaire (longitud 68,3° O y latitud 11,9° N) de 180 mGal. Respecto a las tendencias regionales que presenta la zona, posiblemente puede ser dividida en tres sectores, que obedecen principalmente al tectonismo de la zona (figura 41): (1) por debajo del paralelo 11° N y entre las longitudes 69° O y 72° O, las curvas presentan una orientación preferencial aproximada de N45°E, correspondiente a la región andina dominada por el sistema de fallas de Boconó (Kellogg & Bonini, 1982; Audemard & Audemard, 2002), y a la región de Falcón occidental y las napas de Lara; (2) una tendencia aproximada de las curvas E-O a N75°E por debajo de la latitud 11° N y entre las longitudes 69° O a 66,5° O (Paolini *et al.*, 2011), correspondiente a la región cordillera de la Costa, dominada principalmente por las fallas San Sebastián y La Victoria (Beck, 1985; Ávila *et al.*, 2008); (3) por encima del paralelo 11° N (toda la región norte del mapa) obedece a una orientación aproximada de N45°O a N30°O, donde las curvas se hacen asintóticas al paralelo 11°N en su sección oriental debido a la interacción transpresiva entre las placas Caribe y Sudamérica.

El conjunto de anomalías con longitudes de onda más cortas se encuentra justo sobre la falla Boconó, lo que de antemano condiciona la interpretación, ya que lo más probable es que éstas sean ocasionadas por características geológicas someras. En segunda instancia se observan longitudes de ondas cortas pero de mayor longitud que las anteriores en el estado Lara, lo que induciría en principio que obedecen a efectos geológicos posiblemente ubicados a una profundidad donde el basamento cristalino interactúa de manera irregular con las secuencias geológicas suprayacentes (Baquero *et al.*, 2009).

En términos de magnitudes de anomalías de Bouguer, se pueden observar en primera instancia tres dominios, uno de magnitudes positivas hacia el noreste del mapa que infieren

una afinidad oceánica en esa zona; otro dominio de magnitudes intermedias básicamente marcado sobre las cuencas de Falcón y Bonaire (sección de corteza transicional adelgazada) (Bowin, 1976; Bonini *et al.*, 1977; Bonini, 1978), y de manera aislada en la subcuenca de Guárico al estar el basamento paleozoico más somero que en la cordillera de la Costa; y por último un dominio de magnitudes negativas principalmente entre la cuenca de Maracaibo y los Andes de Mérida de afinidad continental y hacia Falcón occidental en la sección correspondiente a la plataforma de Dabajuro limitada al este por el alto de Dabajuro.

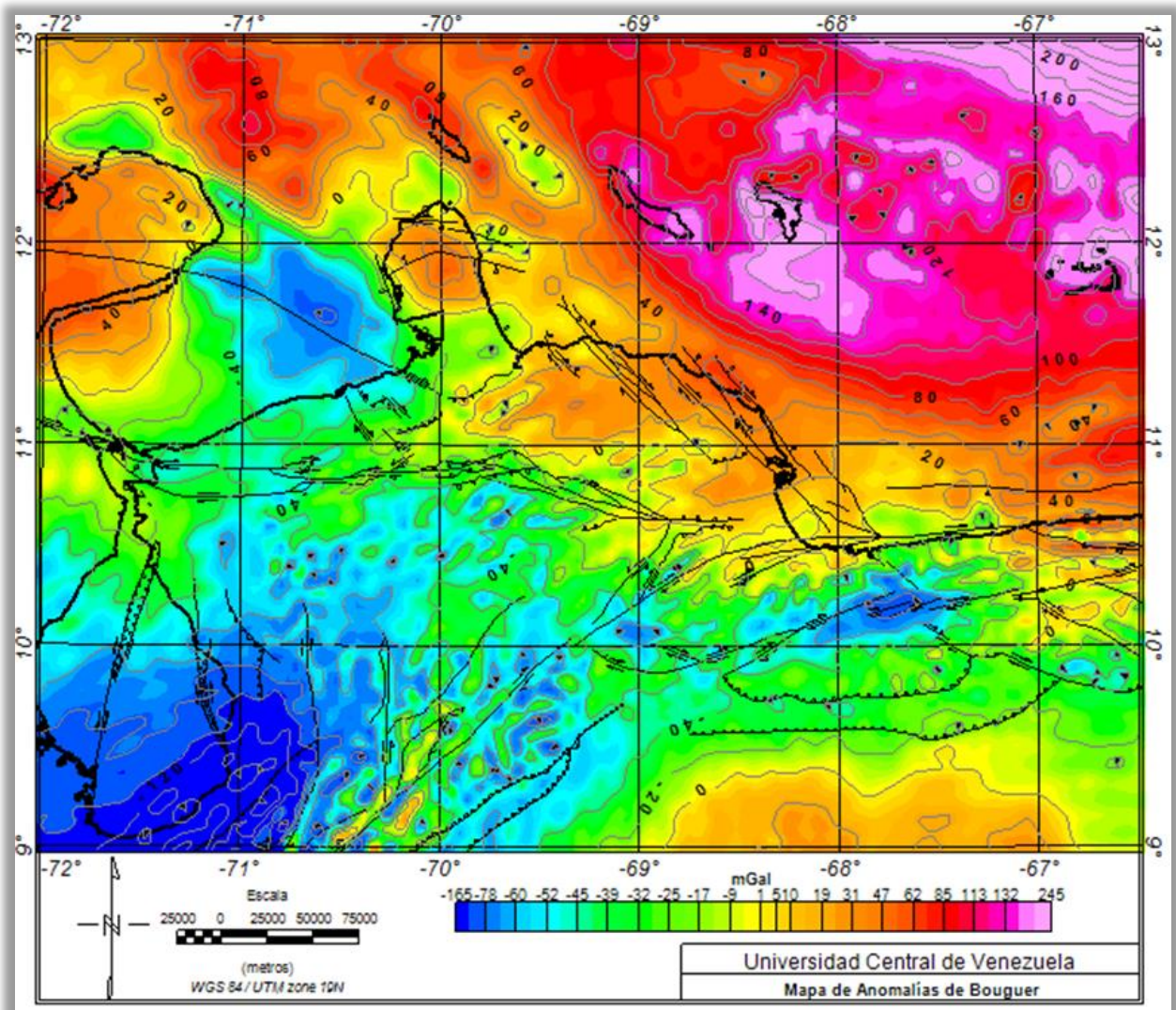


Figura 41. Mapa de anomalías de Bouguer de la zona en estudio. Base de Datos de Anomalías de Bouguer Satelitales de Venezuela (García, 2009) y en líneas color negro sistemas de fallas de la base FUNVISIS *et al.* (2000).

5.2.1 Filtrado de las anomalías de Bouguer

Para llevar a cabo la separación de las anomalías fue necesario primero la construcción y el análisis del espectro de potencia de la señal completa de los datos gravimétricos, para a partir de él, establecer el ancho de banda que definen los filtros paso-banda aplicados. En el espectro (figura 42) se observa que por debajo de una longitud de onda $k = 0,02$ rad/km (equivalente a longitudes de onda $-\lambda-$ mayores a 50 km) se encuentran las dos interfases de mayor profundidad. Aplicando el método de Spector & Grant (1970), se obtuvo que la primera interfase está en 35 km posiblemente correspondiendo en promedio a la profundidad a la cual se encuentra Mohorovicic (Schmitz *et al.*, 2008; Miller *et al.*, 2009), y la segunda interfase a 15 km atribuida a la interfase intracortical (Conrad). Siguiendo a $k = 0,02$ rad/km hasta $k = 0,1$ rad/km (equivalente a longitudes de onda $-\lambda-$ entre 50 km y 10 km) se obtienen dos interfases, la primera a 7,5 km atribuida al promedio de profundidad del basamento y la segunda a 6 km correspondiente al contraste de densidades entre secuencias sedimentarias mayormente.

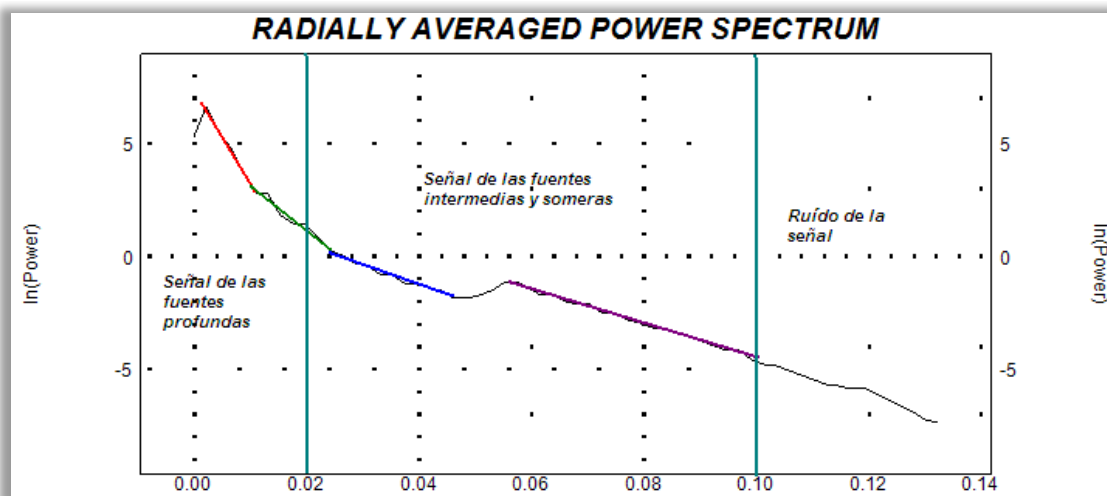


Figura 42. Espectro de potencia gravimétrico de la zona en estudio. En líneas turquesa separación de los dominios de la señal. La línea roja representa a la fuente atribuida a Mohorovicic, la línea verde a la interfase de Conrad, la línea azul marino es atribuida al basamento y la línea púrpura a una interfase somera. Eje horizontal número de onda (k).

Anomalías de Bouguer regionales

A partir de este análisis se filtró el mapa, estableciendo el intervalo regional entre $k = 0$ y $k = 0,02$ rad/km generando el mapa de anomalías regionales presentado en la figura 43, en el

cual se conservan básicamente las mismas tendencias de las curvas que las descritas en el mapa de anomalías de Bouguer con algunas diferencias principalmente en las longitudes de onda de las anomalías. Sus valores de anomalías van desde los 250 mGal en el noreste del mapa hasta unos -150 mGal en el suroeste del mismo. Asimismo, lo dicho anteriormente indica que la señal gravimétrica completa está mayormente dominada por tendencias de carácter regional. El mapa también muestra ciertas características geológicas a nivel de basamento, principalmente un Golfo de Venezuela irregular, rocas de alta densidad en la península de Paraguaná (Dickey, 1932; Karsten, 1859; Mendi & Rodríguez, 2005; Stephan, 1985; entre otros), un posible adelgazamiento cortical en la cuenca de Falcón (hacia Falcón central y oriental) (Rodríguez & Sousa, 2003; Montano, 2008; Schmitz *et al.*, 2008; entre otros), una depresión tectónica en el lago de Valencia, un comportamiento de isostasia andina desplazado respecto al punto de mayor carga y limitada por el sistema Boconó, y por último la isla de Aruba no parece tener continuidad ni estar tan relacionada con el resto de las Antillas de Sotavento.

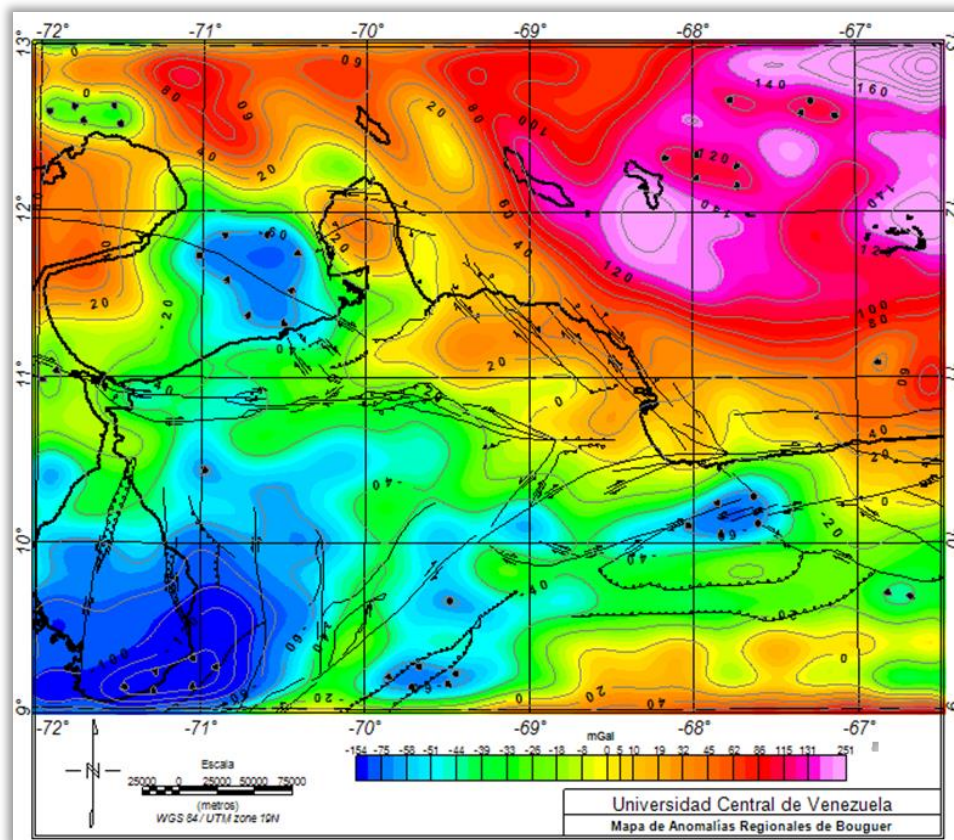


Figura 43. Mapa de anomalías regionales de Bouguer calculado a partir del filtro paso-banda. En líneas negras sistemas de fallas del mapa de FUNVISIS *et al.* (2000).

Para comprobar que en efecto el filtrado fue aplicado correctamente, se calculó el espectro de potencia del mapa regional, confirmando que solo las longitudes de ondas con k menores a 0,02 rad/km son las representadas en el mapa.

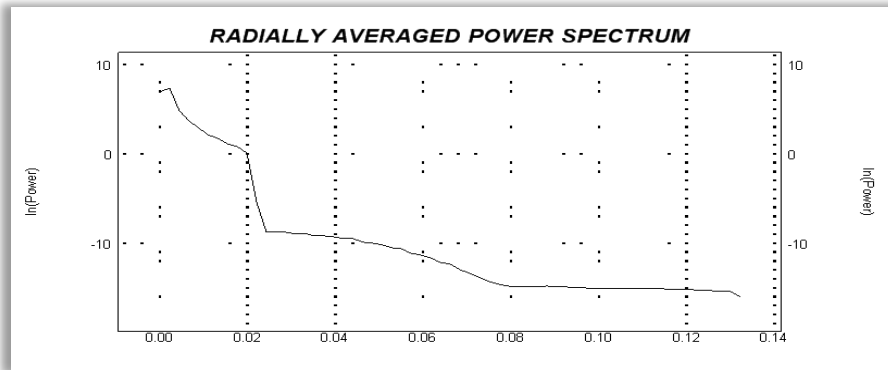


Figura 44. Espectro de potencia del mapa de anomalías de Bouguer regional. Eje horizontal número de onda - k -, eje vertical logaritmo neperiano de la potencia - $\ln(P)$ -.

Anomalías de Bouguer residuales

Por su parte el mapa de anomalías de Bouguer residual (figura 45), muestra que la señal gravimétrica contiene muchas longitudes de onda corta y ruido. Es posible destacar zonas de alto gradiente como el conjunto de anomalías sobre la falla de Boconó y San Sebastián, resaltando la fuerte influencia de las mismas sobre la geología somera y dividiendo dominios. Una zona caótica puede ser observada en las napas de Lara que podría inferir su carácter composicional, y un conjunto de longitudes de onda más largas y con orientaciones paralelas entre sí puede ser acotada entre la península de la Guajira y Aruba. La orientación de las mismas aproximadamente en $N40^{\circ}O$ (Bellizzia *et al.*, 1969) podría inferir un sistema tectónico rotado hasta esta orientación mucho más marcado y somero que la fragmentación de las Antillas de Sotavento, mostrando al Archipiélago de los Monjes como un bloque levantado entre fallas con esta orientación. Todo esto sugiriendo un basamento irregular, con mucha complejidad tectónica y geológica.

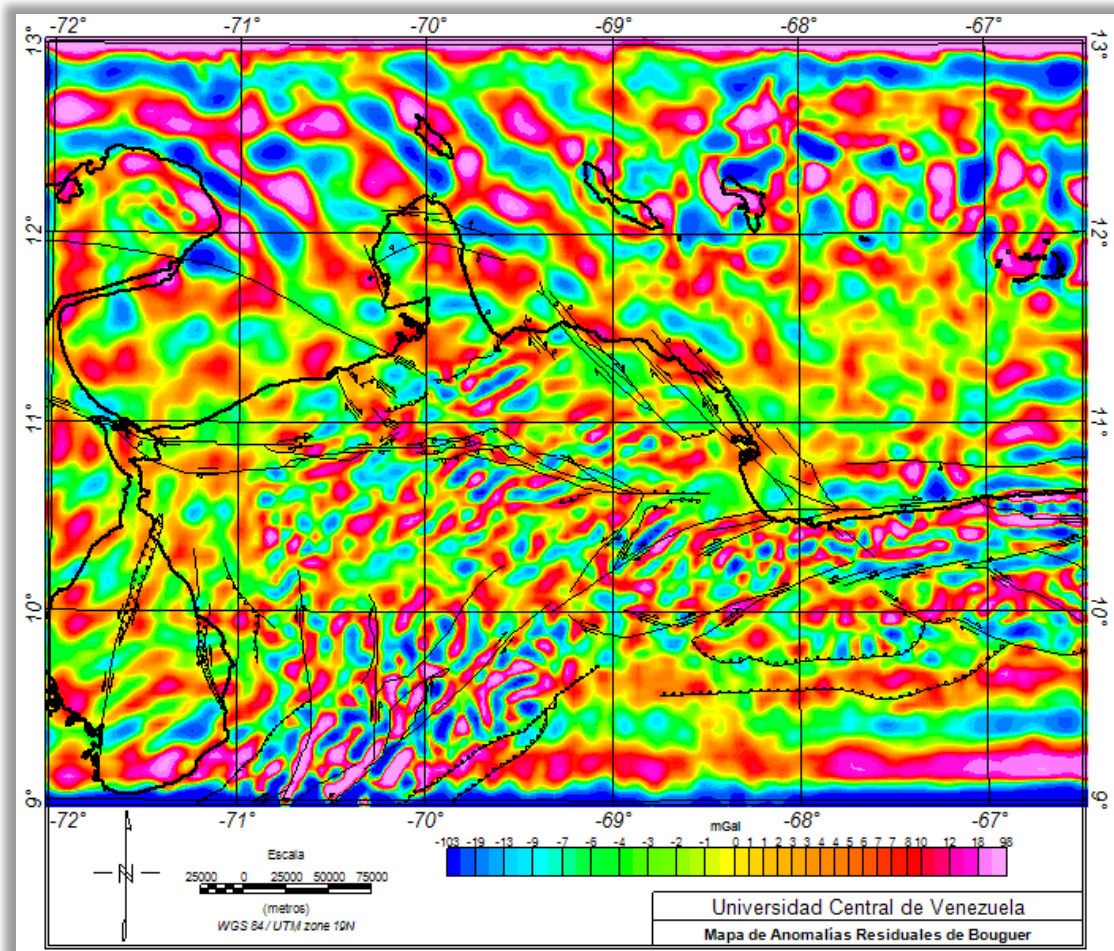


Figura 45. Mapa de anomalías de Bouguer residual calculado a partir del filtro paso-banda. En líneas negras sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

Al igual que se corroboró con el filtrado regional, se construye el espectro de potencia del mapa residual para verificar la eficacia del filtrado, donde se puede observar que las longitudes de onda entre 0,02 y 0,1 rad/km tienen mayor potencia.

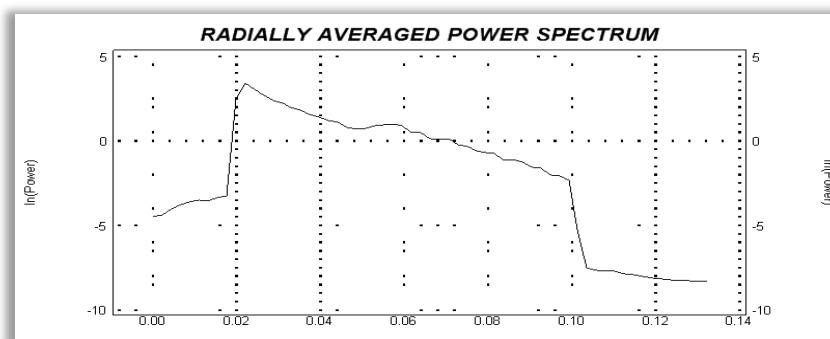


Figura 46. Espectro de potencia del mapa de anomalías de Bouguer residual. Eje horizontal número de onda - k -, eje vertical logaritmo neperiano de la potencia - $\ln(P)$ -.

5.2.3 Análisis de la composición espectral gravimétrica

A partir de lo observado en la composición espectral de la señal en la sección anterior, y como ya ha sido mencionado en el capítulo anterior, se realizó el barrido de las ventanas en las cuales se calculó el espectro de potencia para así obtener un mallado de datos de profundidad de las interfases de interés. Lo primero en acotar es la distribución espacial del mallado, el cual fue construido con un solape de 50% de tal manera que una misma anomalía fuese al menos muestreada dos veces; esto se hizo entre las longitudes 71° O y 67° O y entre las latitudes 10° N y 13° N. La evaluación espectral se realizó expandiendo la ventana hasta las longitudes 72° O y 66,5° O y hasta la latitud 9° N con el fin de tener una visión tectónica de las adyacencias de la zona y evitar problemas de borde al momento de interpolar los mapas de las interfases. La figura 47 muestra la distribución espacial de los valores tomados para la construcción del mapa de basamento a partir de la gravimetría y consecuentemente la figura 48 la distribución espacial para el mapa de la interfase más somera registrada a partir de los espectros gravimétricos. En las zonas donde faltan espectros es debido a que no mostraban tendencias claras comparadas con el resto de los espectros. Por tal motivo ellos fueron descartados.

La apertura de las ventanas fue determinada tomando en cuenta que las mismas debían tener un poco más de 4 o 5 veces el promedio de la profundidad del basamento registrado por pozos y observado en el espectro de potencia total de la zona, debido a que las anomalías cuya fuente es el basamento, deberían conservar esta proporción teórica en sus longitudes de onda. A pesar de que son muy pocos los pozos de acceso libre disponibles para la región, y mucho menos son los que alcanzan el basamento, estos concuerdan con los datos calculados. Además, la morfología que presenta el mapa de esta interfase es perfectamente cónsona con las secciones sísmicas disponibles y con las secciones geológicas de trabajos anteriores; teniendo presente que en lugares de alta complejidad tectónica, suelen generarse contrastes de densidades altos suprayacentes al basamento, con una respuesta similar en longitudes de onda a la del mismo, que dificultaría su interpretación.

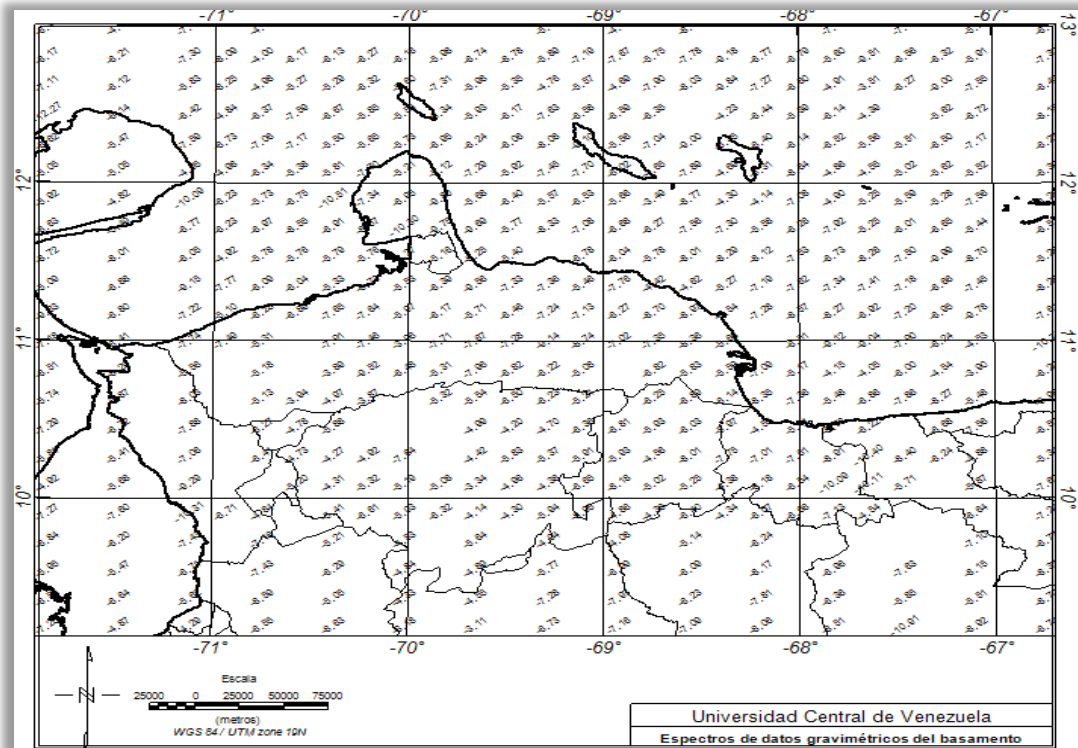


Figura 47. Representación de la ubicación espacial de las profundidades calculadas en los espectros de potencia para la interfase basamento.

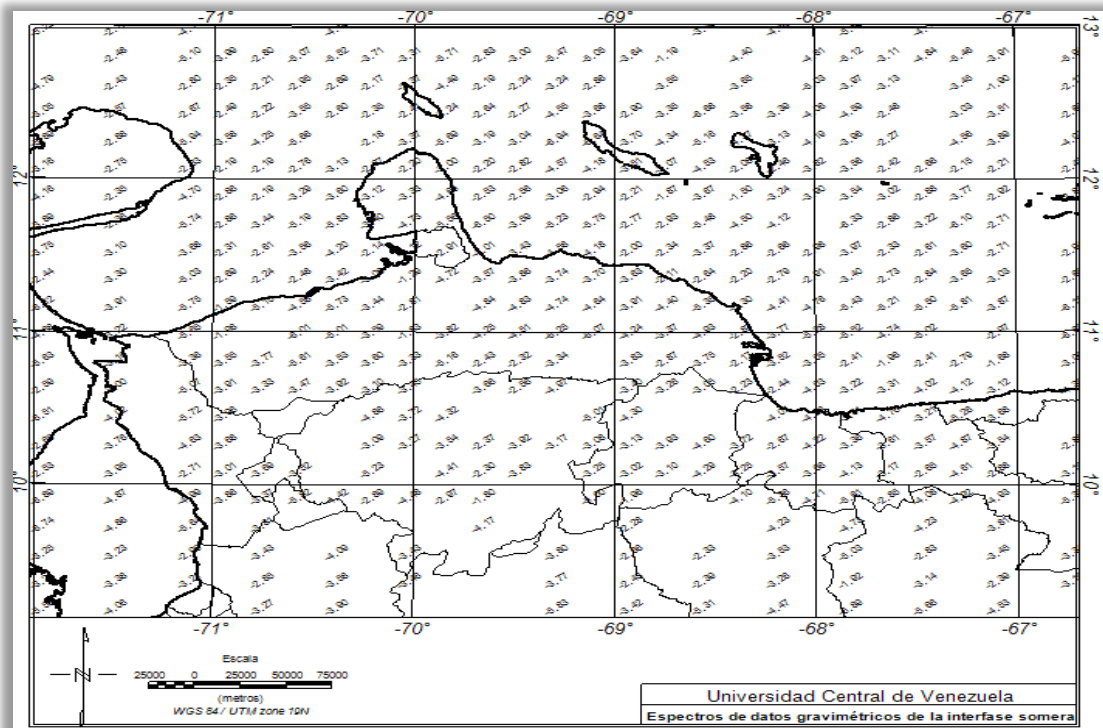


Figura 48. Representación de la ubicación espacial de las profundidades calculadas en los espectros de potencia para la interfase somera.

Básicamente se presentaron tres tipos de espectros, el primer espectro tipo “A” mostraba ambas interfases de contraste de densidad mencionadas anteriormente sin irregularidades; el segundo llamado tipo “B” en los cuales se presentan ambas interfases pero con una inversión de densidad entre ambas pendientes, lo cual será discutido posteriormente; y por último los tipo “C” los cuales mostraban un solo contraste de densidad, con una inversión de densidad más profunda que la interfase (figura 49).

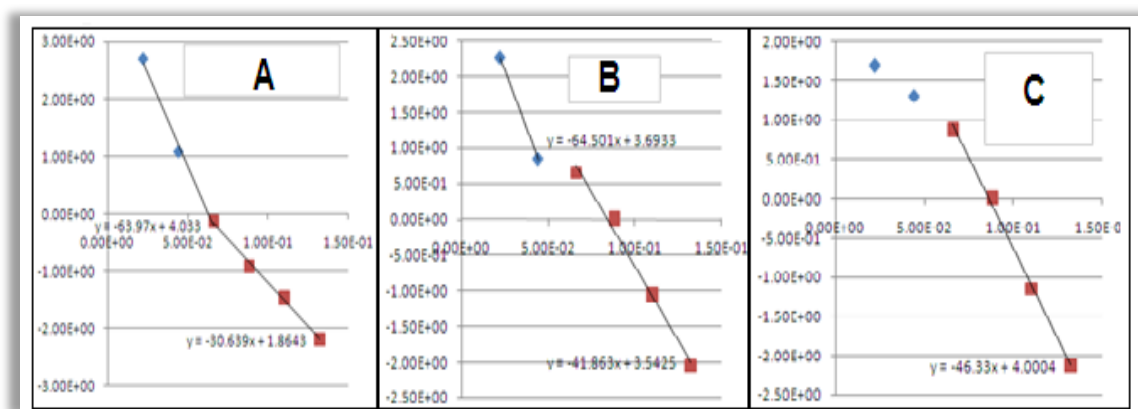


Figura 49. Ejemplos de espectros radiales interpretados; eje horizontal correspondiente a números de onda y eje vertical correspondiente a logaritmo de la potencia (A: espectro común con dos fuentes; B: espectro con inversión de densidad entre las fuentes; C: espectro con inversión de densidad profunda).

Muchos de los espectros mostraron inversiones de densidad en diferentes niveles de profundidad relacionables con zonas donde hay gran cantidad de corrimientos y fallas inversas (principalmente en el Bloque de Trujillo), donde formaciones de mayor densidad posiblemente suprayacen a formaciones de menor densidad, de manera tal, que las inversiones fueron clasificadas en dos grupos y representadas en un mapa, dependiendo de su profundidad relativa a las interfases interpretadas (figura 50). Las tipo 2 en púrpura representan las inversiones por debajo de la interfase profunda y las tipo 1 en verde las inversiones entre ambas superficies.

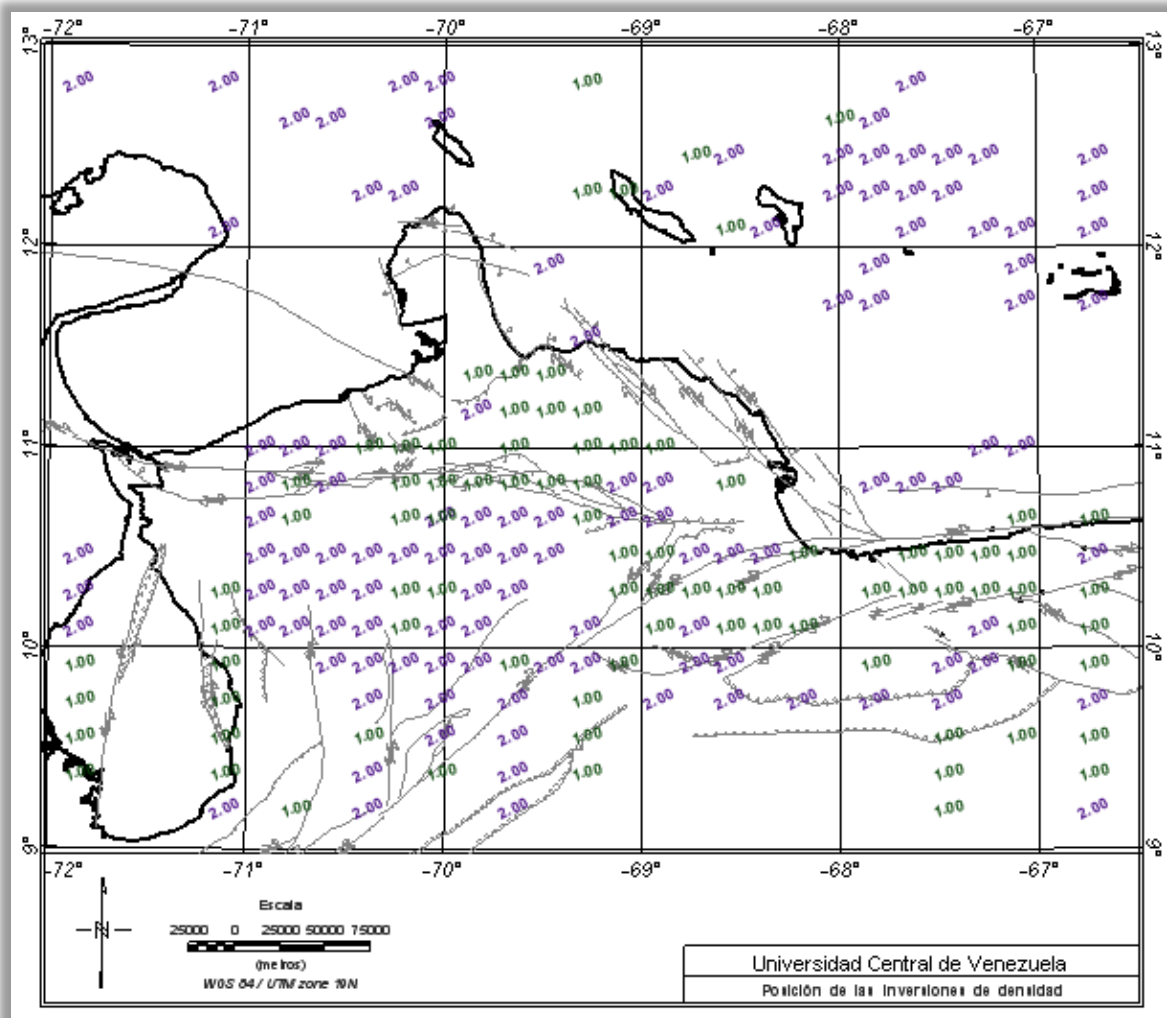


Figura 50. Posición de las inversiones de densidad. Legenda: las tipo 2 en púrpura representan inversiones por debajo de la interfase más profunda; las tipo 1 en verde son inversiones que se encuentran por encima de la interfase más profunda. Líneas en gris representan los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

A partir de los mallados de datos se construyeron los mapas para el basamento y la interfase somera, los cuales indican lo siguiente:

a) Mapas de profundidad de basamento

El primer mapa de basamento es construido utilizando todo el conjunto de datos calculados, en el cual hacia la zona este del Lago de Maracaibo, el norte de la falla de Icotea y el sistema paralelo a ella ubicado al este de la misma (sistema Pueblo Viejo), dominan la respuesta y conducta de la superficie; los corrimientos en El Venado y la falla de Valera-

Valle del Momboy delimitan el dominio profundo del mapa hacia el Lago de un dominio más somero hacia los Andes caracterizado por una gran cantidad de inversiones profundas e intermedias, limitado al norte por el sistema de fallas Oca-Ancón y Camare-Paraíso, y hacia el sureste por el sistema de fallas Boconó, lo cual delimitaría perfectamente al Bloque de Trujillo. El conjunto de inversiones observadas en este bloque podrían corresponder con la respuesta que tendría el conjunto de corrimientos de las napas de Lara. Según Baquero *et al.* (2009), en muchos casos en esta zona, las formaciones de edad cretácica sobreyace a Matatere, lo que podría justificar las inversiones.

En Falcón occidental y el Golfo de Venezuela (figura 51), el surco de Urumaco se presenta como una depresión truncada por algún corrimiento en dirección perpendicular, similar al corrimiento que se encuentra dentro del surco. La falla de Cuiza tiene su expresión en el mapa que podría indicar continuidad de la misma con la falla de Río Seco (Beltrán, 1993). Los depocentros en el centro del golfo coinciden con los descritos por Macellari (1995), con sedimentación entre el Eoceno y el Mioceno. A su vez, la plataforma de Dabajuro tiene una tendencia profunda limitada entre la falla de Valera y el sistema de Pueblo Viejo al sur, y la falla de Burro Negro y el alto de Dabajuro al norte.

Hacia Falcón centro oriental, se observa una tendencia E-O de los depocentros y la tendencia de las curvas coincide con el sistema de fallas que se describen para la zona de conducta transcurrente dextral en sentido NO-SE. El borde norte de la depresión del basamento en la Península de Paraguaná coincide con la falla normal de Pueblo Nuevo buzante al sur, depresión que podría ser atribuida al emplazamiento de los complejos Santa Ana, Amparo y Pueblo Nuevo que deprimen el basamento cristalino. Hacia el sureste del mapa, se observa que la falla de Boconó en su sección Cabudare-Morón marca la frontera en dominios entre el Bloque de Trujillo y la Cordillera de la Costa. Los corrimientos del sur de Guárico y el corrimiento sureste Andino parecen estar muy bien marcados por un alto gradiente de la superficie representada, que no necesariamente es la misma entre los diferentes dominios.

En el lago de Valencia, se observa una depresión junto con un levantamiento en la interfase que lo delimita al este; en este caso el sistema de fallas La Victoria, El Horno y Guacamaya dominan la tendencia que presenta la superficie hasta Cabudare. La falla de San Sebastián

marca un límite de dominios entre lo que sería la depresión del Lago de Valencia y los corrimientos que se observan al norte de la Cordillera de la Costa en el fondo marino (posiblemente prolongación de la falla La Tortuga). Este corrimiento a su vez marcaría el límite sur de la cuenca de Bonaire, cuenca marcada por un dominio claramente profundo. La tendencia de la superficie de la cuenca de Bonaire se hace curva en sentido NO-SE al pasar entre las islas de Curazao, Bonaire y Las Aves, representando unas Antillas fragmentadas (Muessig, 1984; Beardsley *et al.*, 2006)

La depresión que se encuentra hacia el Golfo Triste concuerda con el máximo espesor sedimentario reciente, ubicado por Macellari (1995), zona donde se encuentran las fallas de Boconó y San Sebastián (figura 49). La respuesta que presentan la Serranía del Interior y la Serranía del Litoral son diferentes, donde la Serranía del Interior parece estar dominada en respuesta espectral por el conjunto de napas descritas por Urbani (2005) de Cauagua-El Tinaco, Lomas de Hierro y Villa de Cura; una respuesta relativamente somera respecto a la cordillera Litoral (un poco más profunda).

La tendencia en basamento observada hacia la Península de la Guajira concuerda con el trabajo presentado por Macellari (1995), ya que las superficies someras representadas podrían corresponder con los altos de Macuire y Los Monjes, y los mínimos alrededor de la costa con las cuencas de Cocinetas, Chichibacoa y Portete (figura 52).

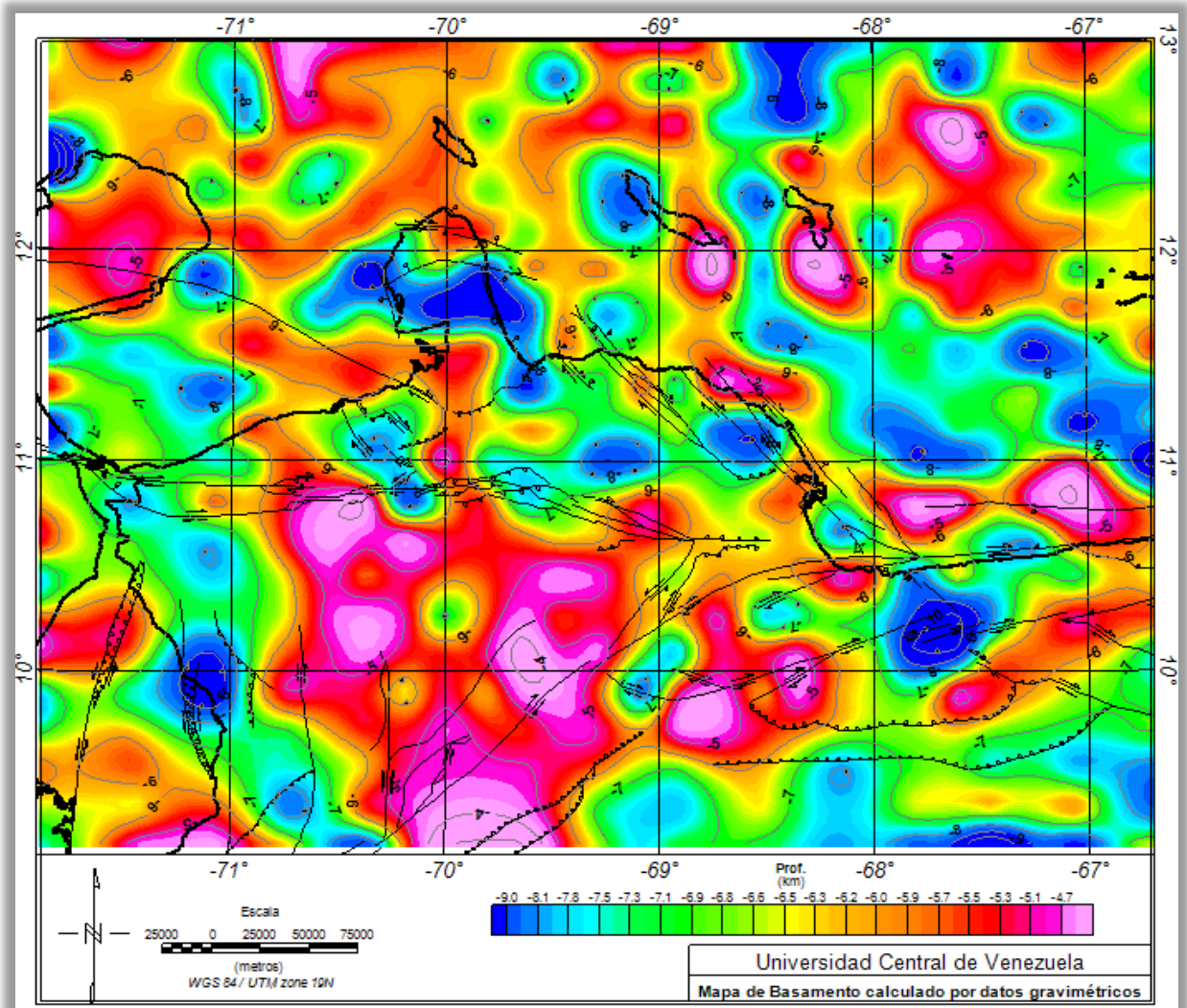


Figura 51. Mapa de profundidad de basamento. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

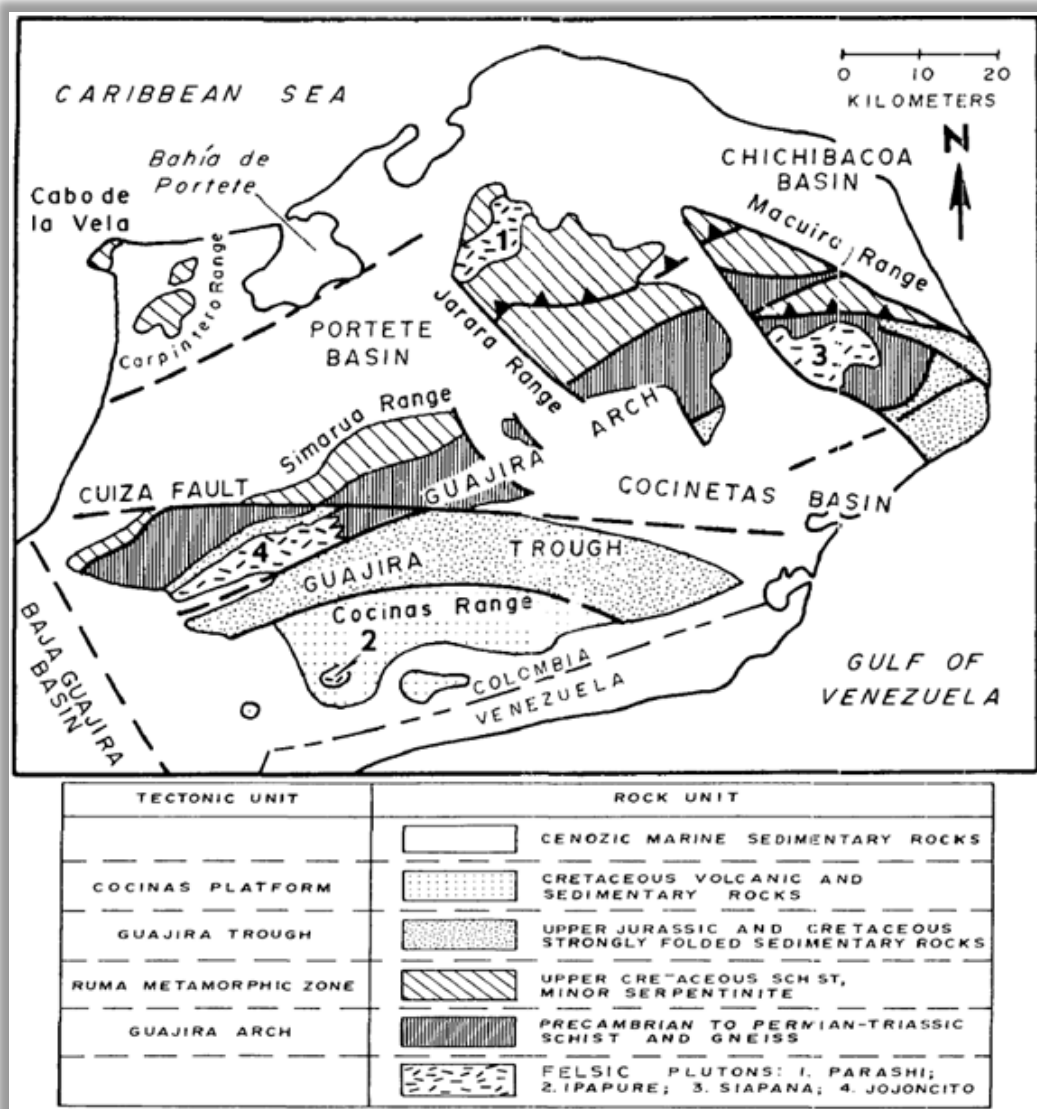


Figura 52. Mapa tectónico de la península La Guajira. Tomada de Case & MacDonald, 1973.

Con motivo de mostrar un mapa menos muestreado y evitar algunos cierres producto de algunas singularidades, se decide construir otro mapa de basamento que no evalué el solape de las ventanas, dando como resultado un mapa menos detallado que sin embargo realza algunas características importantes (figura 53). La primera concierne a cierta continuidad que se presenta en el quiebre entre las islas Aruba y Curazao y en segunda instancia la unidad del bloque de Trujillo con un dominio independiente al bloque de Maracaibo, limitado por las fallas Valera y Burro Negro (Escalona & Mann, 2006; Contreras, 2008) en el oeste y por el sistema Boconó hacia el este, que permiten incluso suponer una cinemática diferencial respecto al bloque de Maracaibo en eyección (Backé *et*

al., 2006; Monod *et al.*, 2010), como si todo fuese un bloque conjunto que se encuentra fracturado. El mapa sugiere además, que la península de la Guajira guarda cierta relación con Aruba y el conjunto de altos que se presentan entre ambas, separando a esta isla de su afinidad con el resto de las Antillas, y una Cordillera de la Costa con un comportamiento peculiar, basamento deprimido hacia oeste (lago de Valencia) y basamento levantado hacia el este.

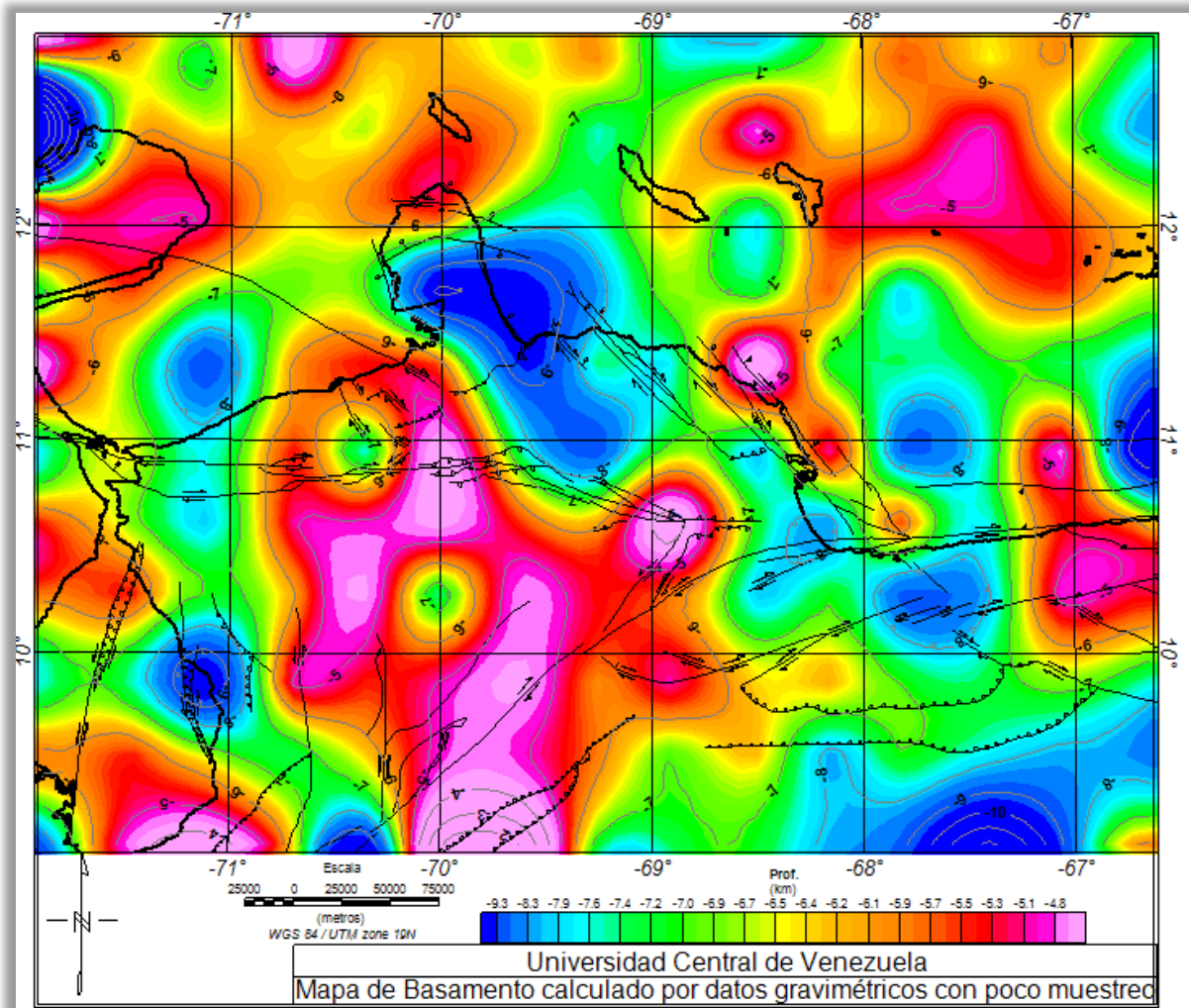


Figura 53. Mapa de profundidades de basamento con menor muestreo. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

b) Mapas de profundidad de la interfase somera

Algunas de las características del mapa de profundidad de la interfase somera son presentadas de manera similar a los mapas de basamento, de tal manera que los contrastes

de densidad sedimentarios que representa el mapa de la interfase somera son afectados de igual manera por la tectónica regional, generando una morfología que en algunos casos es similar a la del basamento. Se observa cierta continuidad entre las cuencas de Falcón y Bonaire (Silver *et al.*, 1975; Audemard, 1995), pudiendo ser posible atribuirles orígenes similares y separadas por un sistema de corrimientos en la costa de Falcón oriental, sector donde las curvas parecen estar influenciadas por el sistema de fallas transcurrentes N30°O, ocasionando una pequeña elevación de la interfase, debido también al régimen transpresivo de la región (figura 54). La plataforma de Dabajuro continua marcando una tendencia profunda limitada del surco de Urumaco al norte por el alto de Dabajuro (Audemard, 1995) y al sur por la falla de Valera con el bloque de Trujillo. La tendencia profunda de la península de Paraguaná a su vez se mantiene, sugiriendo contrastes de densidad entre los complejos de la península. La falla de Cuiza continúa con una expresión de alto gradiente, separando dominios, principalmente marcada en la separación del alto de los Monjes y la cuenca de Cocinetas. La prolongación de la falla de la Tortuga es muy marcada en este mapa, sugiriendo que la falla alcanza poca profundidad, donde su mayor influencia se encuentra en los sedimentos de la cuenca de Bonaire.

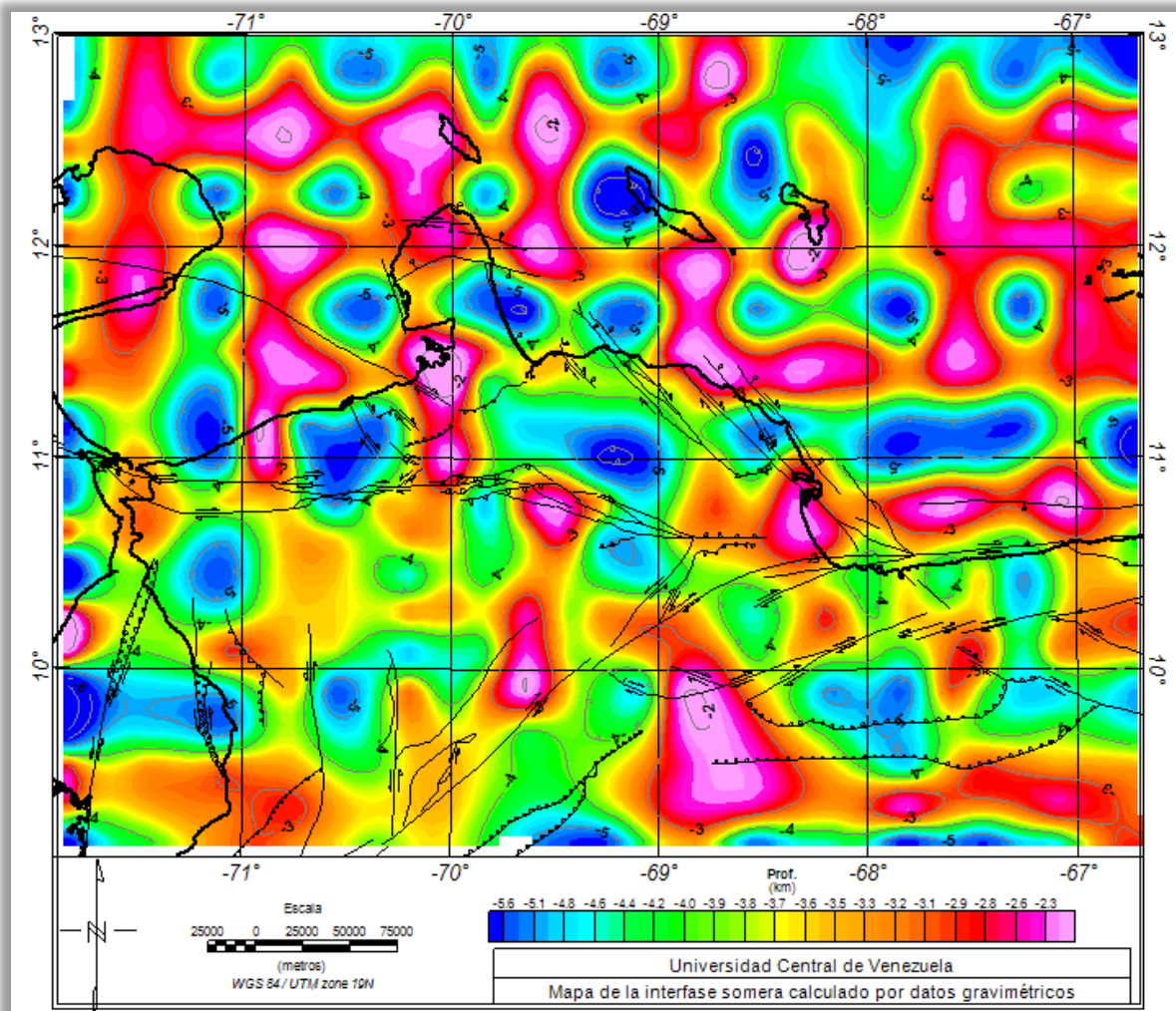


Figura 54. Mapa de profundidades de la interfase gravimétrica somera. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

Uno de los problemas que parece presentar este mapa es sin duda el comportamiento que se tiene en el noroeste, donde existen muchos cierres localizados reticularmente que podría inferir un sobremuestreo de la zona, aunado también a la complejidad tectónica que reviste la franja norte del mapa (figura 54). Por tal motivo se decide, al igual que como se hizo para el mapa de basamento, construir otro mapa de la interfase con menos cantidad de muestras, asumiendo el hecho de que se perdiese detalle, pero se realzaran las tendencias más predominantes en el mapa (figura 55).

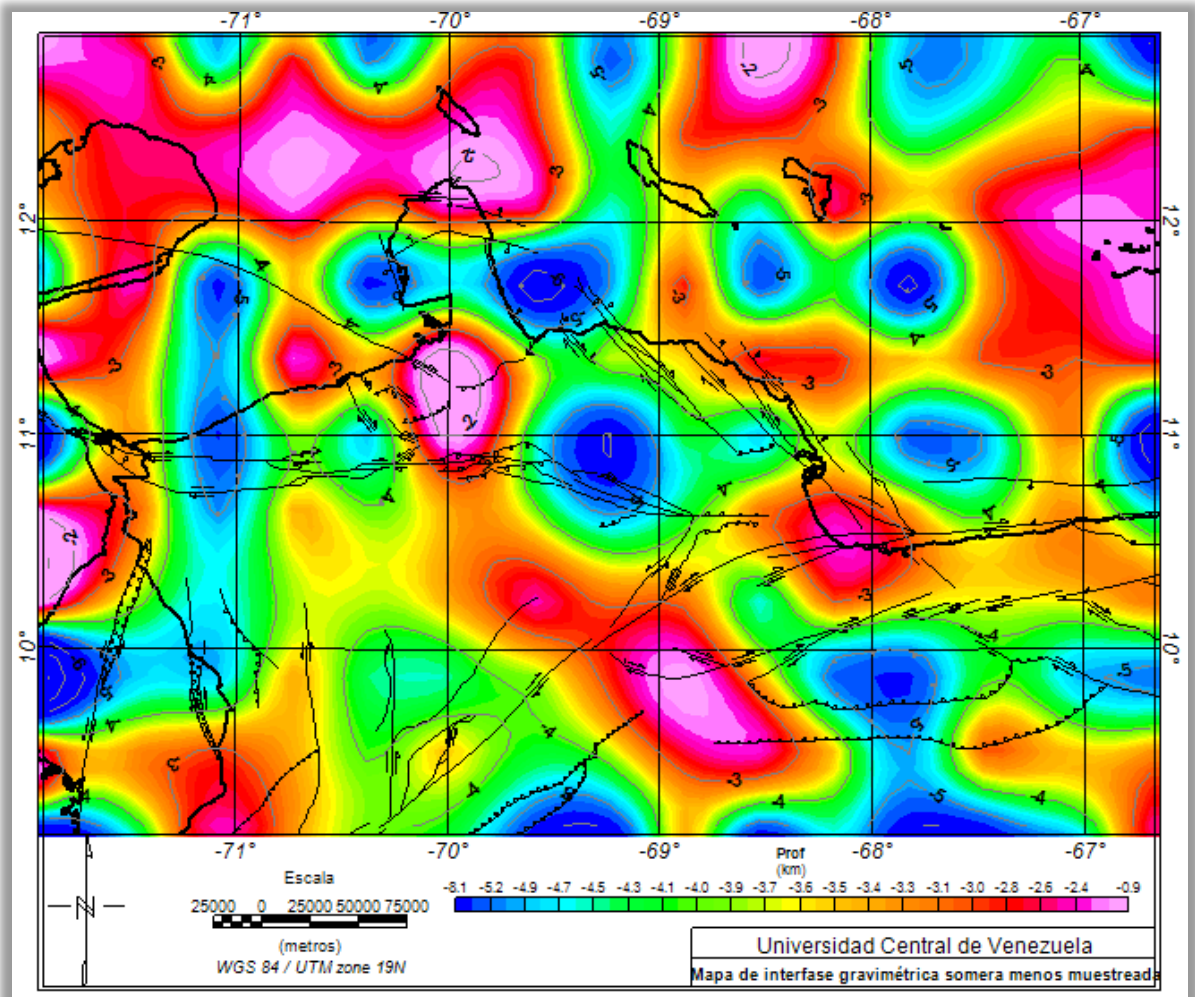


Figura 55. Mapa de la interfase gravimétrica somera, sin las muestras de solape. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

Lo primero en acotar sobre el mapa son los problemas de borde que se tienen sobre el meridiano 72° O, ya que la interpolación allí es pobre, y en efecto no hay control sobre lo que arroje el programa de interpolación como salida. La zona problemática en el mapa anterior al ser representada con menos datos muestra cierta continuidad entre la Guajira y Aruba, mostrando una zona de ruptura con Curazao. Ésta última y Bonaire parecen tener continuidad, pero fragmentadas por un conjunto de fallas normales entre ellas con orientación aproximada $N30^{\circ}O$ que condiciona el relieve de las interfases en gran medida, ya indicado por Muessig (1984) y Beardsley *et al.* (2006).

c) Mapa de profundidades de Conrad

Antecediendo al modelado integrado, se propone aplicar análogamente la metodología empleada en el muestreo del basamento, esta vez con una ventana de mayor tamaño para poder contar con longitudes de onda que permitan estudiar una interfase aún más profunda, en este caso Conrad. La distribución de tales espectros es representada en la Figura 56.

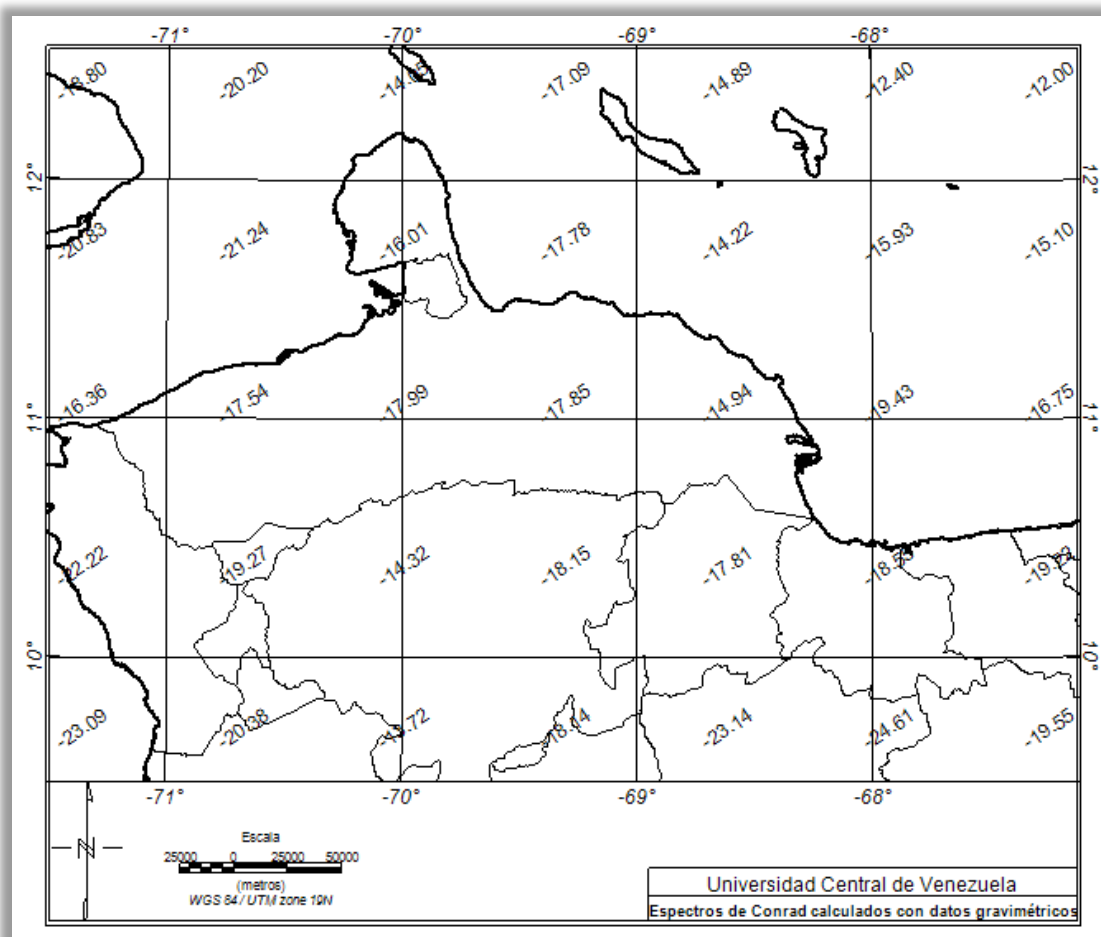


Figura 56. Distribución espacial de los espectros calculados para la determinación de Conrad.

El mapa que representa esta interfase muestra algunos aspectos importantes, aparte de lo que ya se esperaba por la tendencia que presenta Mohorovicic en la zona en estudio (figura 57). Lo primero es que parece haber una división de provincias a nivel intracortical, ya que las respuestas someras de las Antillas podrían indicar un cinturón acuñado entre ambas placas, que sin embargo presenta a Aruba muy distanciada de Curazao, pudiendo inferir génesis distinta. Un bloque de Trujillo con dominio distinto al Bloque de Maracaibo, dando

una idea de que su eyección contribuye a que el bloque de Trujillo se haga somero, y sobrecorra al bloque de Maracaibo. Este factor podría explicar que las anomalías de Bouguer correspondientes a la carga isostática de los Andes de Mérida no se encuentre junto en el lugar de mayor carga efectiva. Esta tendencia es dominada a su vez por los sistemas Burro Negro, Valera, Boconó y Oca-Ancón, siendo el sistema Oca-Ancón posiblemente la frontera entre el bloque de Trujillo y el terreno Falconia de la orogénesis Grenvilliana, y no el límite entre las placas Caribe y Sudamérica. El hecho de que el mapa interpolado haya arrojado un resultado donde la curva que representa a Curazao y Bonaire se prolongue hacia el sur hasta Falcón oriental no induce posible conexión intracortical. Tal resultado es debido a que en Falcón oriental un espectro muestra el adelgazamiento de la corteza y por ende a Conrad más somero, generando que el interpolado conecte este punto con la tendencia en Curazao y Bonaire, sin tener ambos tectónicamente algo que los relacione. Sin embargo, la variación longitudinal que presenta el mapa y la conectividad de las tendencias en sentido N-S podría sugerir mucha irregularidad en la morfología de la interfase y la posible heterogeneidad de la corteza.

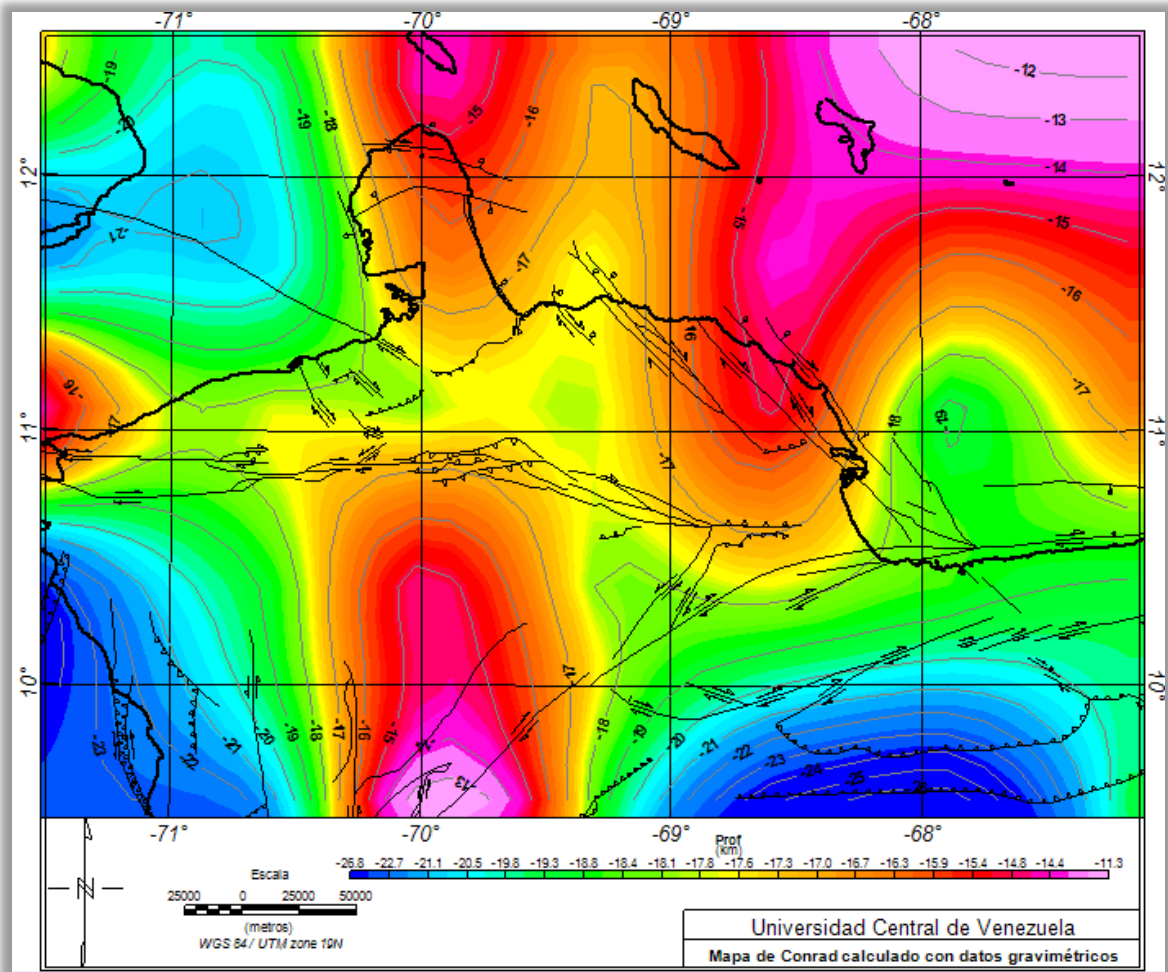


Figura 57. Mapa de profundidad de Conrad a partir de datos gravimétricos. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

5.3 Magnetometría

El mapa de anomalías magnéticas que se muestra en la figura 58 proviene del Mallado de Anomalías Magnéticas Global-EMAG2- (Maus *et al.*, 2009), el cual presenta varias características. El rango de las anomalías va desde unos -120 nT a unos 140 nT, donde el máximo valor de anomalía se encuentra justo al sur de la isla de Bonaire (latitud 12° N y longitud 68,1° O), y los mínimos en la cuenca de Los Roques (12,5° N y 67,5° O) y norte de la Península de la Guajira (12,4° N y 71,8° O) con -120 nT. A su vez se observa un máximo local cerca al surco de Urumaco (70° O y 11,3° N) de 80 nT y otro al oeste de Dabajuro, al norte de la plataforma que lleva el mismo nombre (71° O y 10,7° N) con 80 nT.

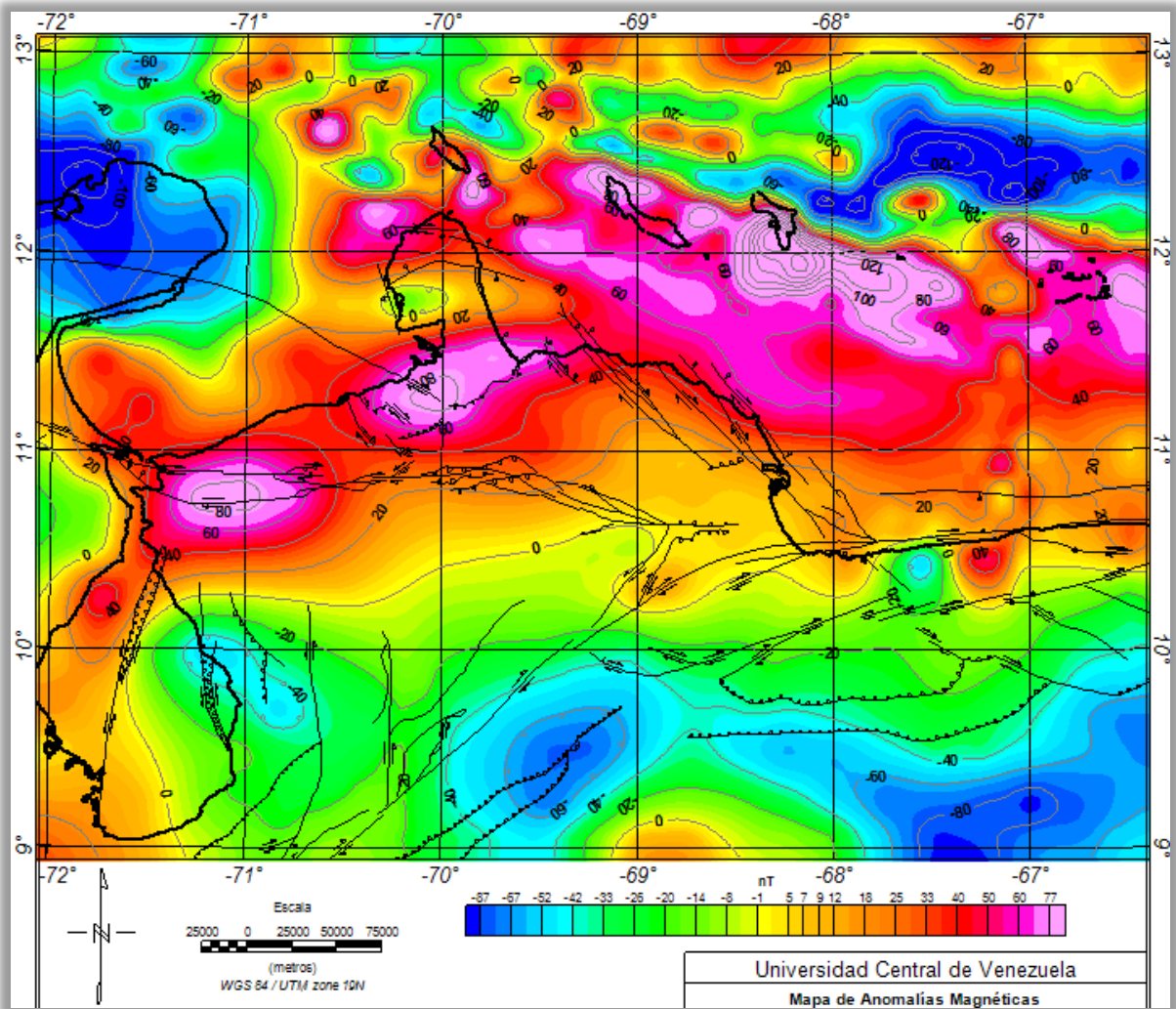


Figura 58. Mallado de anomalías magnéticas Global -EMAG2- (Maus *et al.*, 2009). En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

La zona en estudio de acuerdo a la tendencia de su respuesta magnética puede ser dividido en tres sectores: (1) una primera tendencia de las curvas observada hacia el norte del mapa (a partir de la latitud 11,5° N y entre longitudes 66,5° O a 70,6° O) donde se observa una orientación preferencial de aproximadamente N75°O, que obedece en principio a la orientación que presentan las Antillas de Sotavento; (2) hacia el centro y sur del mapa (por debajo del paralelo 11,5° N) se puede identificar que la tendencia de las curvas sigue un patrón E-O, desde el lago de Maracaibo hacia el este, siguiendo la tendencia de la falla La Victoria y los corrimientos de Guárico; (3) una tendencia circular de gran apertura en la Península de la Guajira, que podría obedecer principalmente a la composición y polarización de las rocas en la corteza inferior debido a su gran longitud de onda.

Respecto al comportamiento que presentan las Antillas de Sotavento, marcando una franja de muy alto gradiente al norte de las islas de Curazao y Bonaire, es cónsono a la magnetización e inclinación del campo magnético en la zona. Aruba, sin embargo, parece tener un comportamiento un poco distinto a las demás islas.

En la península de Paraguaná se presenta un mínimo local de 0 nT que se encuentra rodeado de dos anomalías positivas con bajo gradiente, al norte con 60 nT y al sur por 80 nT, lo que podría sugerir la distribución espacial de los complejos Santa Ana, Amparo y Pueblo Nuevo, rocas posiblemente emplazadas allí con alguna magnetización cuyo vector es contrario al campo magnético actual para la zona. La anomalía negativa presente en la Guajira sugiere rocas de propiedades magnéticas diferentes a las presentes en el Golfo de Venezuela posiblemente asociada a una profundidad de basamento.

Es de acotar que muchas anomalías de longitud corta ya han sido filtradas por la altura de la órbita del satélite, aunado al hecho que la carga espectral de los datos magnéticos posee por naturaleza longitudes de ondas más largas.

El mínimo local de -40 nT que se encuentra en la longitud 71° O y latitud 10° N parece obedecer en tendencia a los sistemas de fallas Valera y Burro Negro, y las expresiones topográficas de interés como los Andes de Mérida, la cordillera de la Costa y la Serranía de Trujillo se encuentran en un rango de anomalías de -20 nT a 20 nT.

5.3.1 Filtrado de la anomalía magnética

Al igual que en la sección gravimétrica, fue necesario primero un estudio de la composición espectral de la señal para poder establecer criterios sobre la parte de la señal que corresponde con las contribuciones regionales y la parte que corresponde con las fuentes residuales (figura 59). Tomando en cuenta que las anomalías magnéticas tienen mayores longitudes de onda, la separación se establece en un $k = 0,0125$ rad/km, donde la contribución regional se encuentra entre $k = 0,0125$ rad/km y $k = 0$ rad/km (equivalente a longitudes de onda $-\lambda-$ mayores a 80 km), la contribución de las fuentes intermedias y someras desde $k = 0,0125$ rad/km y $k = 0,1$ rad/km, y a partir de $k = 0,1$ rad/km la parte ruidosa de la señal. A partir del espectro, se identifican también tres contrastes o interfases magnéticas de interés, la primera una profundidad de 38 km que podría representar en

promedio la profundidad de la isoterma de Curie, la segunda a 12 km que podría corresponder con un cambio en la magnetización de los materiales intracorticales, y por último a unos 9 km la interfase magnética que podría ser asociada al basamento.

Debido a que la profundidad de la segunda pendiente no obedece a la interfase Conrad calculada a partir de la gravimetría, sino que se encuentra muy por encima de la misma, se realiza el filtrado tomando $k = 0,125$ rad/km como el valor de corte para los mapas.

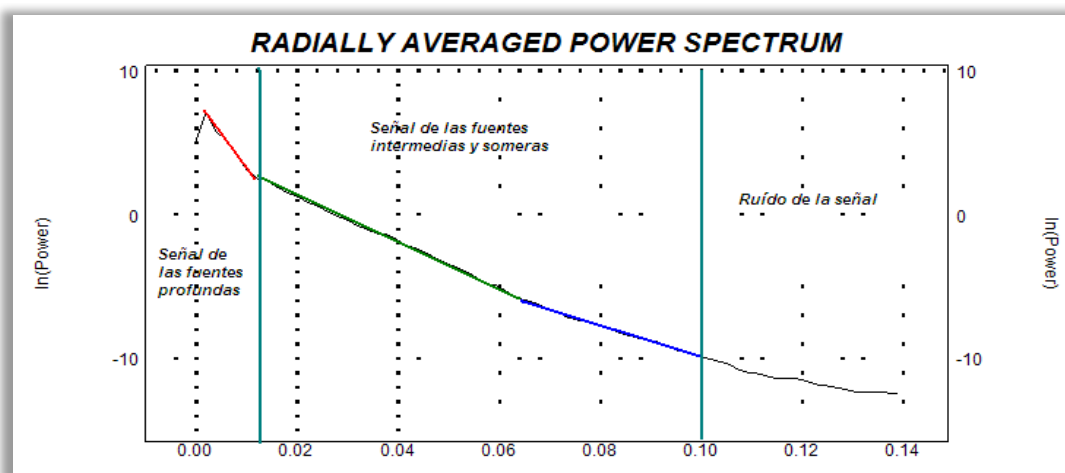


Figura 59. Espectro de potencia de las anomalías magnéticas. En líneas turquesa separación de los dominios de la señal. La línea roja representa a la fuente atribuida a la profundidad de Curie, la línea verde a una interfase intracortical y la línea azul marino es atribuida a una interfase somera entre formaciones.

Anomalías magnéticas regionales

El mapa regional muestra las mismas tendencias reportadas en el análisis del mapa de anomalías magnéticas, pero con indicios claros de lo que podría estar sucediendo a nivel intracortical (figura 60). Primero, como se ha venido mencionando, Aruba no parece tener una afinidad magnética con el resto de las Antillas. Paraguaná, junto con el oriente de Falcón y la cuenca de Bonaire, parecen tener una afinidad magnética a nivel cortical constante, pudiendo quizás sugerir que el terreno Falconia se encuentra dispuesto de manera oblicua con orientación aproximada N45°O y sobrecorriendo a una interfase posiblemente paleozoica. Evidentemente, la tendencia de las curvas E-O en el 80% del mapa sugiere que el régimen tectónico dominante es la transcurrancia entre las placas Caribe y Sudamérica, asociado a una compresión que ha ocasionado la acreción de diferentes provincias geológicas a nivel cortical. A su vez, se podría inferir también, la

respuesta del acuífamento Gobernador-La Pascua (Kiser & Bass, 1985) al sur del mapa con orientación aproximada N85°O, llegando hasta los Andes venezolanos, y caracterizada por una anomalía negativa limitada al norte por los corrimientos de Guárico. Es de acotar también que se observa un mínimo local entre los sistemas de fallas de Pueblo Viejo y Valera, dominio distinto al que presenta el bloque de Maracaibo.

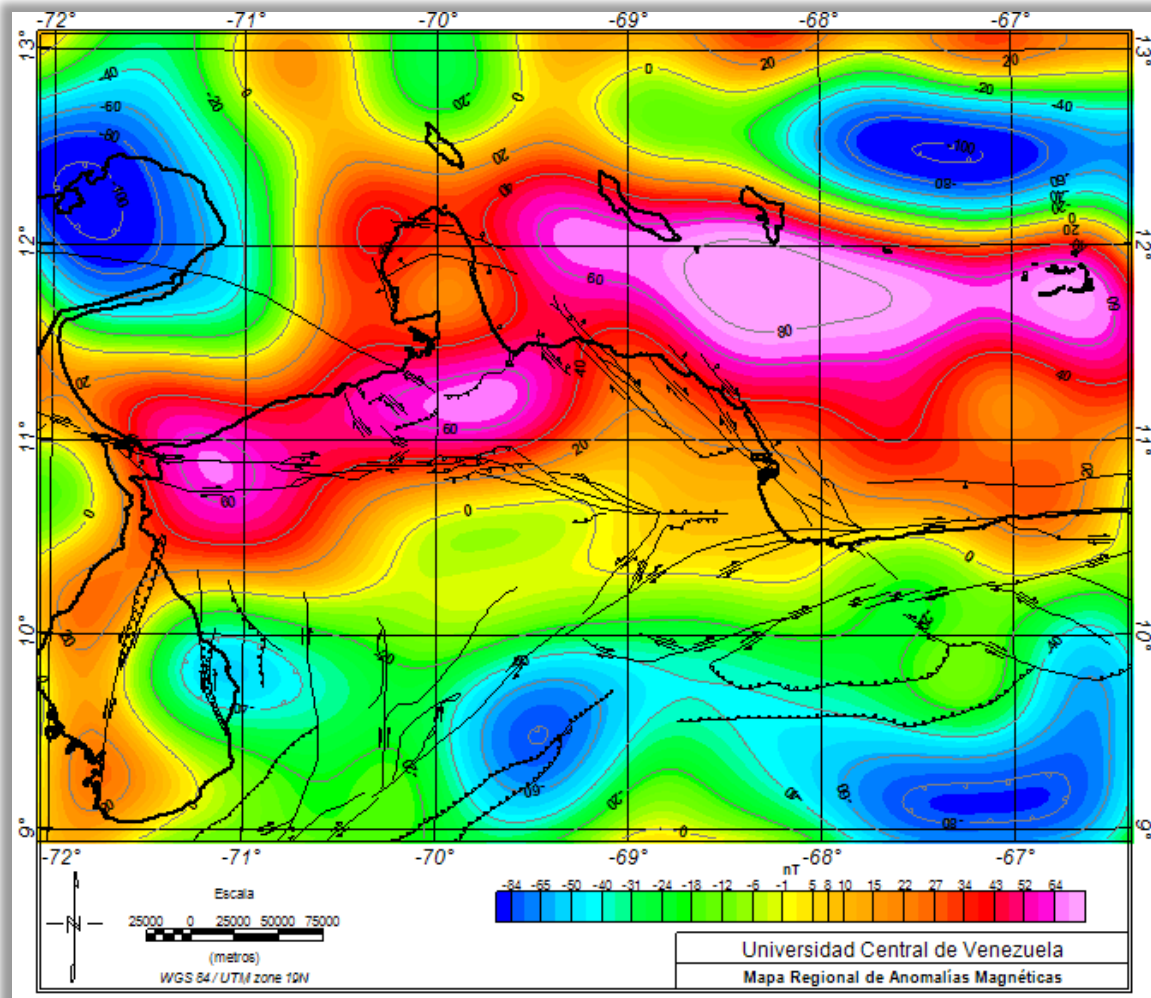


Figura 60. Mapa de anomalías magnéticas regionales calculado a partir del filtro paso-banda. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

Para comprobar que el filtrado de la anomalía fue efectivo, se calculó el espectro radial de potencia para el mapa regional (figura 61), donde se puede observar la pérdida de energía de la señal a partir de la longitud de onda 0,0125.

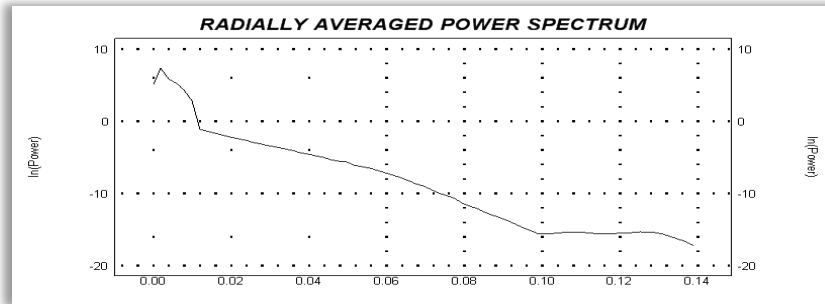


Figura 61. Espectro de potencia del mapa de anomalías magnéticas regionales

Anomalías magnéticas residuales

Las edades que pretende realzar este filtrado corresponden con las formaciones del Cretácico tardío y Paleógeno, ya que las longitudes de onda corresponden con las profundidades asociadas a estas edades. Lo primero en acotar es que magnéticamente las cuencas de Falcón y Bonaire tienen mucha afinidad, hasta tal punto de indicar génesis similares (figura 62). La orientación de las tendencias N80°E de las curvas en estas cuencas podría apoyar en mayor medida un modelo evolutivo tipo intra-arco (Audemard, 1995), con un rift cuya respuesta se localiza sobre la franja de mayor gradiente que separa una anomalía positiva al sur de una negativa al norte, coincidiendo casi de manera exacta con la localización del rift en trabajos anteriores (Brueren, 1949; Coronel, 1970; Muessig, 1978 y 1984; Audemard, 1995), indicando además que la respuesta del mismo se encuentra afectada por la inclinación del campo magnético sobre el paralelo 11° N. Por su parte, la continuidad de la tendencia de las cuencas de Falcón y Bonaire se ve afectada a su vez por los corrimientos en la costa oriental de Falcón.

En este mapa aparecen las influencias de los principales sistemas tectónicos del noroccidente del país, lo que sugiere que tales sistemas no tienen una influencia tectónica mucho más allá de la interfase de Conrad, quizás hasta unos 20 km de profundidad. El caso del sistema Oca-Ancón, donde la gravimetría no registró un contraste de densidad representativo, el contraste magnético es muy evidente, separando anomalías positivas hacia el norte de la misma y anomalías negativas en su flanco sur, con longitudes de ondas muy representativas que infieren un carácter tectónico regional, debido posiblemente a la descomposición de la anomalía por la inclinación del campo magnético.

Hacia la cordillera de la Costa, se percibe una falla de San Sebastián que separa el dominio de la cuenca de Bonaire con la cordillera de la Costa. Es de mencionar además, que en la Serranía del Litoral hay muchos contratos de magnetización, probablemente por su conformación geológica, que difieren en conducta a la Serranía del Interior, separadas por el sistema La Victoria (Stephan *et al.*, 1980; Beck, 1985).

Las anomalías en las Antillas de Sotavento de carácter somero por sus cortas longitudes de onda y con valores tanto positivos como negativos de anomalía son producto de la inclinación del campo en la zona que descompone la repuesta asociada a las mismas, mostrando un alto de Curazao, Bonaire y Las Aves en conjunto, con sistemas de fallas normales entre ellas, y separados de la isla de Aruba que presenta quizás un carácter magnético diferente.

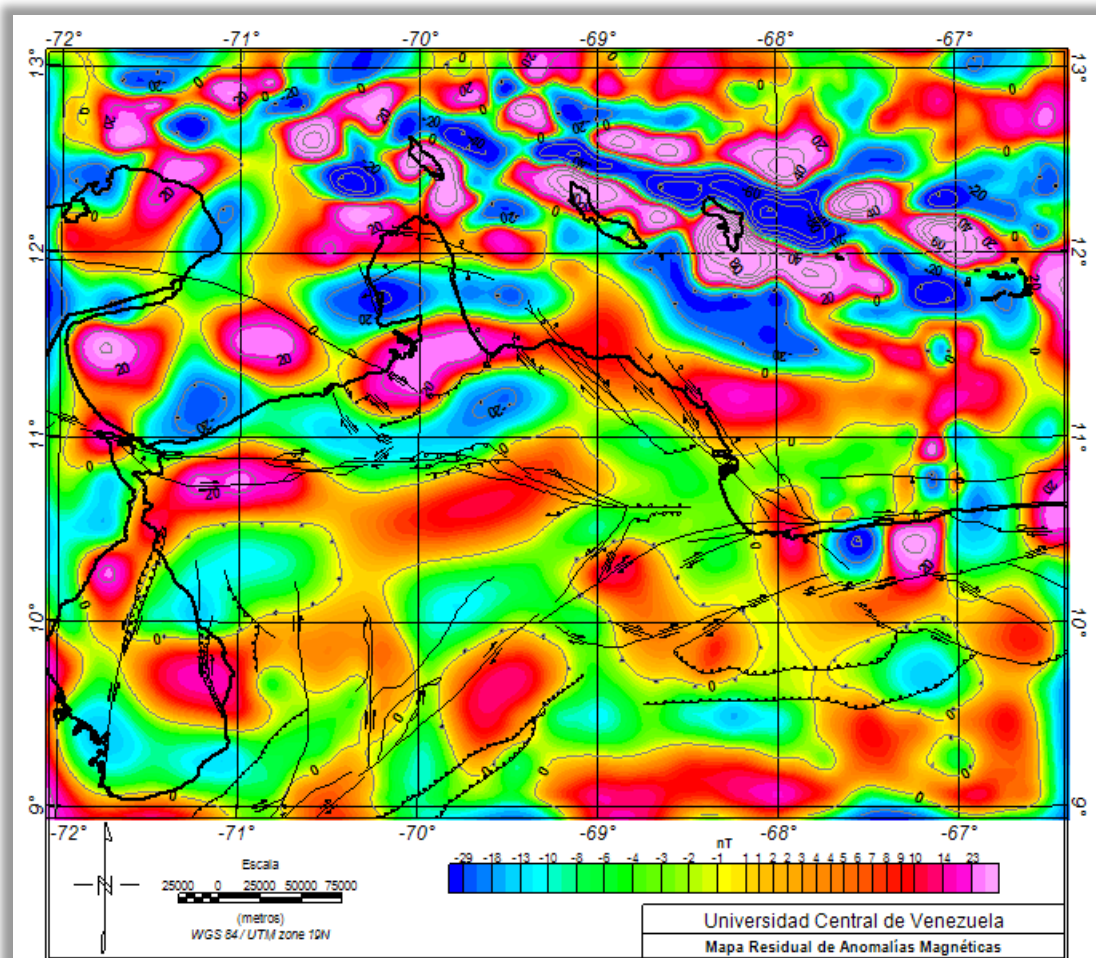


Figura 62. Mapa de anomalías magnéticas residuales calculado a partir del filtro paso-banda. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

Al igual que en el caso regional, se evaluó el espectro del filtro residual como control de calidad, el cual refleja efectivamente que las longitudes de ondas fuera de la ventana pierden energía (figura 63).

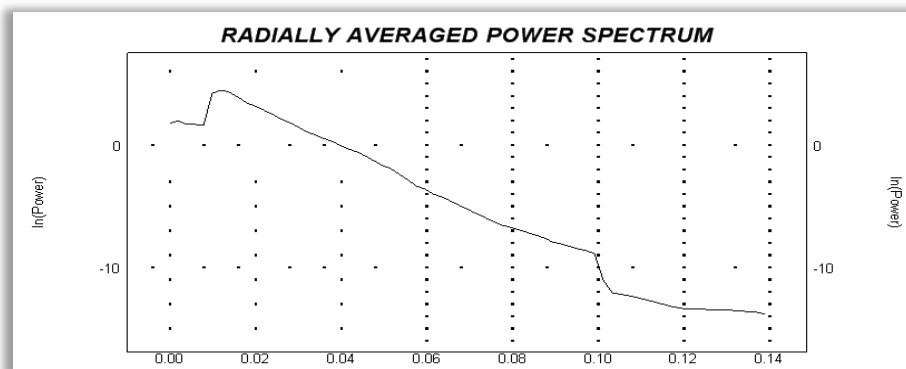


Figura 63. Espectro radial de potencia del mapa de anomalías magnéticas residuales.

5.3.2 Análisis de la composición espectral de la señal magnética

Para el barrido de ventanas espectrales magnéticas, se tomó un tamaño de ventana de 80 km x 80 km tal que permitiera obtener valores de profundidad de la interfase profunda magnética (figura 64), señal intermedia del espectro radial de la zona completa. El solape fue de 50%, obteniendo un espaciamiento entre centroides de 40 km. A partir de los espectros de potencia, se calcularon dos interfases magnéticas, las cuales fueron identificadas en dos tipos de espectro principalmente (figura 65), debido a que los mismos son bastante regulares y no presentan diferencias significativas como en el caso de las inversiones de densidad en la gravimetría, se tomó como criterio la pendiente de la interfase profunda, teniéndose un espectro tipo “A” en los cuales la fuente profunda mostraba una pendiente mayor pronunciada y un espectro tipo “B” en los cuales la pendiente de la fuente profunda era mucho menos pronunciada. De igual manera que la interfase magnética profunda, fue calculada una interfase somera donde los espectros utilizados para la misma se encuentran representados en la figura 66.

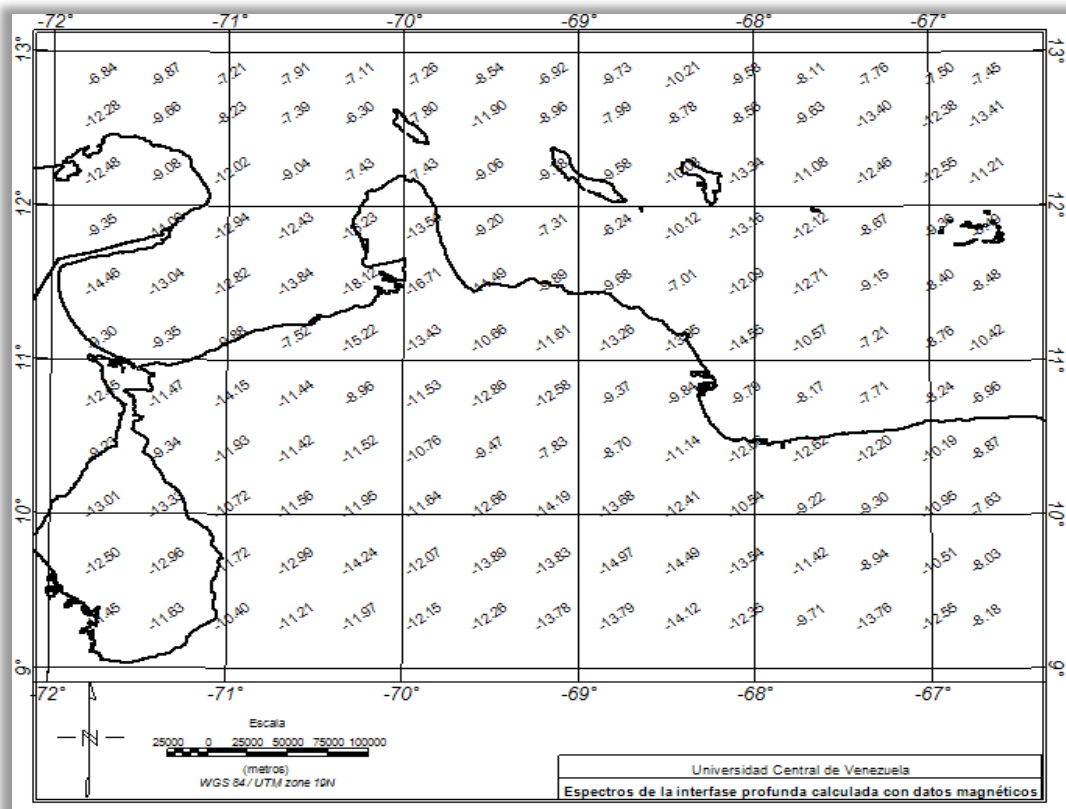


Figura 64. Distribución espacial de los espectros radiales de potencia de la interfase magnética profunda.

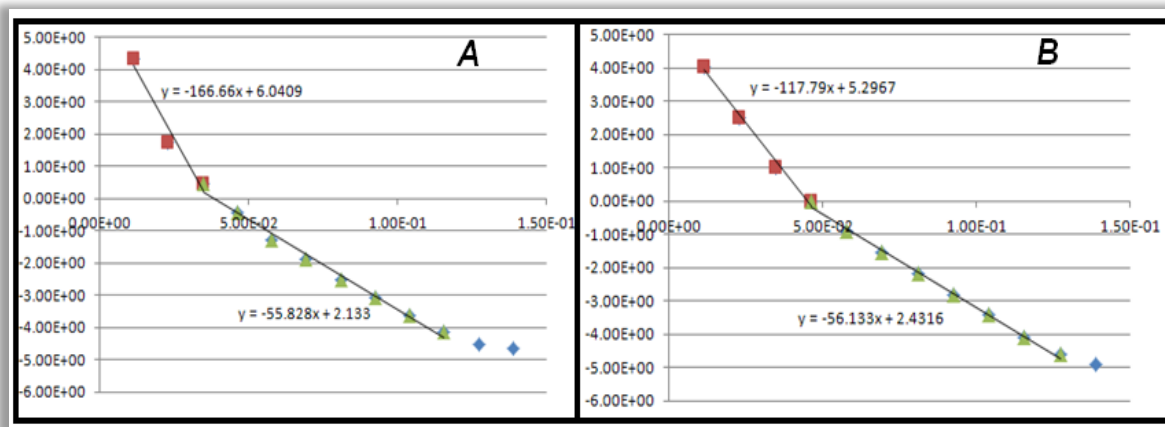


Figura 65. Ejemplos de espectros radiales magnéticos interpretados; eje horizontal correspondiente a números de onda y eje vertical correspondiente a logaritmo de la potencia. A: espectro de potencia más común con primera fuente más profunda de alrededor de 14 km; B: espectro de potencia con primera fuente en el orden de los 9 km.

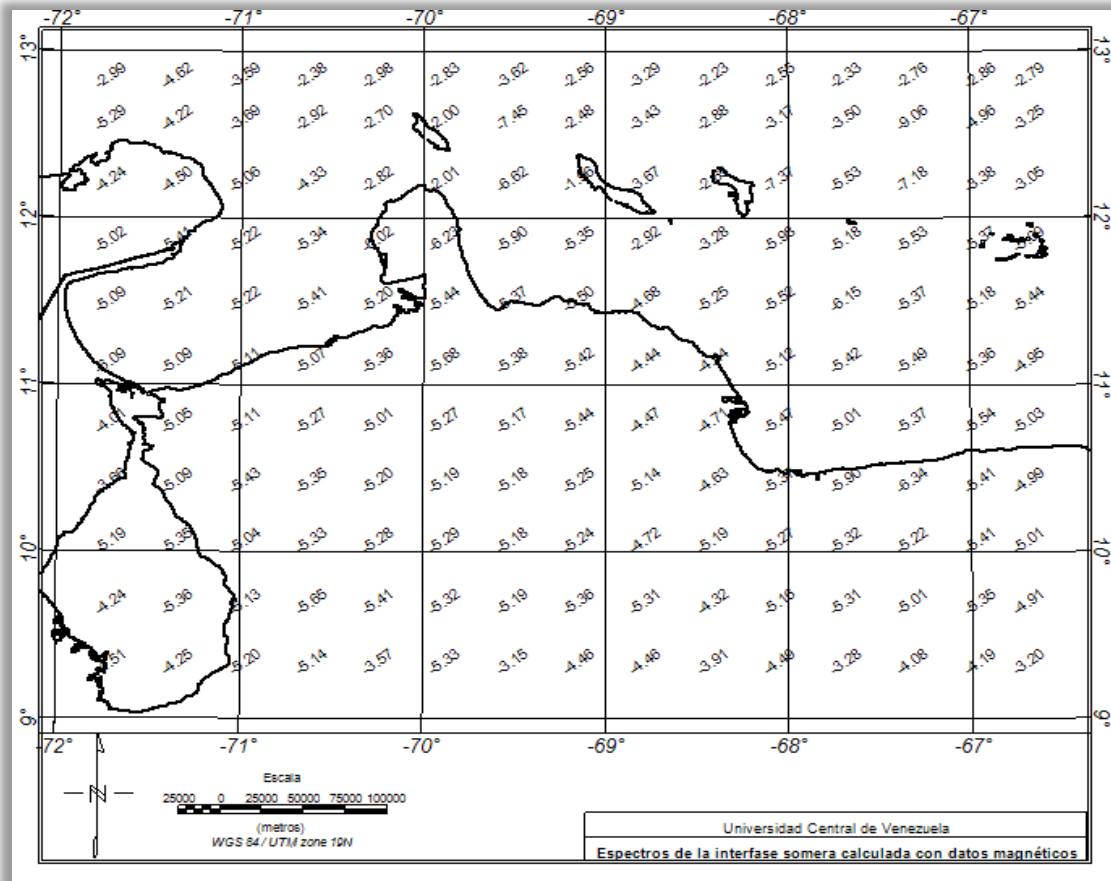


Figura 66. Distribución espacial de los espectros radiales de potencia de la interfase magnética somera.

a) Mapa de interfase magnética profunda

A partir de este mapa se podría inferir en principio el régimen tectónico dominante para la interfase, donde se observa una cuenca de Falcón muy estable, como un surco generado a partir del rifting, pero una cuenca de Bonaire con irregularidades en la interfase, sugiriendo que dentro de la cuenca la composición magnética presenta dos dominios divididos por un gradiente con orientación N45°O buzante hacia el norte, sugiriendo que la rocas con un carácter magnético importante se encuentran más someras en el sureste de la cuenca que en el noroeste. Esto podría sugerir además que la corteza transicional entre las islas de Sotavento y la Cordillera de la Costa está conformada por distintas provincias geológicas (figura 67).

Los valores someros de profundidad que se registran en el sur de Falcón oriental presenta continuidad hacia el norte de Falcón occidental, sugiriendo un patrón influenciado por el

sistema Oca-Ancón, que a su vez podría representar el límite intracortical del terreno Falconia, cuyo gradiente máximo se encuentra justo sobre el surco de Urumaco.

La depresión que se observa en la Península de Paraguaná podría sugerir un basamento deprimido por el emplazamiento de los complejos. Los altos de Aruba y Curazao en este caso son bastante notorios, alcanzando profundidades de 7 km, pero con tendencias de las curvas separadas. Las rotaciones que presentan estas islas pudieron ser producto de los pulsos rotacionales de Sudamérica y la eyección del bloque de Maracaibo, y formadas posterior a la separación de las Américas en el Jurásico como parte del arco volcánico Cretácico (Burke *et al.*, 1984; Duncan & Hargraves, 1984; White *et al.*, 1999; Thompson *et al.*, 2004).

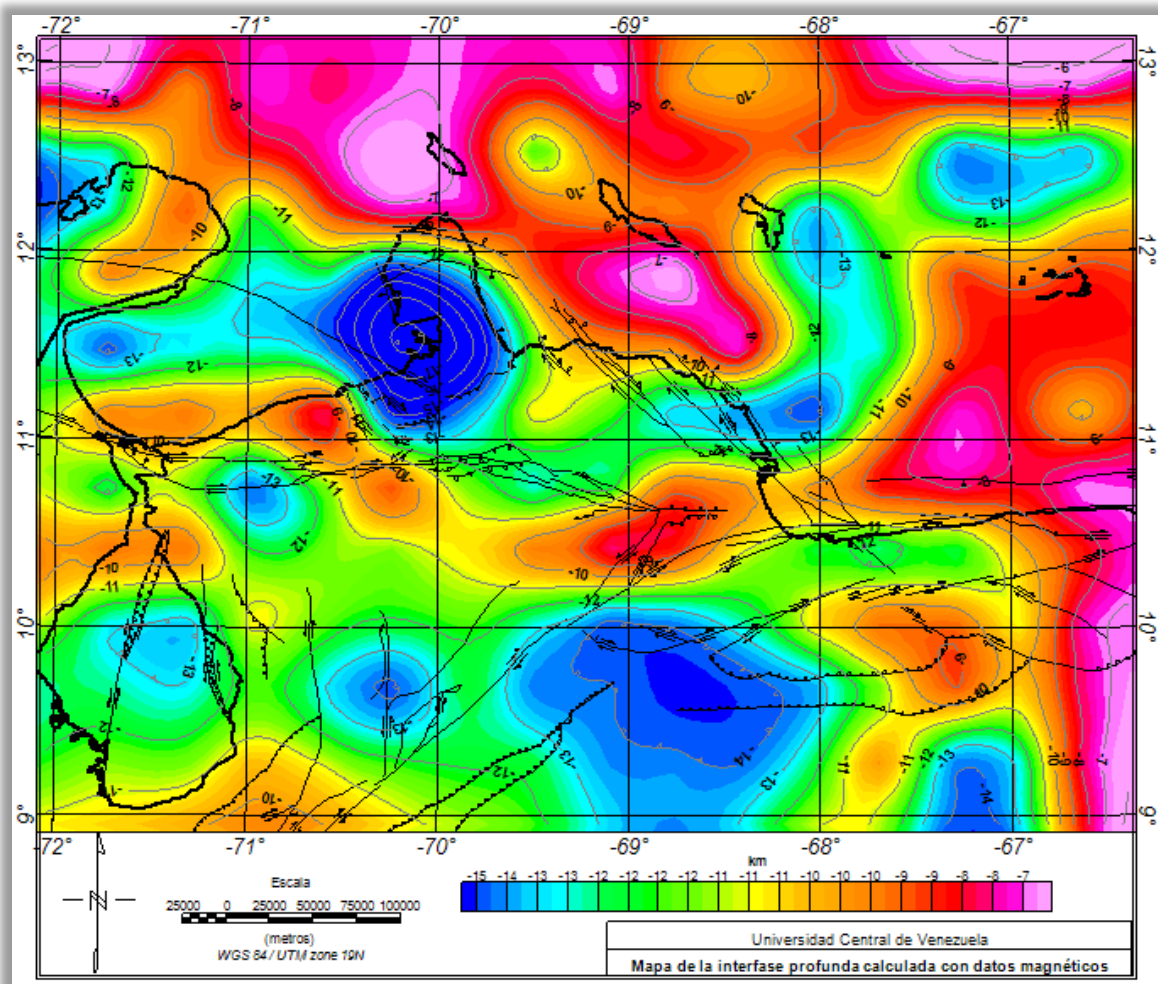


Figura 67. Mapa de profundidad de la interfase magnética profunda. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

b) Mapa de la interfase magnética somera

El mapa de interfase somera se muestra irregular hacia las Antillas de Sotavento, infiriendo en primera instancia una influencia tectónica bastante marcada a la profundidad alcanzada. Donde las islas de Curazao y Bonaire presentan cierta continuidad, desligadas de Aruba la cual representa otro alto estructural, y separadas por un sistema de fallas normales. La misma tendencia de depresión observada en todos los mapas de interfase, tanto gravimétricos como magnéticos, en la península de Paraguaná debido al emplazamiento de los complejos (figura 68). La tendencia que presentan las curvas en el bloque de Trujillo es bastante uniforme, la interfase no varía mucho en la zona, lo que podría sugerir un bajo carácter magnético de las formaciones emplazadas como napas. A este nivel de profundidad, las cuencas de Falcón y Bonaire presentan un comportamiento regular y propio de una cuenca, cuya interfase se encuentra deprimida respecto a sus entornos, sugiriendo que las formaciones responsables de la respuesta magnética de la interfase se depositaron antes de la inversión de la cuenca (formaciones Paleógenas y Miocenas inferiores).

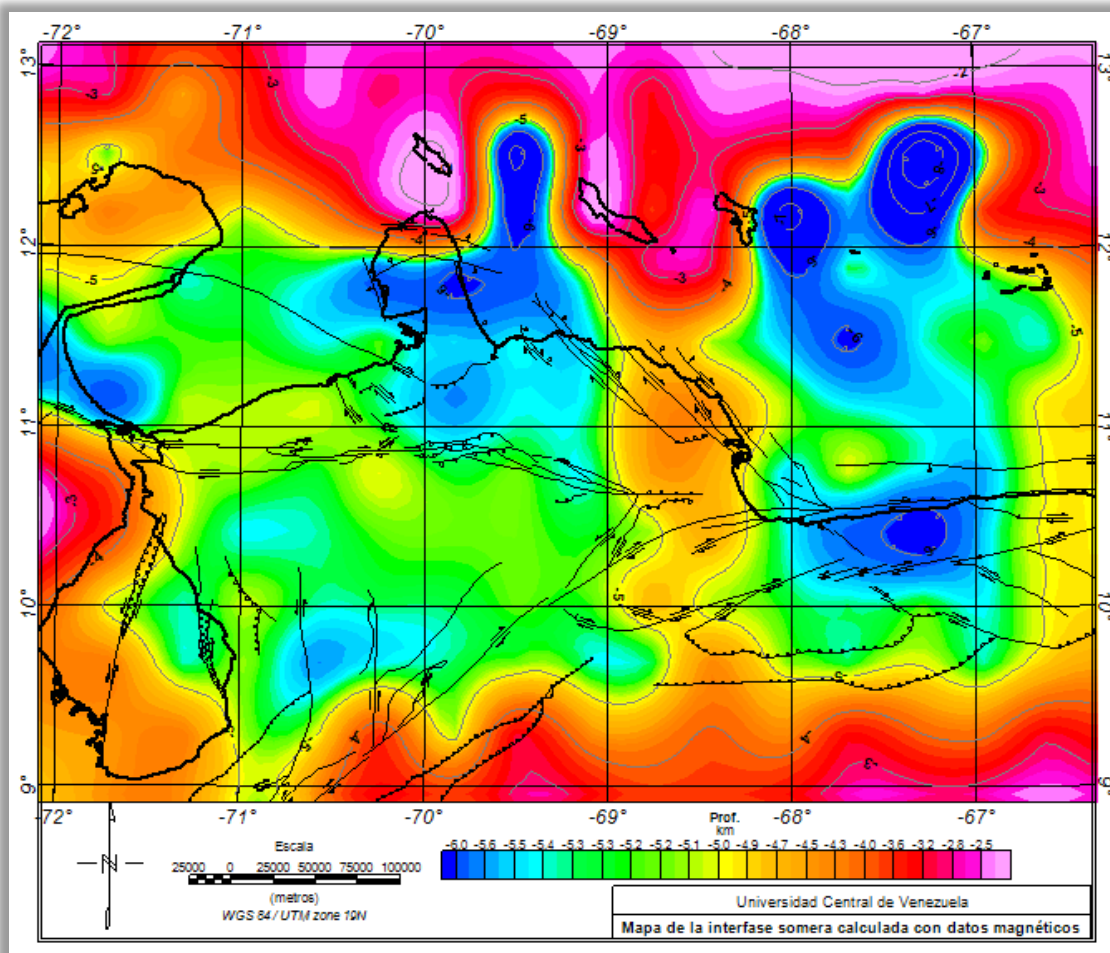


Figura 68. Mapa de profundidades de la interfase somera magnética. En líneas negras los sistemas de fallas de la base de datos de FUNVISIS *et al.* (2000).

Es de notar el hecho que esta interfase muestra una clara diferencia entre las formaciones sobre el bloque de Trujillo y las formaciones del bloque de Maracaibo, donde los sistemas de fallas que parecen influir en mayor medida en la respuesta magnética son el sistema Boconó, la falla de Pueblo Viejo y el sistema Oca-Ancón. Hacia el este del mapa se observa una depresión limitada al norte por la falla San Sebastián, que podría coincidir con la profundidad a la cual las napas sobrecorren.

Es de acotar que en general las profundidades no concuerdan con los mapas calculados a partir de los datos gravimétricos, debido a que esta interfase no representa una sola superficie ni es continua. Dependiendo del caso, esta interfase muestra el mismo u otro contraste sedimentario diferente al de la interfase somera calculada con gravimetría, en algunos casos suprayacente y en otros infrayacente. Incluso en algunos casos, esta interfase

coincide con el basamento cristalino, lo cual puede observarse en los modelos geológicos. De manera similar ocurre con la interfase profunda calculada a partir de la magnetometría, en algunos casos representa el basamento cristalino, en otros se acerca a la interfase Conrad, pero en la mayoría de los casos infiere una diferencia en el carácter magnético de las provincias geológicas a nivel intracortical, generando de esta manera una interfase adicional entre el basamento y Conrad.

5.4 Modelado

La escogencia de los perfiles geológicos modelados fue realizada tomando en cuenta las principales estructuras tectónicas presentes en la zona, debido a que ellas condicionan las tendencias representadas tanto en los datos gravimétricos como magnéticos. Los mismos se realizan tomando en cuenta las respuestas espectrales analizadas y los valores de profundidades calculados, siendo estos los datos de partida para el modelaje. Debido a la complejidad implícita en las anomalías magnéticas donde se superponen por tectonismo anomalías compuestas y la correlación de carácter regional entre las curvas gravimétricas y magnéticas en los perfiles, se decide ajustar el modelo solo a la respuesta gravimétrica. Sin embargo, las interfases calculadas a partir de los datos magnéticos son tomadas en cuenta para el modelado y se analiza cualitativamente la tendencia de la curva de anomalía magnética en cada uno de los perfiles. La figura 69 muestra la ubicación espacial de los perfiles, los cuales a su vez son representados también en un mapa geológico (figura 70) para así poder tener control sobre las litologías representadas.

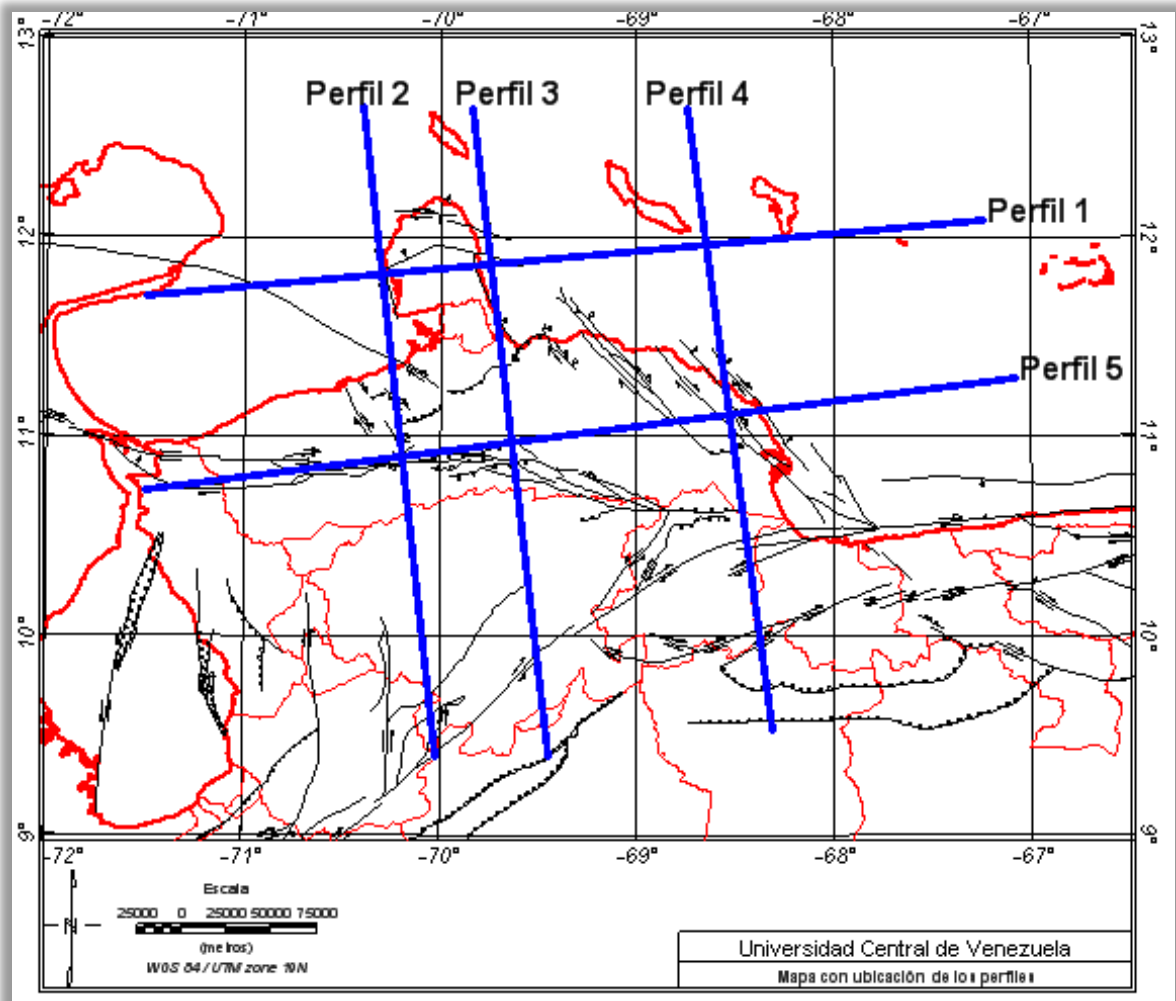


Figura 69. Mapa de ubicación espacial de los perfiles construidos. En líneas rojas los límites político-territoriales, en líneas negras los principales sistemas de fallas cuaternarias de Venezuela según FUNVISIS *et al.* (2000), y en líneas azules los perfiles realizados.

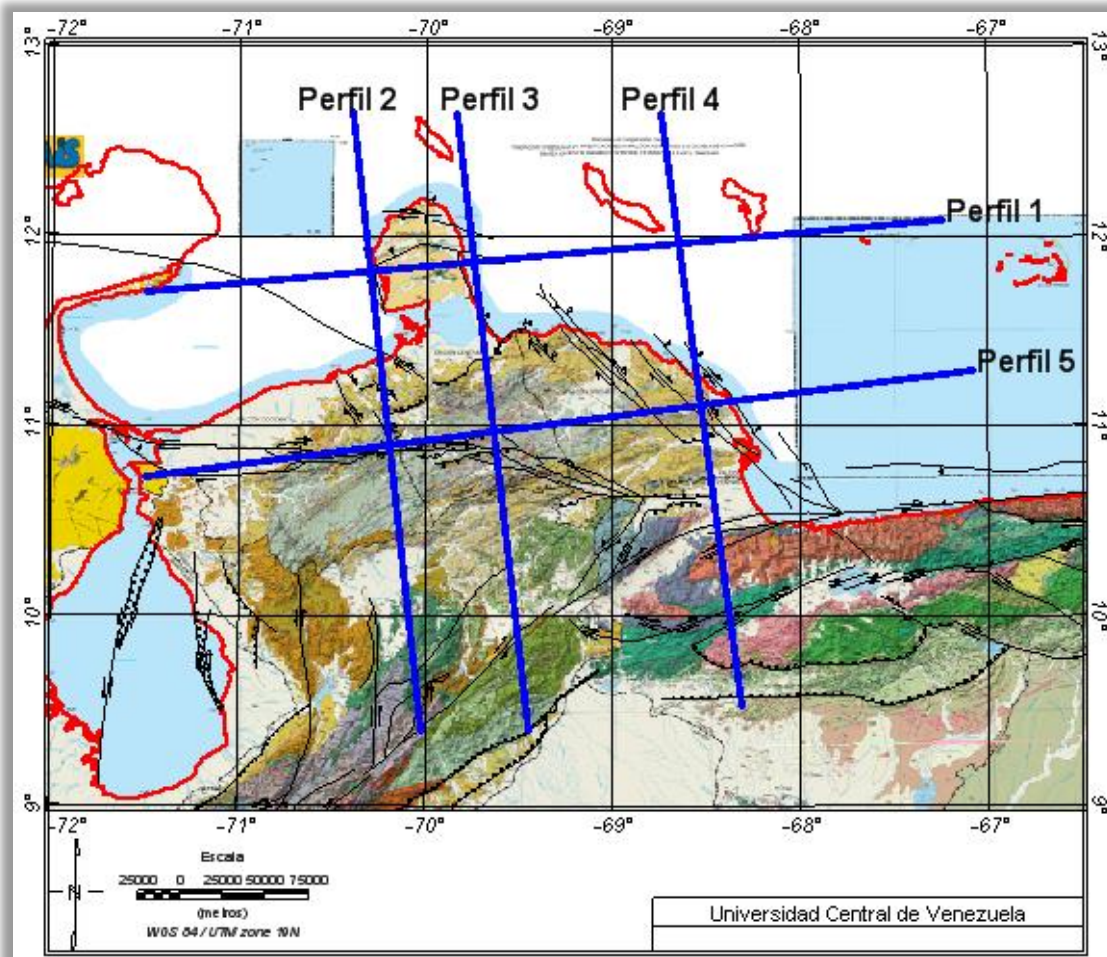


Figura 70. Mapa de ubicación espacial de los perfiles plasmados sobre el mapa geológico compilado por Hackley *et al.* (2006). En líneas azules los perfiles construidos, en líneas rojas los límites político-territoriales.

5.4.1 Perfil N°1

El perfil N°1 (figura 71) presenta una orientación N85°E reflejando las principales estructuras y formaciones estudiadas, con una extensión de 467 km desde la latitud 11,7° N y longitud 71,4° O, al sur de la localidad Aipiapá en el Edo. Zulia, hasta la latitud 12° N y longitud 67,2° O, costa afuera noreste de Las Aves cerca a la cuenca de Los Roques. Es construido colocando las formaciones sedimentarias como paquetes por edad, donde cada una de las cuales presenta un rango de densidad. La interfase Mohorovicic, la cual presenta en promedio una profundidad de 35 km que se hace somera a medida que el perfil se acerca al límite con la placa Caribe al este, y se hace profunda hacia el oeste a medida que el perfil se acerca a la Guajira. Las profundidades representadas concuerdan con los mapas de Mohorovicic publicados por Guédez *et al.* (2003), Quinteros *et al.* (2007), Schmitz *et al.*

(2008), entre otros, los cuales reportan profundidades de 30 km aproximadamente hacia la península de Paraguaná y el Golfo de Venezuela, y una variación de profundidades en las islas Curazao, Bonaire y Las Aves que va desde unos 28 km en el oeste a unos 23 km al este. Debido a que el perfil tiene una orientación próxima E-O el gradiente no se observa muy pronunciado, ya que se encuentra en su mayoría sobre corteza transicional sub-paralela a la orientación del gradiente. La interfase entre las cortezas superior e inferior (Conrad) fue modelada a partir de los espectros calculados para el estudio de la misma, la cual se ajusta de manera similar a la tendencia que presenta Mohorovicic y a la conducta regional que tiene la anomalía de Bouguer. Este perfil presenta esta orientación con el fin de representar la disposición lateral de los complejos en Paraguaná, la conducta que presenta la falla de Cuiza y el Golfo de Venezuela y la disposición en basamento de las islas Curazao, Bonaire y Las Aves. La sección que corresponde con la corteza superior está representada con diferentes provincias geológicas propuestas en trabajos anteriores, y que a su vez deberían poseer composiciones diferentes reflejadas en las anomalías de Bouguer y en las anomalías magnéticas. A pesar de que se puede inferir esta sección como muy heterogénea no solo en sentido lateral, sino también en profundidad, no se tiene un dato fuente que permita establecer contactos intracorticales. Por ejemplo, se conoce que el basamento en las islas de Sotavento es de edad Cretácico Temprano que se encuentra por debajo de las islas que presentan lavas de edad Cretácico Tardío (Sinton *et al.*, 1993; White *et al.*, 1999), pero el mismo debe estar dispuesto sobre una litología de diferente edad la cual es desconocida; por tal motivo el bloque de basamento debajo de las islas es nombrado como Cretácico Temprano. Se coloca a su vez un límite tentativo que separa lateralmente esta provincia del basamento dispuesto por debajo de la península de Paraguaná, el cual es denotado como terreno Falconía, tomando en cuenta lo que propone el trabajo de Grande (2011) de edad Pre-Cámbrica. El basamento en el Golfo de Venezuela que posiblemente es Paleozoico, podría estar limitado por la falla de Cuiza de componente inversa debido posiblemente a la eyección del bloque de Maracaibo, ocasionando que el basamento de la Guajira sobrecorra al del Golfo de Venezuela en este sector. La respuesta espectral se ajusta bastante bien a la tendencia que en teoría debería presentar el basamento, la cual en algunos casos cambia de interfase debido a que posiblemente un contraste de densidades alto un poco más somero apantalla la respuesta del basamento. Lo que induce

en primera instancia que el mapa de basamento construido a partir del análisis espectral gravimétrico no representa una superficie continua ni homogénea, sino un conjunto de superficies que representa el máximo contraste de densidad hasta la profundidad estudiada.

Suprayacente al basamento se encuentra un segmento que representa a formaciones datadas en el Paleógeno (Eocenas y Oligocenas principalmente) con un espesor aproximado entre 3000-4000 m en la cuenca de Bonaire y que se adelgaza notablemente hacia Paraguaná y las islas de Sotavento (500-1000 m) (Gorney *et al.*, 2002) influenciada por los sistemas de fallas representados. La respuesta espectral sugiere que en el Golfo de Venezuela, al norte de la falla de Cuiza, existe un sistema de fallas que muestran un basamento dispuesto con alternancia de grábenes y horsts (debido a la resolución espacial de los espectros es representado un solo horst en el centro del Golfo), pero con un déficit de densidad reflejado en la anomalía de Bouguer y a una profundidad de basamento que la fuente magnética refleja en la anomalía magnética por su longitud de onda, que sugiere que el basamento en el golfo no es de la misma composición que el basamento Falconia ni que el basamento al sur de la falla de Cuiza, siendo esta falla el posible límite tectónico entre estos últimos. Los complejos presentes en Paraguaná han sido representados por dos grandes bloques denotados por el complejo El Amparo y Santa Ana de edades muy diferentes. El Amparo consiste en un conjunto de rocas ígneo-metamórficas que se encuentra en contacto de falla infrayacente a la Filita de Pueblo Nuevo y que a su vez se encuentra cubierta por la fm. Cantaure del Mioceno. Santa Ana en el perfil representa el complejo sistema de rocas máficas y ultramáficas que conforman el Basalto de Santa Ana, la Diabasa de Arajó, el Gabro de Siraba y las Ultramáficas de El Rodeo (Mendi & Rodríguez, 2005), que según los resultados obtenidos con la respuesta espectral de la interfase somera calculada a partir de datos gravimétricos, se encuentran infrayacentes y en contacto de falla con El Amparo. La anomalía magnética para ellos es muy baja, lo que podría sugerir la depresión del basamento cristalino en la zona, tal como es representado en la respuesta gravimétrica, por el peso de estos complejos. La respuesta espectral asociada al basamento sugiere que estos complejos se encuentran sobrecorridos en conjunto a las formaciones paleógenas que suprayacen al terreno Falconía, infiriendo de esta manera un posible origen alóctono para estos complejos. La interfase somera calculada a partir de los datos gravimétricos en su mayoría representa el posible contacto entre las formaciones paleógenas y las miocenas

(inferiores, medias y superiores) suprayacentes; en otras ocasiones, representan el contacto entre las formaciones miocenas y las pliocenas-pleistocenas, lo que sugiere que el mapa de esta interfase, al igual que el de basamento, no es una superficie continua. En la isla de Curazao la interfase basamento representa el contacto entre las lavas de Curazao (de edad Cretácico Tardío) y el basamento Cretácico Temprano, mientras la interfase somera el contacto entre las lavas y las secuencias delgadas pliocenas-pleistocenas (representación basada en las secciones sísmicas de Gorney *et al.*, 2002). Las fallas representadas hacia las islas muestran el fracturamiento entre éstas, con sistemas de grábenes de su última etapa de deformación con componentes rumbo deslizantes (Beardsley & Ave Lallemant, 2007). La interfase somera calculada a partir de datos magnéticos refleja también *grosso modo* la profundidad del basamento en estas islas. La anomalía magnética en las islas muestra su máximo justo sobre la isla de Bonaire, como se ha venido mencionando, y en conjunto una anomalía regional de gran magnitud que podría inferir un basamento composicional similar en ellas. La respuesta de la interfase magnética profunda cambia de interfase a lo largo del perfil, sin embargo es de notar que en el basamento del Golfo esta interfase podría representar un contacto intracortical que sugeriría un bloque heterogéneo.

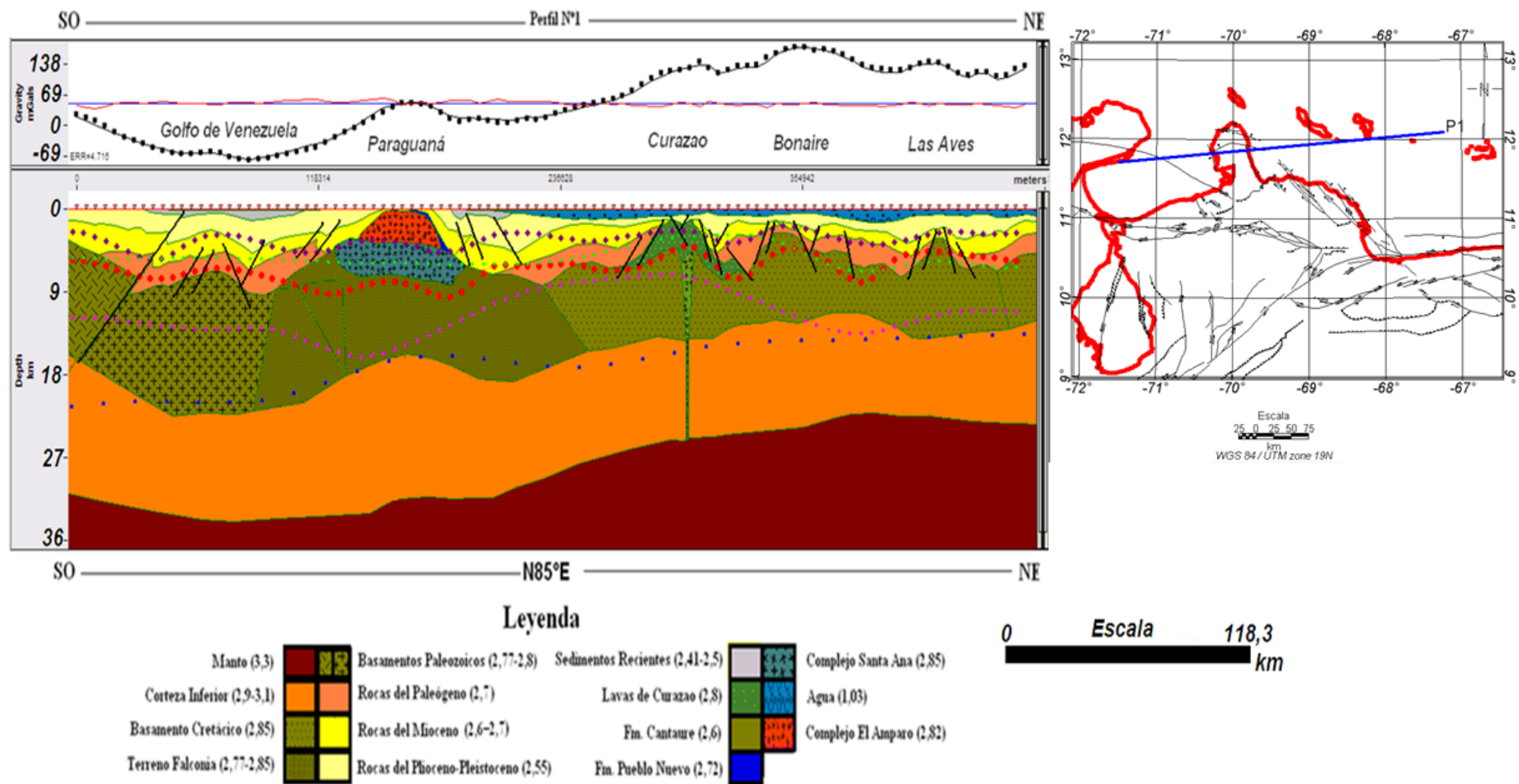


Figura 71. Perfil geológico 1. Puntos azules representan la interfase de Conrad calculada a partir de datos gravimétricos, los puntos fucsia corresponden a la interfase profunda calculada a partir de magnetometría, los puntos rojos corresponden a la interfase basamento calculado con gravimetría, los puntos morados corresponden con la interfase somera entre sedimentos calculada con datos gravimétricos, y los puntos verdes corresponden con la interfase somera de los datos magnéticos. Líneas negras corresponden a fallas y en la leyenda los valores de densidad en g/cm^3 .

5.4.2 Perfil N°2

Este perfil presenta una orientación N7°O (figura 72), con 362 km de extensión, desde la costa afuera noroeste de Aruba (12,6° N y 70,4° O) hasta el noroeste de Biscucuy en el Edo. Portuguesa (9,4° N y 70,02° O). El perfil muestra un gradiente suave en la interfase Mohorovicic, esto podría inferir que el sistema de fallas en el norte de Venezuela no es el límite entre las placas, interfase que fue modelada tomando en cuenta publicaciones anteriores de datos sismológicos. Lo primero en acotar es que algunas de las anomalías gravimétricas son de corta longitud de onda, y por ende obedecen a litologías someras, como en el sector andino, lo cual condicionó a que el ajuste de la curva calculada respecto a la medida tenga diferencias significativas en este sector, característica no presente en la anomalía magnética. La interfase Mohorovicic en este perfil va desde unos 32 km al norte y unos 38 km al sur, con un leve adelgazamiento cortical justo sobre la cuenca de Falcón a 33 km. Al igual que el perfil anterior la interfase Conrad es modelada a partir de los resultados obtenidos en los espectros, la cual no presenta isostasia andina, posiblemente debido a que no existe un contraste muy alto de densidades entre la provincia geológica deprimida por debajo de los Andes y la corteza inferior. Los paquetes sedimentarios correspondientes al Cretácico Tardío, Paleógeno, Mioceno y Plioceno-Pleistoceno son similares al perfil anterior. Interpretando el perfil de norte a sur, se coloca un bloque de rocas del Cretácico Temprano que corresponde con el basamento en Aruba, con un sistema de fallas normales producto del fracturamiento de las Antillas. La anomalía magnética en este sector muestra claramente que el basamento posee una composición muy diferente que el basamento Falconia. Siguiendo con el corrimiento de los complejos de Paraguaná con vergencia contraria a los corrimientos que se observan en Falcón central, que podría sugerir que la sección sur del terreno Falconia se encuentra en levantamiento (uplift), sobrecorriendo tanto en su flanco sur sobre provincia paleozoica (posiblemente carbonífera-pérmica) como en su flanco norte, ocasionando el conjunto de corrimientos perpendiculares al surco de Urumaco. Se propone este sector levantado debido a que la transpresión ha ocasionado la inversión de la cuenca, la cual fue aperturada en un sistema tipo intra-arco cuyas fallas normales de rift sufren inversión (Audemard, 1993-1995; Audemard & Giraldo; 1997; Porras, 2000; Gorney *et al.*, 2007; entre otros). Esto ocasiona que los sistemas

transcurrentes de Oca-Ancón y Camare-Paraíso tengan componente inversa a su vez, y que al sur de los mismos, sobrecorran formaciones sedimentarias, provincias alóctonas y pedazos de basamento entre sí, originando un frente de deformación que concuerda con las Napas de Lara (Stephan, 1985; Baquero *et al.*, 2009), el cual se encuentra en interacción con los corrimientos en vergencia contraria del norte de los Andes; corrimientos influenciados a su vez por el sistema trancurrente Boconó y la interacción entre el bloque de Maracaibo y el bloque de Trujillo, cuyo posible movimiento diferencial origina que el bloque de Trujillo sobrecorra al bloque de Maracaibo en eyección. Estos bloques estarían separados posiblemente por las fallas de Valera y Burro Negro (mencionado anteriormente). El norte de los Andes (sur del perfil) muestra que el sistema Boconó sea posiblemente algo similar a una flor positiva, que ha ocasionado que partes del basamento Pre-Cámbrico y Paleozoico afloren en esta sección. Los plegamientos de formaciones cretácicas de diferentes edades es evidencia del corrimiento que genera el ascenso de estas provincias (los bloques Cretácico Temprano y Tardío comprenden las formaciones Rio Guache, Apón, Mamey-Yacambú, entre otras; y los bloques Eocenos representan las formaciones Trujillo y Morán; y el bloque Paleógeno sobre las napas de Lara corresponde con la fm. Matatere en su mayoría). Es posiblemente por esta razón que gravimétricamente la raíz de los Andes pareciera estar en la costa sureste del Lago de Maracaibo, que ha sido atribuida durante mucho tiempo a sistemas de subducción. Ni los mapas de interfases ni los modelos necesitan sugerir alguna subducción para que los mismos presenten solución razonable y acorde a la gravimetría. Todo podría ser explicado con un modelo de corrimiento Andino del bloque de Trujillo sobre el bloque de Maracaibo producto de su eyección durante el último pulso rotacional de Sudamérica. El hecho de que las interfases espectrales en los Andes se acerquen en profundidad podría sugerir cualquier hipótesis, podrían representar una superficie de corrimiento principal o un contraste de densidad tal que en este sector el contraste de densidades por debajo de ellas es muy pobre, sugiriendo a su vez que las rocas levantadas por la transcurrencia son de muy alta densidad (lo cual también daría respuesta a la anomalía de Bouguer de magnitud positiva sobre los Andes en este sector).

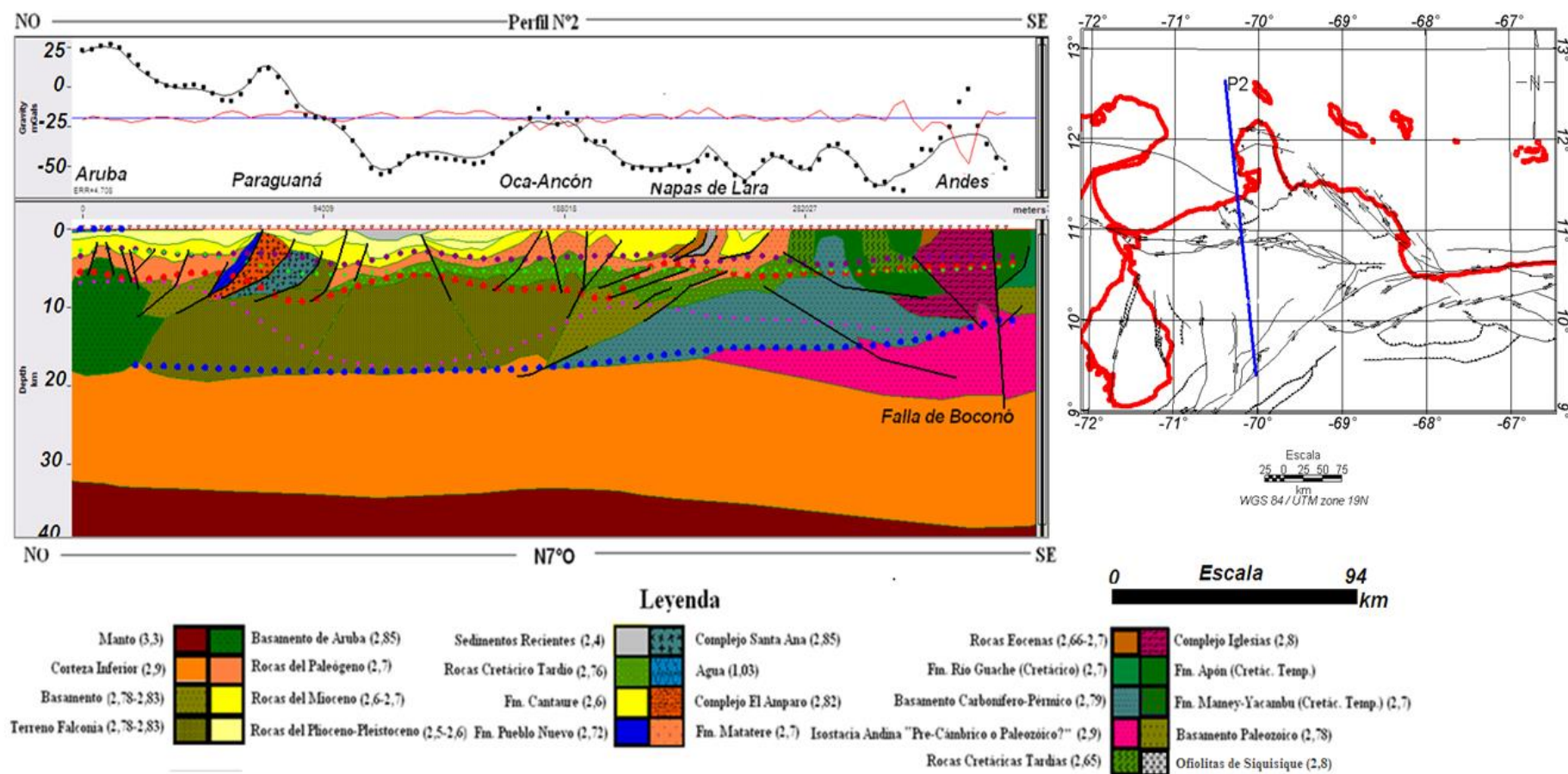


Figura 72. Perfil geológico 2. Puntos azules representan la interfase de Conrad calculada a partir de datos gravimétricos, los puntos fucsia corresponden a la interfase profunda calculada a partir de magnetometría, los puntos rojos corresponden a la interfase basamento calculado con gravimetría, los puntos morados corresponden con la interfase somera entre sedimentos calculada con datos gravimétricos, y los puntos verdes corresponden con la interfase somera de los datos magnético. Líneas negras corresponden a fallas y en la leyenda los valores de densidad en g/cm^3 .

5.4.3 Perfil N°3

El perfil se encuentra orientado en dirección N7°O (figura 73), desde costa afuera noreste de Aruba (12,63° N y 69,86° O) hasta el norte de la localidad de Ospino en el Edo. Portuguesa (9,4° N y 69,46° O), con una extensión de 360 km. Este perfil representa una interfase Mohorovicic con profundidades de 32 km en Aruba, 30 km en la cuenca de Falcón y 35 km hacia el norte de los Andes (sur del perfil). Infiere que el origen de Aruba podría ser diferente al resto de las Antillas, y que la misma podría tener mayor afinidad con el alto de los Monjes. La datación indica que Aruba es la más antigua del conjunto de islas, y que se hacen más recientes hacia el este (Beets, 1972; Priem *et al.*, 1966; Priem *et al.*, 1979; Santamaría & Schubert, 1974; Stockhert *et al.*, 1995). Esto podría permitir inferir que estas islas se formaron por el volcanismo asociado a una colisión luego de la apertura de rift entre las Américas y a la formación del proto-Caribe en el Cretácico, como un arco volcánico. La rotación de las mismas a su vez indica que Aruba ha sido la isla con mayor componente rotacional (Beardsley & Ave Lallemant, 2007), posiblemente debido a su cercanía a la eyección del bloque de Maracaibo y aunado al hecho de la trancurrencia entre las placas Caribe y Sudamérica. Siguiendo al sur del perfil, se observa que la anomalía gravimétrica de Paraguaná decrece en magnitud; comparando la ubicación del gradiente respecto a la ubicación del mismo en el perfil N°2 (en el cual se encuentra más al norte), podría sugerir que los complejos en Paraguaná se encuentran dispuestos de manera oblicua con una orientación NO-SE, rotados también por la eyección del bloque de Maracaibo. Hacia Falcón central se observa una corteza mucho más adelgazada que en el perfil anterior, lo que podría inferir que el sistema de rift del Paleógeno estaba limitado hasta el surco de Urumaco. El hecho de que en Falcón central afloren rocas ultramáficas soporta la inversión de una cuenca intra-arco, cuyas fallas en estas lavas son buzantes hacia el sur y al sur de las mismas las fallas buzan en sentido opuesto. La anomalía de Bouguer y la anomalía magnética en sentido regional se muestra bastante constante, lo que podría sugerir un terreno Falconia dispuesto en este perfil desde Paraguaná hasta las Napas de Lara, pudiendo inferir que este terreno se acrecionó posiblemente durante la conformación de Pangea. Es muy probable que el subsuelo de las napas, por debajo del basamento, sea un conjunto de provincias geológicas acrecionadas, y que han sido expuestas por el sistema

transpresivo actual en la cordillera de la Costa. Probablemente el basamento Carbonífero-Pérmico que aflora en los Andes de Mérida sea el mismo de la cuenca de Barinas y el de la subcuenca de Guárico con diferentes edades acrecionadas en él. Hacia el sur del perfil se observa una falla de Boconó que genera un sistema de flor anteriormente mencionado, ocasionando el conjunto de formaciones plegadas y sobrecorridas que se reportan en frontera a las napas de Lara.

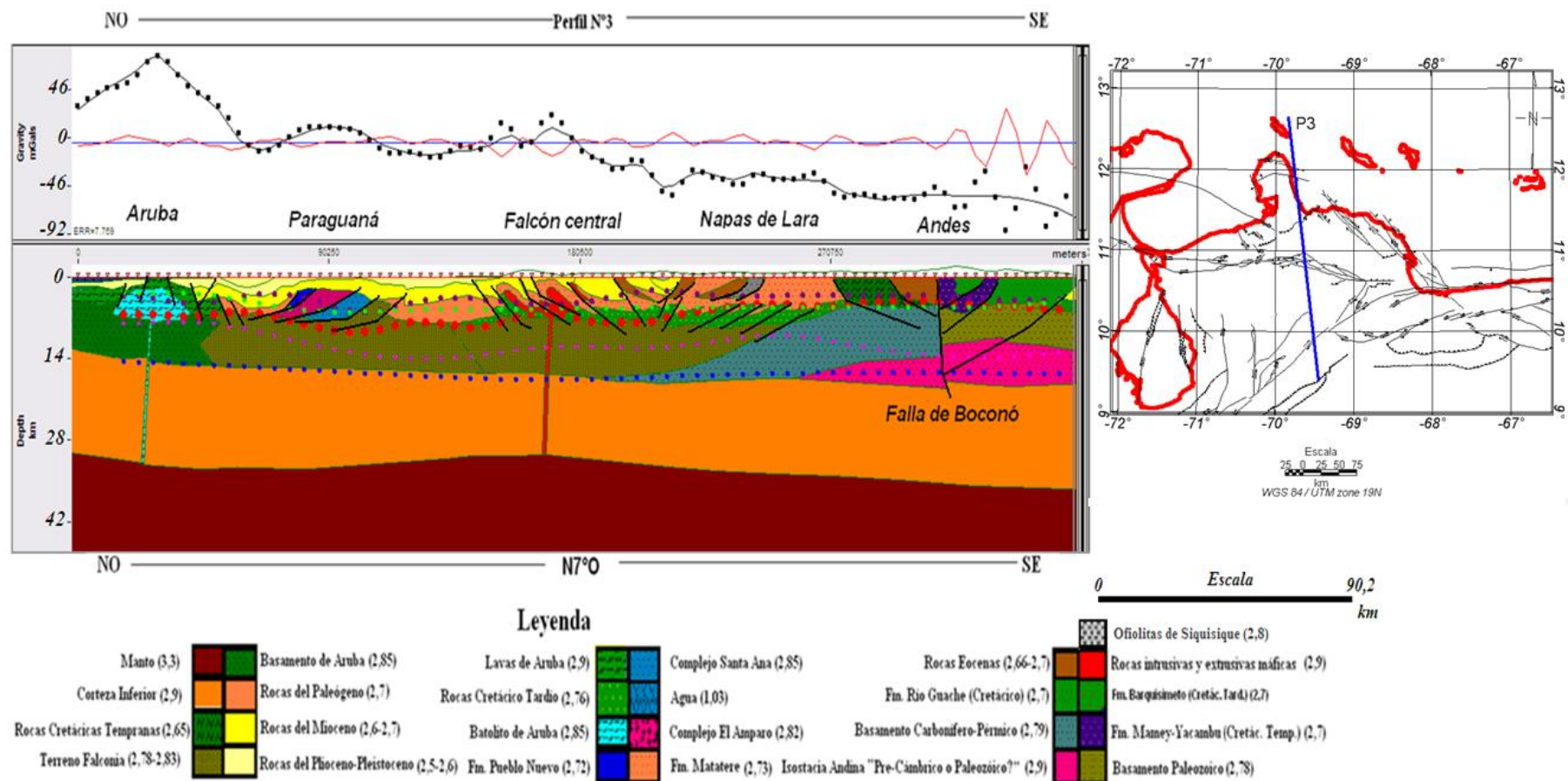


Figura 73. Perfil geológico 3. Puntos azules representan la interfase de Conrad calculada a partir de datos gravimétricos, los puntos fucsia corresponden a la interfase profunda calculada a partir de magnetometría, los puntos rojos corresponden a la interfase basamento calculado con gravimetría, los puntos morados corresponden con la interfase somera entre sedimentos calculada con datos gravimétricos, y los puntos verdes corresponden con la interfase somera de los datos magnéticos. Líneas negras corresponden a fallas y en la leyenda los valores de densidad en g/cm^3 .

5.4.4 Perfil N°4

Este perfil (figura 74) presenta una orientación de N7°O, con una extensión de 348 km, desde costa afuera noreste de Curazao (12,64° N y 68,74° O) hasta el sureste de la localidad La Chivera en el Edo. Cojedes (9,53° N y 68,32° O). En éste la interfase Mohorovicic se muestra a una profundidad de unos 23 km hacia el norte y de unos 40 km hacia el sur, en donde se muestra una depresión del mismo junto en la isostasia de la cordillera de la Costa con Mohorovicic a 42 km, y un adelgazamiento cortical hacia Falcón oriental con la interfase a 32 km. En este perfil es representado de igual manera que el perfil N°1 las lavas de Curazao sobre un basamento Cretácico Temprano. Los espesores sedimentarios en este caso se hacen mucho mayores, debido a que el perfil pasa sobre una sección del rift intra-arco que alcanzó mayor apertura que en el perfil anterior, con un basamento Falconia mucho menos extenso en sentido N-S, lo que podría inferir una disposición espacial para el mismo oblicua similar a los complejos en Paraguaná por la eyección del bloque de Maracaibo y que a su vez ha generado el sistema de corrimientos de la Vela hacia Falcón oriental. A su vez se observa también que la falla de Boconó disminuye en influencia, con un conjunto de napas al sur acrecionadas que permiten el levantamiento de la cordillera de la Costa. Estas napas podrían tener su origen en el basamento de la cuenca de Bonaire, lo cual sería el motivo de que se encuentre tal variedad de edades geológicas sobrecorridas entre sí que van desde el Pre-Cámbrico hasta el Cretácico, y cuyo límite de penetración hacia el continente es representado por el corrimiento maestro de Guárico. Las respuestas de las anomalías de Bouguer y anomalías magnéticas son como eran de esperarse regionalmente, donde decrecen en magnitud a medida que se aproximan al continente, sugiriendo el engrosamiento cortical esperado hacia el sur del perfil. Las formaciones cretácicas representadas en la cordillera de la Costa corresponden con Nirgua, Guárico, entre otras; como formación jurásica se presentan Las Mercedes y la Asociación Caracas; el bloque Pre-Cámbrico por el complejo Peña de Mora; y algunos bloques paleozoicos como el Complejo El Tinaco, el Complejo San Julián y Asociación Ávila.

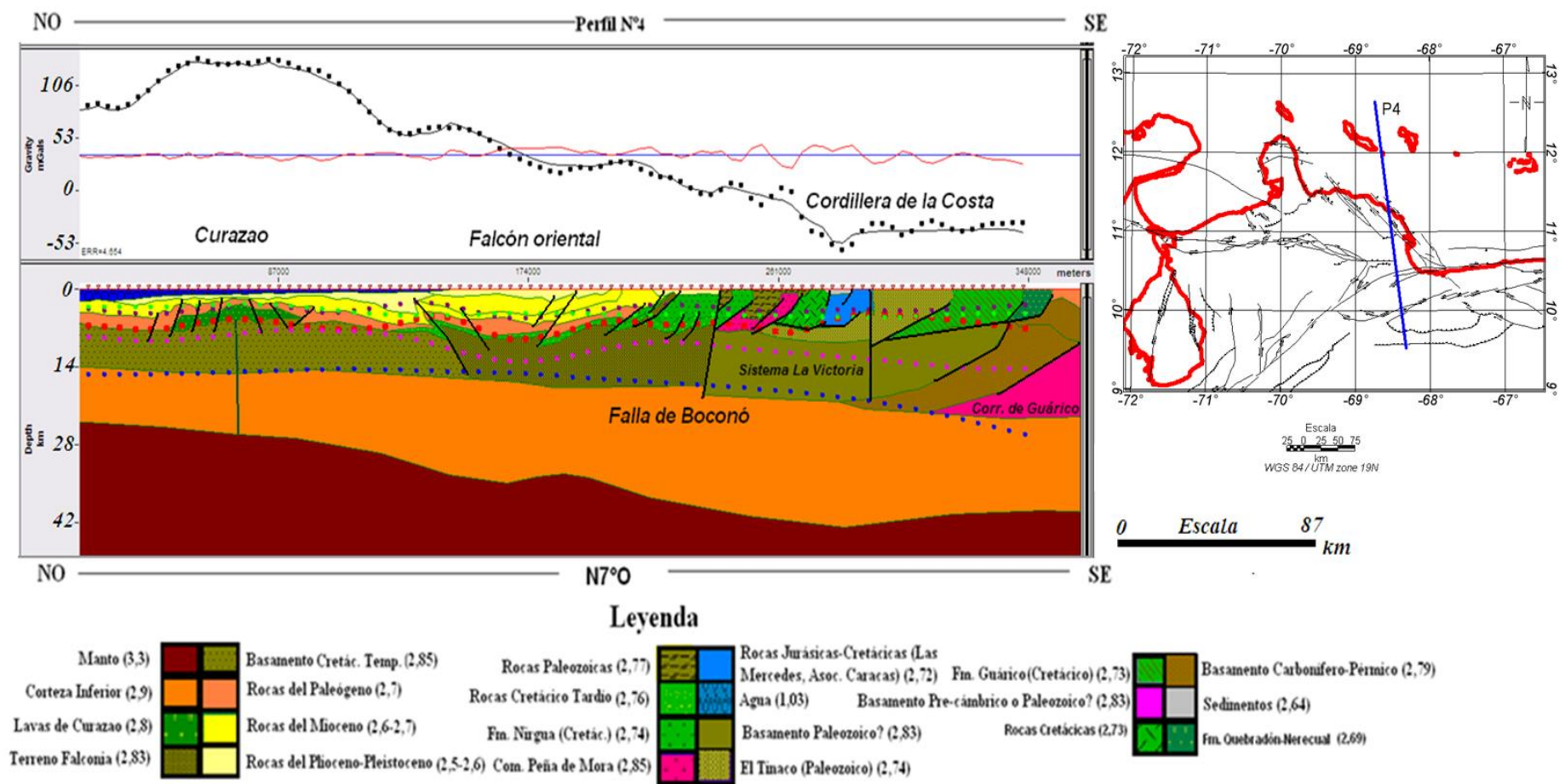


Figura 74. Perfil geológico 4. Puntos azules representan la interfase de Conrad calculada a partir de datos gravimétricos, los puntos fucsia corresponden a la interfase profunda calculada a partir de magnetometría, los puntos rojos corresponden a la interfase basamento calculado con gravimetría, los puntos morados corresponden con la interfase somera entre sedimentos calculada con datos gravimétricos, y los puntos verdes corresponden con la interfase somera de los datos magnéticos. Líneas negras corresponden a fallas y en la leyenda los valores de densidad en g/cm^3 .

5.4.5 Perfil N°5

El perfil presenta una orientación de N85°E, con una extensión de 487,5 km (figura 75), comenzando entre Sabaneta de las Plamas y los Puertos de Altagracia en el Edo. Zulia (10,73° N y 71,52° O), hasta la cuenca de Bonaire (11,28° N y 67,1° O). El perfil muestra que la interfase Mohorovicic alcanza una profundidad de uno 34 km hacia el oeste cerca de Maracaibo y de unos 26 km hacia bajo la cuenca de Bonaire. La anomalía magnética sugiere una composición para el basamento diferente al que se encuentra en el subsuelo de la cuenca de Falcón; posiblemente corresponda con un basamento Paleozoico (Audemard, 1991) limitado lateralmente por el alto de Dabajuro. Hacia el este del mismo se observa el sistema de fallas de surco de Urumaco, fallas normales que han sido influenciadas por la compresión entre las placas. Esta compresión ha ocasionado las irregularidades en sentido contrario al graben en el basamento y los sedimentos en el mismo. Hacia la parte central del perfil son representadas el conjunto de fallas que denotan el sistema Oca-Ancón y Camare-Paraíso que por la orientación que presenta el perfil no se observa la influencia que estas ejercen en el basamento. Este basamento es denotado como Terreno Falconia, y correspondería con la máxima extensión lateral del mismo a lo largo de la cuenca de Falcón. Este basamento posiblemente se encuentra en contacto de falla con el basamento de la cuenca de Bonaire, separados por el corrimiento en la costa oriental de Falcón. Ya hacia el este del perfil la cuenca de Bonaire se muestra como una superficie regular, pero que posiblemente podría presentar muchas irregularidades en un transecto perpendicular al representado por lo observado en los mapas de interfases.

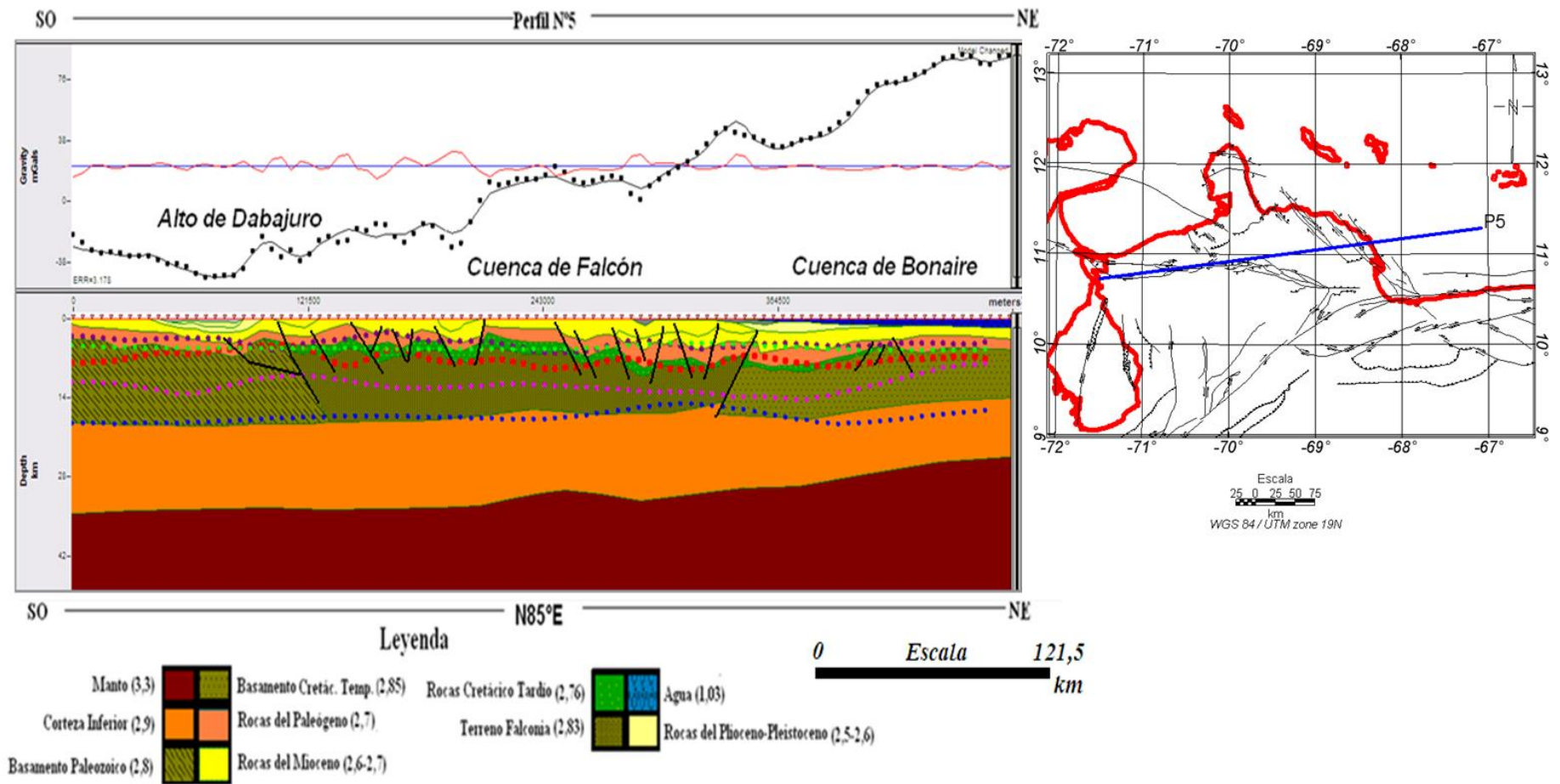


Figura 75. Perfil geológico 5. Puntos azules representan la interfase de Conrad calculada a partir de datos gravimétricos, los puntos fucsia corresponden a la interfase profunda calculada a partir de magnetometría, los puntos rojos corresponden a la interfase basamento calculado con gravimetría, los puntos morados corresponden con la interfase somera entre sedimentos calculada con datos gravimétricos, y los puntos verdes corresponden con la interfase somera de los datos magnéticos. Líneas negras corresponden a fallas y en la leyenda los valores de densidad en g/cm^3 .

5.4.6 Mapa de Mohorovicic

A partir del modelado de los perfiles, se extrajo la base de datos correspondiente a la interfase de Mohorovicic, con la cual se construye el mapa de profundidad de esta interfase (figura 76), el cual muestra características similares a los mapas publicados anteriormente a partir de datos sismológicos. Se muestra que para las islas de Sotavento la profundidad en promedio para Mohorovicic es de 26 km, haciéndose mucho más somera hacia el noreste del mapa hasta unos 22 km. Se observa además, un adelgazamiento cortical hacia la cuenca de Falcón que sugiere una variación en sentido aproximado N-S que va desde los 35 km al sur de la misma, hasta unos 31 km en el centro de ella, hacia Falcón oriental. Un mínimo local es observado justo en el Golfo de Venezuela, y el mínimo absoluto del mapa (cercano al lago de Valencia) se encuentra desplazado hacia el oeste ($0,5^\circ$ aproximadamente), respecto a la ubicación derivada de datos sismológicos publicada en trabajos anteriores. Sin embargo el mapa muestra lo que se ha venido comentando, infiriendo por el gradiente del mismo que el noroccidente del país no es una zona en la que se encuentran en contacto las placas Caribe y Sudamérica, sino que obedece a un sistema de corteza adelgazada y transicional producto del acrecionamiento de diversas provincias geológicas durante los diversos episodios tectónicos ocurridos en ella.

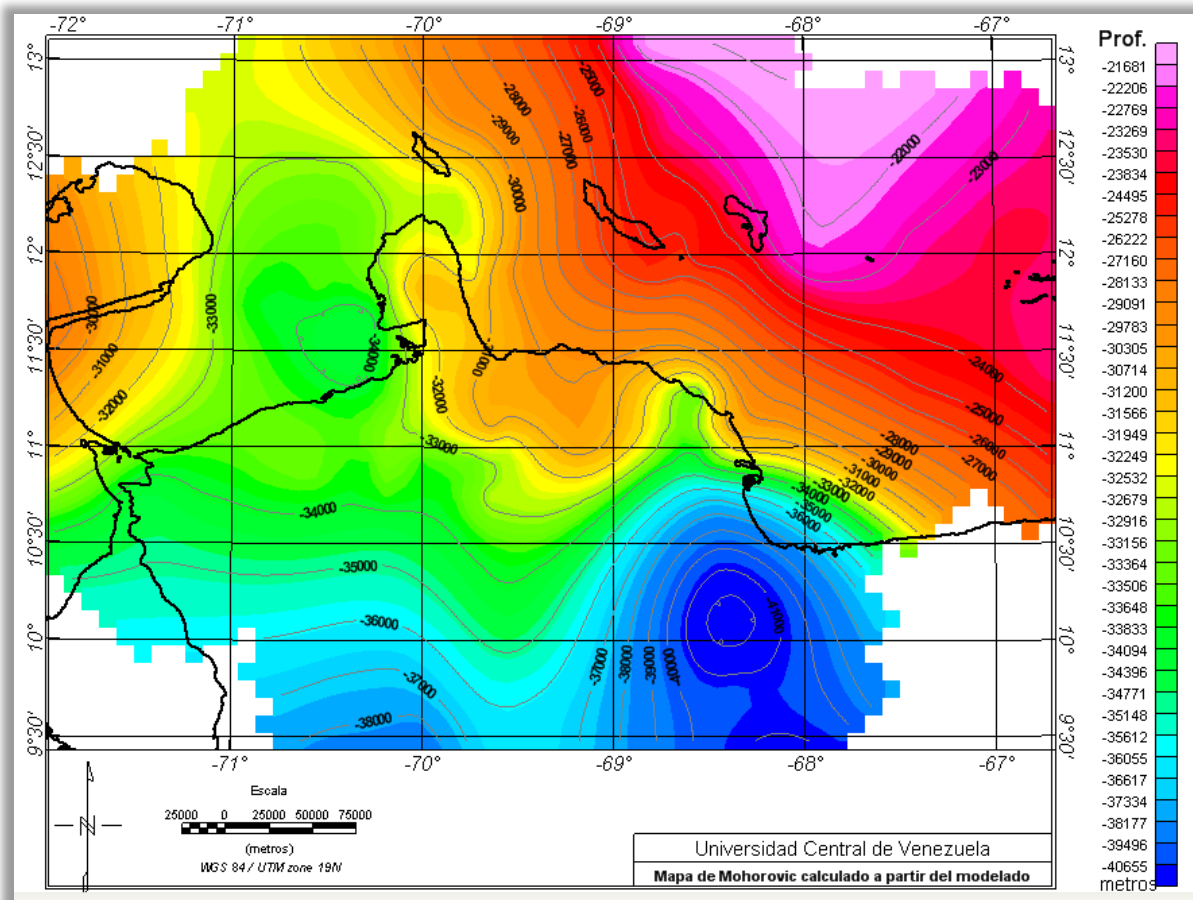


Figura 76. Mapa de profundidad de Mohorovicic calculado a partir del modelado gravimétrico.

5.4.7 Mapa del Terreno Falconia

También se realizó la representación de la posible morfología del terreno Falconia. Es posible que este mapa no represente una misma superficie, debido a que la extensión del terreno en sí es desconocida. El recuadro rojo podría indicar el límite de esta provincia precámbrica emplazada sobre el continente durante el Grenvilliano (figura 77).

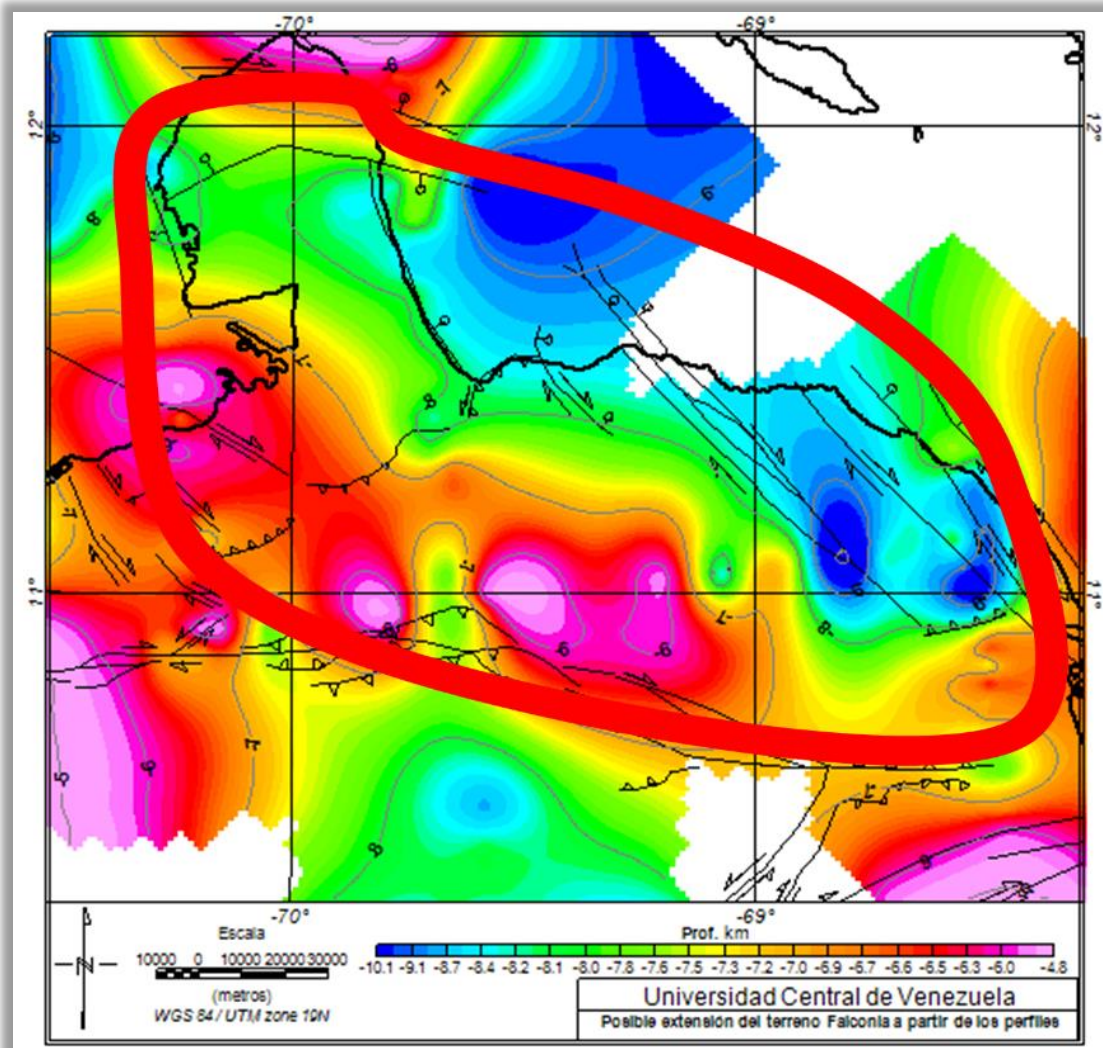


Figura 77. Mapa de profundidad de la posible extensión del terreno Falconia. La curva roja representa el posible límite espacial del mismo y en líneas negras los principales sistemas de fallas cuaternarias de Venezuela según FUNVISIS *et al.* (2000).

5.4.8 Modelaje en tres dimensiones

Mediante el uso del Software Surfer 11 se realizó el montaje de las interfases correspondientes a basamento, Conrad y Mohorovicic. Debido a que al menos 2 perfiles muestrean los topes formacionales de El Amparo, Santa Ana y las Lavas de Curazao, fue posible representar estas superficies a su vez en este formato. La figura 78 muestra la interfase de basamento, la cual representa el máximo contraste de densidad hasta la profundidad alcanzada y no siendo esta una superficie continua, se denotan los rasgos tectónicos más importantes en la zona en estudio.

Se puede observar que el surco de Urumaco y la plataforma de Dabajuro se encuentran limitados por el alto de Dabajuro, la falla de Cuiza parece marcar una frontera entre provincias geológicas a nivel de basamento y Aruba presenta cierta continuidad con el Alto de Los Monjes, y a su vez, ésta se encuentra desligada del resto de las islas de Sotavento.

Los sistemas de falla de Boconó, Valera y Oca-Ancón delimitan claramente el Bloque de Trujillo. Se muestra la falla de Icotea como deformante del basamento de la cuenca de Maracaibo generando un levantamiento en el centro de la misma en sentido latitudinal, y a su vez un sistema de Pueblo Viejo que genera el caso contrario, una fuerte depresión en el basamento. El corrimiento de Guárico limita claramente el frente de deformación de la Serranía del Interior, limitada al norte a su vez de la Serranía del Litoral por la falla La Victoria.

A pesar de que la prolongación de la falla de La Tortuga por el norte del Sistema San Sebastián no es marcada en algunos mapas de fallas, se puede observar que la misma ejerce una influencia importante en la morfología del basamento, mostrándose como un frente de deformación transpresivo que podría obedecer al contacto de diferentes provincias geológicas a nivel cortical superior.

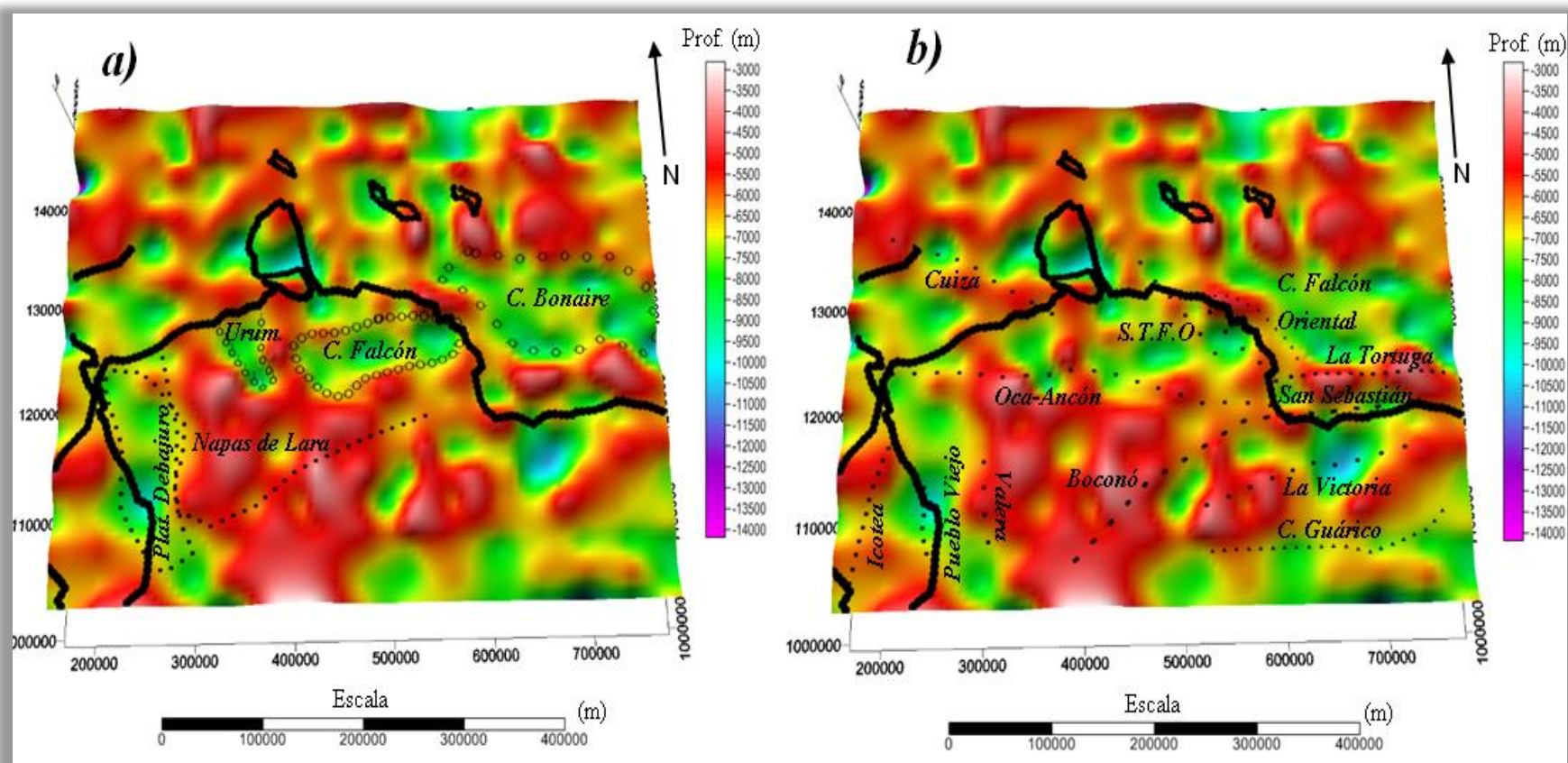


Figura 78. Representación gráfica 3D de la interfase correspondiente en gran medida con el basamento. **(a)** En líneas punteadas principales rasgos de la zona; **(b)** En líneas punteadas principales sistemas de fallas. Abreviaturas: C = corrimiento, S.T.F.O= sistema de fallas transcurrentes de Falcón oriental, Plat.= plataforma, Urum.= surco de Urumaco.

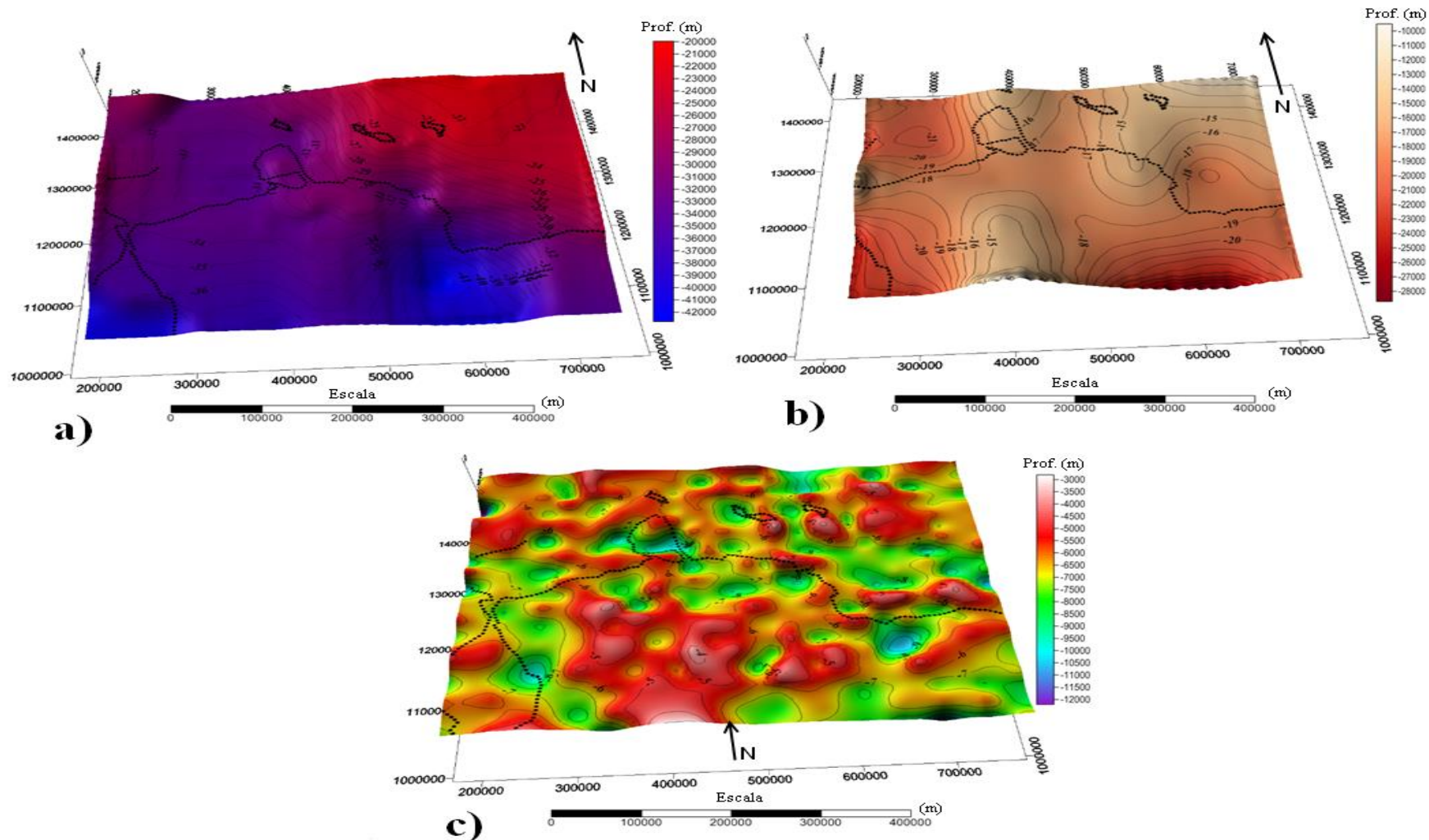


Figura 79. Integración de los mapas de interfaces en 3D. **(a)** Interfase de Mohorovicic calculada a partir de los perfiles geológicos; **(b)** Interfase intracortical de Conrad calculada a partir de la composición espectral gravimétrica; **(c)** Mapa de basamento calculado a partir de la composición espectral gravimétrica. Intervalo entre líneas de contorno 1 km.

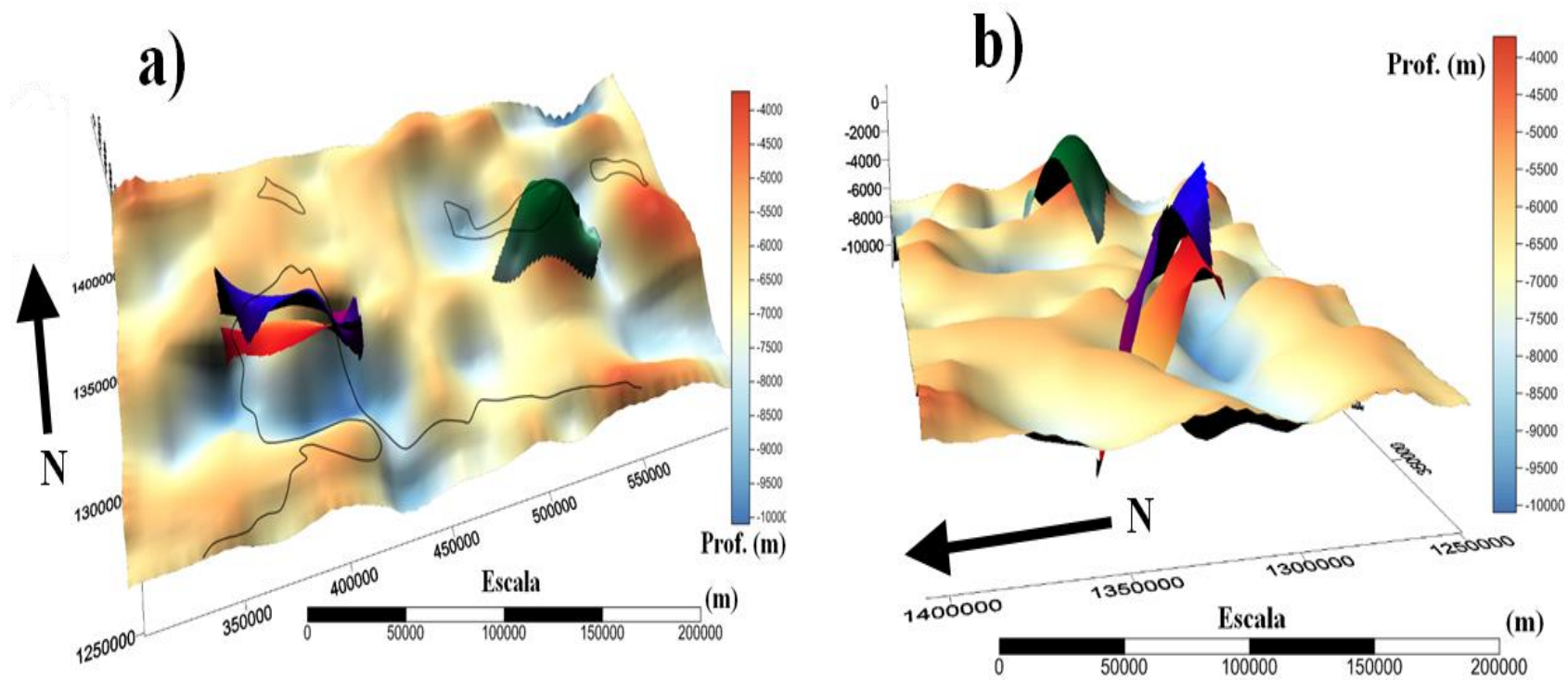


Figura 80. Disposición espacial en 3D de la Lava de Curazao (superficie verde), tope de El Amparo (superficie azul) y el tope de Santa Ana (superficie roja), en conjunto con el basamento (escala de colores indica profundidad de basamento). **(a)** Figura en vista en planta; **(b)** Figura vista de perfil.

La figura 79 integra la mayoría de los resultados de esta investigación, debido a que muestra en primera instancia el mapa de Mohorovicic calculado a partir de los perfiles geológicos, luego suprayacente a esta se muestra la interfase intracortical de Conrad, cuya respuesta y tendencia es similar a la de Mohorovicic, y el mapa de basamento presentando de una mejor manera el fracturamiento de las Antillas de Sotavento y de la disposición oblicua de la mayoría de las provincias geológicas en el noroccidente del país debido posiblemente a la eyección del bloque de Maracaibo y al régimen transpresivo entre las placas. En la figura 80 se muestran las superficies de la Lava de Curazao, el tope de El Amparo y el tope de Santa Ana. La lava de Curazao es representada en dos perfiles geológicos y mapeada como una superficie que se dispone sobre un basamento más antiguo de edad posiblemente Cretácico Temprano. Los topes de El Amparo y Santa Ana en la península de Paraguaná son presentados en tres perfiles geológicos y constituyen complejos emplazados que ocasionan a nivel de basamento una depresión en el mismo, y cuyos contactos entre las superficies corresponderían con fallas inversas. Es de acotar la disposición oblicua que presentan estos similar a la disposición del terreno Falconia y del salto en latitud que presenta la falla de Oca-Ancón, sugiriendo la influencia de la eyección del bloque de Maracaibo diferencial al bloque de Trujillo.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

El análisis estadístico de los datos refleja una gran variedad de valores de anomalías de Bouguer y magnéticas que representan la complejidad geológica de la zona en su aspecto composicional, con grandes contrastes de densidades y gradientes que infieren una tectónica transpresiva dominante. Los valores estadísticos a su vez no infieren composición intracortical oceánica o continental, pudiendo atribuirse quizás a corteza transicional o adelgazada.

Los espectros de potencia gravimétricos del barrido de ventanas de 40 x 40 km infieren dos interfases, siendo la componente espectral de mayor longitud de onda atribuida a la respuesta del basamento cristalino de la zona, que en algunos lugares por complejidad tectónica, cambia a otro contraste de densidad suprayacente al basamento. Esto sugiere que el mapa correspondiente no es una superficie continua, sino un conjunto de superficies que representan el mayor contraste de densidad hasta la profundidad estudiada.

La interfase somera calculada a partir de la gravimetría representa el contraste de densidad en mayor medida entre formaciones Cretácicas, Paleógenas y Miocenas, y en menor medida a diversos contactos que podrían atribuirse principalmente a tectonismo local.

La gran cantidad de inversiones de densidad localizadas sobre los sistemas de fallas podrían sugerir que el régimen tectónico dominante es compresivo con componentes dextrales, ya que la heterogeneidad es mayor en profundidad, permitiendo corrimientos de diversas formaciones sobre otras de diferente composición, la formación de anticlinorios y la inversión de la cuenca de Falcón. Es de acotar también, que muchas de las inversiones se encuentran justo sobre el bloque de Trujillo, atribuido principalmente a las napas de Lara, y lo que podría diferenciarlo del bloque de Maracaibo en el aspecto composicional.

A partir del estudio de la descomposición de la señal, se logró establecer un conjunto de profundidades para Conrad que reportan un adelgazamiento cortical hacia Falcón oriental (Montano, 2008; Schmitz *et al.*, 2008; Sousa *et al.*, 2003; entre otros) y una ruptura a nivel de esta interfase de Aruba con el resto de las Antillas de Sotavento.

Los resultados magnéticos muestran dos interfases, donde la interfase con mayores longitudes de onda (interfase profunda) podría representar la heterogeneidad y el acrecionamiento de provincias geológicas de diferente composición que conformarían en conjunto la corteza entre Conrad y el basamento, debido a que en algunos lugares representa un contraste magnético que no corresponde al basamento ni a Conrad. A su vez, la interfase somera en la mayoría de los casos coincide con contactos entre formaciones sedimentarias de manera similar en algunos lugares a la interfase somera calculada a partir de la gravimetría.

Los mapas en conjunto presentan características tectónicas muy resaltantes, que podrían inferir al bloque de Maracaibo en eyección diferencial respecto al bloque de Trujillo y limitados entre sí por la falla de Valera y Burro Negro, el basamento en Aruba con mayor afinidad espectral al alto de los Monjes que a Curazao y Bonaire, sistemas de fallas principales como Boconó y Oca-Ancón sin influencia tectónica más allá de 20 km de profundidad, basamento en el Golfo de Venezuela muy irregular dominado tectónicamente por la falla de Cuiza que podría presentar continuidad con la falla de Río Negro, el surco de Urumaco invertido y dominado actualmente por sistemas inversos producto de la transpresión, las napas de Lara con alternante interacción con el basamento a partir de corrimientos locales, la sección del Lago de Valencia deprimida y reflejada hasta la profundidad de Mohorovicic, el sistema de Pueblo Viejo generando una gran depresión en el sureste del Lago de Maracaibo, y basamento cristalino en Paraguaná muy profundo con posible relación a los complejos emplazados en este sector.

El modelado permite la representación en profundidad de las características tectónicas y geológicas que presenta la región, de gran complejidad e interacción tectónica entre las provincias geológicas que la conforman en todos los niveles de profundidad. El sistema La Victoria limitando a la Serranía del Interior de la Serranía del Litoral en la Cordillera de La Costa y corteza adelgazada unos 5 km respecto al contexto en las cuencas de Falcón y Bonaire que podría inferir génesis y desarrollo tectónico polifásico similar entre las mismas de tipo intra-arco por colapso post-orogénico, separadas a su vez por el sistema de corrimiento en Falcón oriental e influenciadas por la transcurrencia presente en la región. A su vez es posible representar a las Antillas de Sotavento fragmentadas y rotadas a

profundidades un poco mayores que el basamento, atribuido a la tectónica entre Caribe y Sudamérica, y en segunda instancia a la eyección del bloque de Maracaibo. El sistema andino no parece obedecer a algún tipo de subducción, sino que podría ser explicado por un conjunto complejo de corrimientos generados por la interacción de las provincias en todo el sistema, debido a la transurrencia de la falla de Boconó, y que coloca en contacto lateral densidades muy contrastantes que originan las respuestas gravimétricas negativas de corta longitud de onda observadas al sureste del Lago de Maracaibo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANSARI, A. & ALAMDAR, K. (2009). Reduction to the Pole of Magnetic Anomalies Using Analytic Signal. *World Applied Sciences Journal*, Vol. 7, No. 4, p. 405-409.
- AUDEMARD, F. (1993). *Néotectonique, sismotectonique, et aléa sismique du nord-ouest du Venezuela (système de failles d'Oca-Ancón)*. Ph.D. dissertation, Université Montpellier II, Montpellier, France. 369 p.
- AUDEMARD, F. (1995). *La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental: Síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica*. IX Congreso Latinoamericano de Geología; Caracas (en diskettes).
- AUDEMARD, F. & GIRALDO, C. (1997). *Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela septentrional*. Memorias del VIII Congreso Venezolano. Sociedad Venezolana de Geólogos, tomo 1, p. 101-108.
- AUDEMARD, F., (2001), Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcon Basin, northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology*, Vol. 23, p.431-453.
- AUDEMARD, FE. (1991). *Tectonics of Western of Venezuela*. Ph.D. Thesis (unpublished), Rice University, 245 p.
- AUDEMARD FE. & AUDEMARD FR. (2002) Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, Vol. 354, p. 300.
- AUDEMARD, F., ROMERO, G., RENDON, H., & CANO, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from microtectonic data and focal mechanism solutions. *Earth Sciences Reviews*, Vol. 69, p. 181-223.
- ÁVILA, J., AUDEMARD, F., VAN WELDEN, A., BECK, C. & DE BATIST, M. (2008). *Primeros resultados obtenidos a partir de datos de sismica de alta resolución en el Litoral Central de Venezuela*. Informe Técnico FUNVISIS, Caracas, 59 p.

- AZEGLIO, E., GIMÉNEZ, M. & INTROCASO, A. (2009). La aplicación de técnicas de señal analítica a las estructuras de la cuenca de Las Salinas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 64(2), p. 183-193. Disponible en:http://www.eageseg.org/data/egm2010/Sessione%20B/Oral%20papers/B_OP_06.pdf[Consulta: 21 mayo 2012]
- BACHMAN, R (2001). The Caribbean plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg. Department of *Tectonophysics*. Disponible en: <http://www.geo.tu-freiberg.de/hydro/oberseminar/pdf/Raik%20Bachmann.pdf> [Consulta: 25 febrero 2013]
- BACKÉ, G., DHONT, D. & HERVOUET, Y. (2006) Active tectonic escape of the northwestern Venezuelan Andes. *6th International Symposium on Andean Geodynamics* (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts, p. 86-89.
- BAQUERO, M., ACOSTA, J., KASSABJI, E., ZAMORA, J., SOUSA, J., RODRÍGUEZ, J., GROBAS, J., MELO, L. & SCHNEIDER, F. (2009). Polyphase development of the Falcón Basin in northwestern Venezuela: implications for oil generation. *Geological Society Special Publication*, Vol. 328, No. 1, p. 587-612, Doi:10.1144/SP328.24
- BARANOV, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, Vol. 22, p. 359-383.
- BEARDSLEY, A. & AVÉ LALLEMANT, H. (2006). Oblique collision and accretion of the Netherlands Leeward Antilles to South America. *Tectonics*, Vol. 26, TC2009, doi: 10.1029/2006TC00 2028, 2007.
- BECK, C. (1985). *La chaîne Caribe au merideien de Caracas: geologie, tectogenese, place dans l'evolution geodynamique Mesozoique-Cenozoique des Caribes Meridionales*. L'Universite des Sciences et Techniques de Lille, Tesis doctoral, 462 p.
- BECKER, J., SANDWELL, D., SMITH, W., BRAUD, J., BINDER, B., DEPNER, J., FABRE, D., FACTOR, J., INGALLS, S., KIM, S-H., LADNER, R., MARKS, K., NELSON, S., PHARAOH, A., TRIMMER, R., VON ROSENBERG, J., WALLACE, G. & WEATHERALL, P. (2009).

- Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS. *Marine Geodesy*, Vol. 32, No.4, p. 355-371.
- BEETS, D. (1972). Lithology and stratigraphy of the Cretaceous and Danian succession of Curacao, Natuurwis. Studiekring Suriname Ned. *Antillen Uitgaven*, 70, 153 p.
- BELLIZZIA, A., CARMONA, C. & GRATEROL, M. (1969). Reconocimiento geológico de las islas Monjes del Sur (Archipiélago los Monjes), Venezuela, *Bol. Geol.*, 10(20): p. 225-234
- BELTRÁN, C. (1993). Mapa neotectónico de Venezuela: Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas, Venezuela, 1 hoja, escala 1:2.000.000
- BEZADA, M., SCHMITZ, M., JÁCOME, M., RODRÍGUEZ J., AUDERMARD, F. & IZARRA, C. (2008). Crustal structure in the Falcon Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, Vol. 827, p. 1-10
- BHATTACHARYYA, B. (1966). Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, Vol. 31, p 97-121.
- BLAKELY, R. (1996). Inverse Method. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, p. 214-257.
- BONINI, W., ACKER, C. & BUZAN, G. (1977). Gravity studies across the western Caribbean Mountains, Venezuela. *Memorias, IV Congreso Latinoamericano de Geología*, Caracas, p. 2299-2311
- BONINI, W. (1978). Anomalous crust in the eastern Venezuela Basin and the Bouguer gravity anomaly field of northern Venezuela and the Caribbean borderland. The 8th Caribbean geological conference; Willemstad, Netherlands Antilles, Jul. 4-24, 1977. *Geologie en Mijnbouw*, 57(2): p. 151-162
- BOWIN, C. (1976). The Caribbean: Gravity field and plate tectonics. *Geological Society of America Special Paper 169*, 79 p.

- BRAITENBERG, C. & EBBING, J. (2008). *New insights into the basement structure of the west siberian basin from forward and inverse modeling of GRACE satellite gravity data.* 27º Convegno Nazionale GNGTS-2008, p. 409-411.
- BRUEREN, J. (1949). *Geological Report CPMS-310. Paraiso-Manaure (Center Falcon).* Cía. Shell de Venezuela, Informe inédito: p. 20.
- BURKE, K., COOPER, C., DEWEY, J., MANN, P. & PINDELL, J. (1984). Caribbean tectonics and relative plate motions, in Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagam, R., eds, *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics, Geological Society of America Memoir*, Vol. 162, p. 31-63.
- CASE, J. & MACDONALD, W. (1973). Regional gravity anomalies and crustal structure in northern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 84, p. 2905-2966.
- CONTRERAS, D. (2008). *Defining the Northeastern Boundary of the Supergiant Maracaibo Foreland Basin, Venezuela.* Tesis MS, Austin, Texas, 184 p.
- CORONEL, G. (1970). Igneous rocks of Central Falcón, *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inf.*, 13 (5): p. 155-162
- DEMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D. & STEIN, S. (1990). Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101, p. 425–478.
- DICKEY, P. (1932). *A reconnaissance of the igneous rocks of the Peninsula of Paraguaná, Venezuela.* The Johns Hopkins University, Ph.D. dissertation 73 p.
- DOBRIN, M. & SAVIT, C. (1988). *Introduction to geophysical prospecting.* McGraw-Hill Book Co. p.867
- DRINKWATER, M., HAGMANS, R., MUZI, D., POPESCU, A., FLOBERGHAGEN, R., KERN, M. & FEHRINGER, M. (2007). *The GOCE gravity mission: ESA's first core Earth explorer.* ESA Special Publication, SP-627, Frascati, Italy, p. 1-8.

- DUERTO, L., ESCALONA, A. & MANN, P. (2006). Deep structure of the Merida Andes and Sierra de Perija mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin*, Vol. 90, p. 505–528.
- DUNCAN, R., & HARGRAVES, R. (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, in W. E. Bonini, R. B. Hargraves, and R. Shagam, eds., *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America Memoir*, p. 81-93.
- ESCALONA, A. & MANN P., (2006). Sequence-stratigraphic analysis of Eocene clastic foreland basin deposits in central Lake Maracaibo using high-resolution well correlation and 3-D seismic data. *A.A.P.G. Bull.* 90: p. 581-623
- FERRANTE, S., BRAITENBERG, C. & EBBING, J. (2010). *The basalt geometry in the west siberian basin from satellite gravity, magnetics and seismic* [en línea]. EGM 2010 International Workshop, Capri, Italy. 4 p.
- FOSTER, S. (1980). *El basamento y las rocas paleozoicas en la parte norte de Venezuela*. Corpoven S.A., Caracas. Informe Ven-831, 000565, Vol. 1, 71 p.
- FUNVISIS, USGS, INTEVEP & PDVSA (2000). *Map of quaternary faults of Venezuela*, Escala 1:2.000.000; Data compilada por: Audemard, F; Digitalizado por: Cox, J. & Dart, R.; Coordinado por: Machette, M.; como parte del Programa Internacional de la Litósfera, grupo de trabajo II-2.
- FURONES, A., ANQUELA, A., JULIÁN, J. & BERNÉ, L. (2005). *Análisis y perspectivas sobre la determinación del campo gravitatorio terrestre a partir de las misiones por satélite CHAMP, GRACE Y GOCE*. Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, U.P. de Valencia. 9 p.
- GARCÍA, A. (2009). *Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 175p.

- GARZÓN, Y. (2010). *Validación de datos gravimétricos satelitales a partir de un análisis geoestadístico comparativo con datos gravimétricos de adquisición terrestre*. Tesis de Maestría, Universidad Central de Venezuela, Caracas. 115 p.
- GFZ P. (2000). CHAMP: *Ground Segment and Data/Product Flow* [en línea]. German Research Centre for Geosciences. Disponible en: http://op.gfz-potsdam.de/champ/more/index_MORE.html [Consulta: 21 mayo 2012]
- GEBHAG, C. (2005). Essentials of Geophysics. Chapter 2: The Earth Gravitational Field; MIT Course, p. 31-77
- GETECH GROUP (2007). Local wavenumber or Source Parameter Imaging (SPI™). *Advanced Processing and Interpretation of Gravity and Magnetic Data* [en línea]. Disponible en: http://www.getech.com/services/advanced_processing_and_interpretation.pdf [Consulta: 21 mayo 2012]
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J. & PICARD, X. (1980). *Cuenca Petrolífera de Falcón*. Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones FONINVES, tomo I, Caracas, p. 987-999.
- GORNEY, D., ESCALONA, A., MANN, P., MAGNANI, M. & THE BOLIVAR STUDY GROUP (2007). Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *AAPG Bulletin*, Vol.91, No. 5, p. 653-684
- GRANDE, S. (2011). *Petrología de las rocas de alto grado metamórfico presentes en el noroccidente de Venezuela*. Tesis de Maestría, Esc. de Geología, Minas y Geofísica, UCV.
- GRIPP, A. & GORDON, R. (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the Nuvel-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters* Vol 17(8): doi: 10.1029/90GL00999. issn: 0094-8276

- GUÉDEZ, R., SCHMITZ, M., CAVADA, J. & SÁNCHEZ, J. (2003). Determinacion del espesor cortical y velocidades sísmicas en el área centro-norte de Venezuela. *VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*, Barquisimeto, 2003, 10 p.
- GUNN, P. (1997). Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* Vol. 17 (2), p. 105-113
- HACKLEY, P., URBANI, F., KARLSEN, A. & GARRATY, C. (2006). Mapa Geológico de Venezuela. 2 hojas. USGS OPEN-FILE REPORT 2006-1109
- HANSEN, R. & SIMMONDS, M. (1993). Multiple-source Werner deconvolution. *Geophysics*, Vol. 58, p 1792-1800.
- HARGRAVES, R., & SKERLEC, G. (1980). Paleomagnetism of some Cretaceous-Tertiary igneous rocks on Venezuelan offshore islands, Netherland Antilles, Trinidad, and Tobago, *9th Caribbean Geological Conference*, p. 509-517: Santa Domingo, Dominican Republic
- HARTMAN, R., TESKEY, D. & FRIEDBERG, J. (1971). A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, Vol. 36, p. 891-918.
- HEISKANEN, W. & MORITZ, H. (1967). *Physical Geodesy*. W.H. Freeman, San Francisco, 364 p.
- HUBBERT, M. (1948). A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses. *Geophysics*, Vol. 13, p. 215-225.
- JACOBY, W. & SMILDE, P. (2009). Gravity Interpretation. *Germany Springer*, 2009.
- JAMES, K. (2000). The Venezuelan hydrocarbon habitat: Part 2. Hydrocarbon occurrences and generated-accumulated volumes. *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 23, p. 133-164.
- KARSTEN, H. (1859). Über die geognostischen Verhältnisse des westlichen Columbien, der hentigen Republiken Neu-Granada und Equador. *32nd Versammlung Deutscher*

- Naturforscher und Ärzte zu Wien im September 1856, Antlicher Bericht.*, 1: p.80-117.
- KELLOGG, J. & BONINI, W. (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. American Geophysical Union, Washington, DC, United States. *Tectonics*, 1(3): p. 251-276
- KELLOGG, J. (1984). Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela–Colombia, and adjacent basins. In W. Bonini, R. Hargraves, and R. Shagam, eds., The Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics: *Geological Society of America Memoir*, Vol. 162, p. 239–261
- KISER, G. & BASS, I. (1985). La reorientación del Arco de El Baúl y su importancia económica, *VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, Venezuela, 6, p. 5122-513
- LOWRIE, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics, Second Edition*. Cambridge University Press, UK. p. 381
- MACELLARI, C. (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia. En: Tankard A. J, R. Suárez S. y Welsink H.J., *Petroleum basins of South América: AAPG Memoir*, Vol. 62, p. 757-780.
- MARESCH, W., B. STÖCKHERT, A., BAUMANN, C. KAISER, R. KLUGE, G. KÜCKHANS-LÜDER, M. BRIX, & THOMSON, S. (2000). Crustal history and plate tectonic development in the Southern Caribbean, in H. Miller, and F. Hervé, eds., Geoscientific Cooperation with Latin America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro 2000: *Zeitschrift für angewandte Geologie Sonderheft* 1, p. 283-290.
- MAUS, S., BARCKHAUSEN U., BERKENBOSCH, H., BOURNAS, N., BROZENA, J., CHILDERS, V., DOSTALER, F., FAIRHEAD, J., FINN, C., VON FRESE, R. GAINA, C., GOLYNSKY, S., KUCKS, R., LÜHR, H., MILLIGAN, P., MOGREN, S., MÜLLER, R., OLESEN, O., PILKINGTON, M., SALTUS, R., SCHRECKENBERGER, B., THÉBAULT, E. & CARATORI, F. (2009). EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled

- from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Journal of Geophysical Research*, Estados Unidos. Vol. 10, No. 8; DOI: 10.1029/2009GC002471, 30 p.
- MENDI, D. & RODRIGUEZ, E. (2005). Integración geológica de la Península de Paraguaná. Universidad Central de Venezuela. Trabajo especial de grado. Caracas, 184 p.
- MESCHEDE, M. & FRISCH W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics* Vol. 296, p. 269-291.
- MIKHAILOV, V., TIKHOTSKY, S., DIAMENT, M., PANET, I. & BALLU, V. (2004). Can tectonic processes be recovered from new gravity satellite data? *Earth and Planetary Science Letters*, ELSEVIER B.V, Vol. 228, p. 281-297. Doi: 10.1016/j.epsl.2004.09.035
- MILLER, M., LEVANDER, A., NIU, F. & LI, A. (2009). Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography: *Journal of Geophysical Research*, 114, B01312, doi:10.1029/2007JB005507.
- MISHRA, D. & NAIDU, P. (1974). Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields. *Geophysical Prospecting*, Vol. 33, p. 345-353
- MONOD, B., DHONT, D. & HERVOUET, Y. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, Vol. 490 (1), p 123-135, doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.036
- MONTAÑO, M. (2008). Modelado flexural de la cuenca Falcón con espesor elástico efectivo constante y variable espacialmente. Universidad Simón Bolívar, Trabajo especial de grado, Sartenejas, 108 p.
- MONTGOMERY, H., E. A. PESSAGNO, J. F. LEWIS, AND J. SCHELLEKENS, (1994). Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics*, Vol. 13, p. 725-732
- MUESSIG, K. (1978). The central Falcon igneous suite, Venezuela: Alkaline basalt intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, Vol. 52, No. 2, p. 261-266.

- MUESSIG, K. (1984). Structure and cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela and adjacent areas. *GSA Memoir*, Vol. 162, p. 217-230.
- NABIGHIAN, M. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, Vol. 37, p. 507-517.
- NABIGHIAN, M. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. *Geophysics*, Vol. 49, p.780-786.
- NASA (2002). GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment [en línea] Earth System Science Pathfinder. Disponible en:<http://science.nasa.gov/missions/grace/>. [Consulta: 21 mayo 2012]
- OSTOS, M. (1990). Evolución tectónica del margen Sur-Caribe del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, (30): p. 1-294
- PAOLINI, M., SÁNCHEZ, C., ORIHUELA, N., SCHMITZ, M. & LEÓN, K. (2011). Interpretación geofísica integrada de la Plataforma Centro Norte Costera de Venezuela. *I Jornadas Técnicas de Geofísica y Geociencias Aplicadas*. Presentación Oral/Poster.
- PAVLIS, N., HOLMES, S., KENYON, S. & FACTOR, J. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. *EGU General Assembly 2008*. Vienna, Austria. [Archivo PPT]. Disponible en:<http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/>. [Consulta: 14 mayo 2012]
- PAWLOWSKI, R. (1994). Green's equivalent-layer concept in gravity band-pass filter design, *Geophysics*, 60, p. 390-398.
- PÉREZ, O., BILHAM, R., BENDICK, R., VELANDIA, J., HERNÁNDEZ, N., MONCAYO, C., HOYER, M. & KOZUCH, M. (2001). Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of the Caribbean/South American plate motion using GPS geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, p. 2987-2990.

- PINDELL, J. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: *Caribbean Geology: An Introduction* (Eds. Donovan, S.; Jackson, T.) U.W.I. Publishers' Association, Kingston, Jamaica, p. 13-39.
- PINDELL, J. & BARRETT, S. (1990). *Geological Evolution of the Caribbean Region; a plate tectonic perspective*. En Dengo, G y Case, J. E. eds., *The Geology of North America*, v.H: The Caribbean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- PINDELL, J., HIGGS, R. & DEWEY, J. (1998) Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic reconstruction and hydrocarbon setting of the northern margin of South America, in J. Pindell and C. Drake, eds., *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, northern South America*. *SEPM Special Publication* No. 58, p. 45-85.
- PINDELL, J. & KENNAN, L. (2001). *Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean*. Disponible en: http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/pdf/2001_Pindell_Kennan_Kinematic_Evolution_Caribbean.pdf [Consulta: 25 febrero 2012]
- PORRAS, L. (2000). *Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costera afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire*. PDVSA, Caracas. VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- PRIEM, H., BOELRIJK, N., VERSCHURE, R., HEBEDA, E. & LAGAAY, R. (1966). Isotopic age of the quartz-diorite batholith on the island of Aruba, Netherlands Antilles, *Geol. Mijnbouw*, 45, p. 188 – 190.
- PRIEM, H., ANDRIESEN, P., BEETS, D., BOELRIJK, N., HEBEDA, E., VERDURMEN, E. & VERSCHURE, R. (1979). K-Ar and Rb-Sr dating in the Cretaceous island-arc succession of Bonaire, Netherlands Antilles, *Geol. Mijnbouw*, 58, p. 367–373.
- QUINTEROS, C., PIÑERO, L., RENDÓN, H. & SCHMITZ, M (2007). Estudio del espesor de la corteza y sus posibles discontinuidades en la región noroccidental de Venezuela, a partir de funciones receptoras. *IX Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 13p.

- REID, A., ALLSOP, J., GRANSER, H., MILLETT, A. & SOMERTON, I. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, Vol. 55, No. 1, p. 80-91.
- ROEST, W., VERHOEF, J. & PILKINGTON, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, Vol. 57, p. 116-125.
- RODRIGUEZ, J. & SOUSA, J. (2003). Estudio Geológico-Estructural y Geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto. Estados Falcón y Lara. Trabajo especial de grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- ROURE, F.; COLLETTA, B.; DE TONI, B.; LOUREIRO, D.; PASSALACQUA, H.; GOU, Y. (1997). Within-plate deformations in the Maracaibo and East Zulia basins, western Venezuela. *Marine and Petroleum Geology* (14)2: 139-163
- SALEM, A. & SMITH, R. (2005). Depth and structural index from normalized local wave number of 2D magnetic anomalies, *Geophysical Prospecting*, Vol. 53, p. 83-89.
- SANTAMARÍA, F. & SCHUBERT, C. (1974). Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean northern Venezuela plate boundary, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 7, p. 1085 – 1098.
- SCHMITZ, M., ÁVILA, J., BEZADA, M., VIEIRA, E., YÁNEZ, M., LEVANDER, A., ZELT, C., JÁCOME, M. & MAGNANI, M. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, Vol. 459, p. 14-26
- SILVER, E., CASE, J. & MACGILLAVRY, H. (1975). Geophysical study of the Venezuela borderland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86: p. 213-226
- SINTON, C., DUNCAN, R. & STOREY, M. (1993). ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages from Gorgona Island, Colombia and the Nicoya Peninsula, Costa Rica (abstract), *Eos Trans. AGU*, 74(43), Fall Meet. Suppl., p. 553.
- SMITH, R., THURSTON, J., DAI, T. & MACLEOD, I. (1998). iSPI™- the improved source parameter imaging method. *Geophysical Prospecting*, Vol. 46, p. 141-151

- SOLÍS, S. (2011). Breve Historia de los Satélites Artificiales [en línea]. *Artificium*. Confederación de la Industria de la Comunicación Mercadotecnia. Disponible en: www.cicomsy.com.es/artificium/?p=247. [Consulta: 2 Mayo 2012]
- SPECTOR, A. & GRANT, F. (1970). Statistical models for interpreting aero-magnetic data. *Geophysics*, Vol. 35, p. 293-302.
- STANEK, K., COBIELLA, J., MARESCH, W., MILLAN, G., GRAFE, F. & GREVEL, C. (2000). Geological development of Cuba, in H. Miller, and F. Hervé, eds., Geoscientific Cooperation with Latin America: *Zeitschrift für angewandte Geologie, Sonderheft* 1, p. 59 - 266.
- STEPHAN, J. (1985). *Andes et Chaîne Caraïbe sur la Transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). Évolution géodynamique: Géodynamique des Caraïbes*. Symposium: Paris, Éditions Technip. p. 505–529.
- STEPHAN, J., BECK, C., BELLIZZIA, A. & BLANCHET, R. (1980). *Le chaîne Carïbe du Pacifique à l'Atlantique*, XXVIe. Congr. Geol. Int., París C-5, p. 38-59
- STEPHAN, J., MERCIER DE LEPINAY, B., CALAIS, E., TARDY, M., BECK, C., CARFANTAN, J.C., OLIVET, J.L., VILA, J.M., BOUYASSE, P., MAUFFRET, A., BOURGOIS, J., THERY, J.M., TOURNON, J., BLANCHET, R. & DERCOURT, J. (1990). *Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present*. Bull. Soc. Ge'ol. Fr. 8 (6), p. 915–919.
- STOCKHERT, B., MARESCH, W., BRIX, M., KAISER, C., TOETZ, A., KLUGE, R. & KRUCKHANS-LUEDER, G. (1995). Crustal history of Margarita Island (Venezuela) in detail: Constraint on the Caribbean platetectonic scenario, *Geology*, 23, p. 787 – 790.
- SURIÑACH, E., FLORES-MÁRQUEZ, L. & CHÁVEZ, R. (2006). *Inversión numérica 3D de datos gravimétricos procedentes de campañas marinas y de satélite. Aplicación a un área antártica*. Física de la Tierra, Vol. 18, p. 205-277.

- TABOADA, A., RIVERA, L., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J. & RIVERA, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol. 19, p. 787– 813.
- TALWANI, M., WORZEL, J. & LANDISMAN, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendicino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, Vol. 64, p. 49-59.
- THOMPSON, DT. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, Vol. 47, No. 1, p. 31-37.
- THOMPSON, P., KEMPTON, P, WHITE, R., SAUNDERS, A., KERR, A., TARNEY, J. & PRINGLE, M. (2004). Elemental, Hf-Nd isotopic and geochronological constraints on an island arc sequence associated with the Cretaceous Caribbean plateau: Bonaire, Dutch Antilles, *Lithos*, 74, p. 91 – 116.
- THURSTON, J. & SMITH, R. (1997). Automatic conversión of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI TM method. *Geophysics*, Vol. 62, No 3, p. 807-813.
- URBANI, F. (2005). Síntesis de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metmórficas de la Cordillera de La Costa, Venezuela. *Boletín Técnico IMME*, Vol. 43(2), 10 p.
- VAN DER HILST, R. & MANN, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, Vol. 22, p. 451–454.
- WERNER, S. (1953). Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. Sveriges Geologiska Undersök., *Arsbok*, Vol.43, No. 6, series C, no 508.
- WHEELER, C. (1963). Oligocene and Lower Miocene Stratigraphy of Western and Northeastern Falcón Basin, Venezuela. *Bull. AAPG*, 47 (1): p. 35-68

WHITE, R., TARNEY, J., KERR, A., SAUNDERS, A., KEMPTON, P., PRINGLE, M. & KLAVER, G.
(1999). Modifications of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications
for the generation of continental crust, *Lithos*, 46, p. 43–68.