

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

**MODELADO ESTRUCTURAL INTEGRADO
DE LA CUENCA DE BONAIRE**

TUTOR ACADEMICO: Prof. Antonio Ughi

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. González C., Dionisio
Para optar al Título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, Febrero 2014

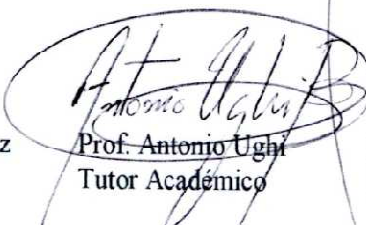
Caracas, Febrero de 2014.

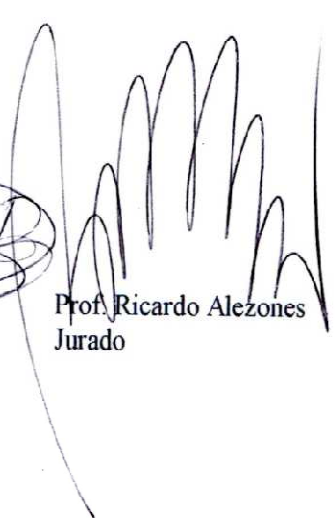
Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller **DIONISIO JOSÉ GONZÁLEZ CARABALLO**, titulado:

**MODELADO ESTRUCTURAL INTEGRADO
DE LA CUENCA DE BONAIRE**

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


Prof. Jesús González
Jurado


Prof. Antonio Ugha
Tutor Académico


Prof. Ricardo Alezones
Jurado

DEDICATORIA

Este documento está dedicado a Dios y a las personas lo suficientemente locas como creer
que son capaces de cambiar al mundo y al final..

Terminan lográndolo!

AGRADECIMIENTOS

Este momento me rememora a las premiaciones de las películas en la cual los artistas no encuentran palabras para expresar la enorme gratitud que sienten hacia las personas que de una u otra forma han contribuido a su meta. Lo primero que se me viene a la mente es el Cristo de Jose, desde aquella Navidad de 2008 en la que me encomendé a Él por el resto de mi carrera, con su apoyo nunca sentí miedo de afrontar todo lo que la Ingeniería Geofísica le exigía a un joven de 17 años para aquel entonces.

Lo segundo que se me viene a la mente es mi madre, que con paciencia y dulzura, así como las buenas madres, estuvo ahí para mí, desde un sándwich en las mañanas y una arepa en las noches, hasta un “estoy contigo noni”. Yo a Eurelis le debo todo, desde mi vida hasta este trabajo de grado, por esa razón mi medalla de graduación será para ella. A mi Padre, le agradezco enormemente cosas tan grandes como la disciplina y firmeza de su crianza, la preocupación que siempre mostro por mis estudios y cosas tan pequeñas como esperarme en la panadería ArtePan cada vez que llegaba tarde en las noches de clases, si la vida me bendice con hijos, ciertamente quiero ser como mi papá. A mi hermano Miguel Ángel, que me enorgullece que esté preparándose para ser médico, que me enorgullece que sea una persona tan generosa, que me enorgullece de su madurez, que me enorgullece, en fin, de que sea mi hermano. A mi Tía Cirelis, mi Tía Neurelis y mis abuelas Iris, Matilde y Brígida, que son como madres para mí, les agradezco toda la preocupación que siempre tuvieron hacia mí, les agradezco los buenos y también los malos momentos que pasamos pues me demostraron lo que la frase “calor de hogar” significa. A toda mi familia, mil gracias por ser la roca en la que me apoyo.

A mi otra familia también debo agradecerle, a mis hermanos de vida Ricardo Macero, Carlos Fuenmayor y Henry Cárdenas, por aguantarme en los malos momentos y celebrar los buenos, por el futuro que nos espera también les doy gracias. A todos los

que considero mis amigos, que si me pongo a nombrarlos sería más largo que el mismo trabajo de grado: El negro Armando, Matías, Aurora, Bárbara Hernández, Gleidys, Rosmely, María Grazia, César Marino, Paola Hernández y a toda la gente de Luces para Venezuela a quien orgullosamente pertenezco, Elizabeth, Juan Natera, Verónica, Joseph, Camacho, Katiuska, Amaury, Moisés, Jenny Bellardi, Peggy Zerpa, Jullie, Nathy, Melissa, Josema, Luis Palacios, José Leonardo, Leonardo.

A los responsables de mi formación, mis profesores, especial mención al Prof. Antonio Ughi, más que un profesor, un guía, desde Introducción a la Geofísica hasta la tesis ha impulsado no sólo a mi sino a muchos geofísicos, por su dedicación y amor al trabajo se ganó mi admiración y respeto. Al Prof. Ignacio Mederos por todo el apoyo brindado, Al peculiar Prof. Cavada, al Prof. Infante, al Prof. Jesús González, al Prof. Mauricio Bermúdez, a la Prof. Nuris Orihuela, a la Prof. Inirida, al Prof. Alezones, a la Prof. Yaraixa, al Prof. Ander de Abrisqueta, al Prof. Feliciano De Santis, a la prof. Yaneth Garzón, al Prof. Mariano Arnaíz, al Prof. Ambrosio, a la Prof. Braganti, a la Prof. Marianela Blanco, al Prof. Antonio Acosta, al Prof. William Trabacilo, al Prof. Francisco Garcés, al Prof. Orlando Méndez mi gratitud eterna porque sin saberlo forjaron al profesional y la persona que hoy finaliza la primera etapa de su carrera como geofísico.

Por último, mención especial a la casa que vence las sombras, la UCV, el monumento de Los Chaguaramos, el lugar que me hizo sentir en casa desde la primera vez que lo pisé como ucevista, el 15 de septiembre de 2008, lo recuerdo porque ese día celebro mi aniversario, mi aniversario con la vida, con la academia, con la dedicación, con el amor a la profesión, ese día celebro mi aniversario con mi amada UUUCV.

González C., Dionisio J.

**MODELADO ESTRUCTURAL INTEGRADO DE LA CUENCA DE
BONAIRE**

Tutor Académico: Prof. Antonio Ughi

Palabras clave: Cuenca de Bonaire, BOLIVAR, satélite, gravimetría, magnetometría, sísmica, modelado, tectónica.

RESUMEN

La plataforma continental venezolana se encuentra sobre una zona de interacción tectónica de 600 km de ancho ubicada entre el margen norte de la placa sudamericana y la placa Caribe (Mann *et al.*, 1990; Silver *et al.*, 1975). Dentro de esta zona de deformación se encuentra la cuenca de Bonaire (Figura 1.1), sobre la cual se tiene un amplio interés exploratorio en cuanto a la definición del límite norte y noreste del prolífico sistema petrolífero de la cuenca de Maracaibo. Existen dos (2) principales modelos tectónicos en la zona: (1) cuencas pull-apart del cenozoico abriéndose a lo largo de fallas dextrales rumbo deslizantes (Macellari, 1995). (2) apertura extensional de un ante-arco con rumbo E-O en un acomodo de subducción (Porrás, 2000).

Con base a lo mencionado anteriormente, el presente estudio contempla el modelado estructural integrado de la cuenca de Bonaire, específicamente la ventana que va de 65°W a 68°W y 10°N a 13.5°N, a partir de información sísmica que incluye la reinterpretación de líneas sísmicas de reflexión 2D y rasgos estructurales en perfiles seleccionados en el área de estudio, así como también el análisis de datos gravimétricos y magnéticos satelitales a fin de delimitar las estructuras geológicas profundas y someras partiendo del análisis espectral de los mismos. Esta integración de datos conlleva a la realización del modelado gravimétrico-estructural de perfiles convenientes en la zona de estudio con la finalidad de llevar a cabo una interpretación integrada que permita la construcción de un modelo geológico del área, como un aporte al conocimiento de las estructuras presentes en el subsuelo.

La cuenca de Bonaire se presenta como una provincia elongada que se extiende al sur de las Antillas de Sotavento desde Curazao hasta La Orchila, geometría apreciable en el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Otro aporte de la integración de datos de distinta índole es que se identificó en las Antillas de Sotavento, un régimen de subsidencia en prevaleciente en La Orchila y Los Roques, mientras que en La Blanquilla se evidencia un levantamiento tectónico (Méndez, 1985), este régimen podría tener efectos en la interfaz manto-corteza, lo cual se correlaciona con los resultados gravimétricos-magnéticos, debido a la posible presencia de adelgazamientos corticales en la zona.

TABLA DE CONTENIDOS

	Pág.
DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
RESUMEN	v
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABLAS	xii
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO II	
MARCO GEOLÓGICO	4
2.1 Región Caribe	4
2.2 Plataforma Continental de Venezuela	6
2.3 Cuenca Falcón-Bonaire	7
2.3.1. Fases tectónicas	9
CAPÍTULO III	
MÉTODO	18
3.1 Datos sísmicos	18
3.1.1 Interpretación sísmica	20
3.1.1.1. Interpretación de horizontes	20
3.1.1.2. Interpretación de fallas	21
3.2. Datos gravimétricos	21
3.2.1 Procesamiento de los datos gravimétricos	21
3.2.1.1 Derivadas direccionales	24
3.2.1.2 Modelado gravimétrico / magnético de los perfiles sísmicos	24
3.3. Datos magnéticos	25
3.3.1 Separación regional-residual	26
3.3.2 Profundidad del punto de Curie	26
3.3.3 Análisis estadístico	27
CAPÍTULO IV	
RESULTADOS Y ANÁLISIS	29
4.1 Interpretación Sísmica	29
4.1.1 Sección sísmica BOL12	31
4.1.2 Sección sísmica BOL16	37
4.1.3 MODELO BOL 19	41
4.1.2 Provincias	44
4.1.3 Horizontes y unidades sísmicas	45
4.1.4 Sistema de fallas	48
4.2 Interpretación Gravimétrica	51

4.2.1 Mapa de anomalía de Bouguer	53
4.2.2 Profundidad de las fuentes gravimétricas a partir del análisis espectral	54
4.2.3 Mapas regional / residual gravimétrico	55
4.2.4 Mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer	56
4.2.5 Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer	57
4.2.6 Análisis estadístico	59
4.2.7 Derivadas direccionales	60
4.2.8 Estimación de profundidades	64
4.3 Interpretación Magnética	66
4.3.1 Mapa de anomalía magnética	66
4.3.2 Profundidad de las fuentes magnéticas a partir del análisis espectral	69
4.3.3 Profundidad de Curie	73
4.4 Modelado gravimétrico y magnético	75
4.4.1 Perfil A-A'	76
4.4.2 Perfil B-B'	78
CAPÍTULO V	
CONCLUSIONES	87
REFERENCIAS	89

LISTA DE FIGURAS

Figura	Pág.
1.1 Ubicación de la zona de estudio. (Tomado de Ughi et. al., 2012)	2
2.1. Esquemas de los modelos de la Evolución de la Tectónica Caribe. a) Modelo Pacífico. b) Modelo origen “in situ”. Modificado de Meschede y Frisch (1998).	5
2.2. (a) Modelo pull-apart (Mussig, 1978; Macellari, 1995), Abreviaciones: A=Aruba, AB=Cuenca de Aruba, B=Bonaire, BB=Cuenca de Bonaire, C=Curazao, D=Alto de Dabajuro, FB=Cuenca de Falcón, G=Península de la Guajira, LM=Isla Los Monjes, LV=Bahía de la Vela, P=Península de Paraguaná, U=Surco de Urumaco. Modificado de Gorney et al., 2007.	8
2.3. (b) Modelo retroarco (Audemard, 1993, 1998; Mann, 1999; Porras, 2000). Abreviaciones: A=Aruba, AB=Cuenca de Aruba, B=Bonaire, BB=Cuenca de Bonaire, C=Curazao, D=Alto de Dabajuro, FB=Cuenca de Falcón, G=Península de la Guajira, LM=Isla Los Monjes, LV=Bahía de la Vela, P=Península de Paraguaná, U=Surco de Urumaco. Modificado de Gorney et al., 2007.	9
2.4. Mapas isócronos de las fases tectónicas correspondientes al Paleógeno. Modificado de Gorney et al., (2007).	10
2.5. Mapas isócronos de las fases tectónicas correspondientes al Mioceno temprano. Modificado de Gorney et al., (2007).	10
2.6. Mapas isócronos de las fases tectónicas correspondientes al Mioceno tardío. Modificado de Gorney et al., (2007).	11
2.7. Mapas paleoambientales correspondientes al Eoceno tardío. Modificado de Porras (2000).	12
2.8. Mapas paleoambientales correspondientes al Mioceno tardío. Modificado de Porras (2000).	13
2.9. Mapas paleoambientales correspondientes al Plioceno temprano. Modificado de Porras (2000)	13
2.10. Modelo sedimentario esquemático durante el Oligoceno – Mioceno Temprano para la cuenca de Falcón-Bonaire. Tomado de Porras (2000).	14
2.11. Evolución tectónica del NO de Venezuela (Eoceno-Oligoceno). Tomado y modificado de Gorney et al. (2007).	16
2.12. Evolución tectónica del NO de Venezuela (Mioceno Temprano). Tomado y modificado de Gorney et al. (2007).	16
2.13. Evolución tectónica del NO de Venezuela (Mioceno Medio- Tardío). Tomado y modificado de Gorney et al. (2007).	17

2.14. Evolución tectónica del NO de Venezuela (Presente). Tomado y modificado de Gorney <i>et al.</i> (2007)	17
3.1. Líneas sísmicas disponibles en la zona de estudio.	18
3.2. Línea BOL 12	19
3.3. Línea BOL 19.	19
3.4. Línea BOL 16.	20
3.5. a) Representación gráfica del logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia. b) Representación ideal del espectro de potencia frente a la frecuencia. Modificado de Sánchez (2003).	23
4.1. Carga de líneas BOLIVAR en Petrel	29
4.2 Modelo de velocidades obtenido por Güedez (2003).	31
4.3 Modelo de Velocidades obtenido por Vieira (2005).	32
4.4 Modelo de velocidades sísmicas preliminar realizado sobre el perfil 67.5°O. El 0 indica latitud 12°N (Tomado de Zelt, 2005)	32
4.5 Modelo de Velocidad línea BOL12, realizado a partir del trazado de Rayos, línea blanca en el mapa indica posición relativa del modelo. Líneas segmentadas indican zonas del modelo controladas por sísmica. La zona coloreada indica la parte de modelo con cobertura de rayos. (Tomado de Masy, 2007)	36
4.6 Línea BOL12	36
4.7. Interpretación BOL 12	37
4.8 Modelo de Velocidad línea BOL16 realizado a partir del trazado de Rayos, línea amarilla en el mapa indica posición relativa del modelo. Líneas segmentadas indican zonas del modelo controladas por sísmica. La zona coloreada indica la parte de modelo con cobertura de rayos. (Tomado de Masy, 2007)	39
4.9 Línea BOL16	40
4.10. Interpretación BOL 16	40
4.11 Línea BOL19.	41
4.12. Interpretación BOL 19.	42
4.13 Modelo de Velocidad de líneas BOLIVAR realizado a partir del trazado de Rayos. (Tomado de Masy, 2007)	43
4.14. Reflectores y unidades identificadas en los perfiles sísmicos	45
4.15a. Sección sísmica de la cuenca de Bonaire en donde se ejemplificaran las discordancias en la zona.	46

4.15b. Identificación de la discordancia denominada R3 que representa el límite entre las unidades U2 y U3 que representan los estratos Mioceno Inferior y Mioceno Medio-Superior, respectivamente. En la unidad U2 se identifica una intra secuencia separada por una discordancia correlacionable al este del área de estudio con datos sísmicos y de pozos según Escalona <i>et al</i> (2009).	47
4.16. Identificación de la discordancia denominada R3 y R4 que representa el límite entre las unidades U3 y U4 que representan los estratos Mioceno Medio-Superior y Pleistoceno, respectivamente. También se muestra el sistema de fallas imperante en la zona.	48
4.17. A. Mapa estructural en tiempo (TWT, s) del tope del basamento acústico. B. Mapa estructural en tiempo (TWT, s) del suelo oceánico. Ambas imágenes muestran las familias de fallas interpretadas a lo largo de la plataforma continental de Venezuela. (Tomada de Escalona y Mann, 2011).	49
4.18. Mapa de topografía.	51
4.19. Mapa de anomalía de aire libre región Caribe (tomado de Ughi et, al. 2012)	52
4.20. Mapa de anomalía de Bouguer (líneas Bolívar incluidas)	53
4.21. Ventanas de estudio de separación regional-residual.	55
4.22. Espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía de Bouguer para la totalidad del área de estudio.	56
4.23. Mapa de AB con filtro gaussiano (número de onda 0.07)	57
4.24. Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer en el área de estudio	58
4.25. Histograma de anomalía Bouguer	59
4.26. Diagrama de caja de anomalía de Bouguer	60
4.27. Derivada en dirección x de anomalía de Bouguer	61
4.28. Derivada en dirección y de anomalía de Bouguer	62
4.29. Derivada en dirección z de anomalía de Bouguer (líneas Bolívar incluidas)	63
4.30. Soluciones de Euler menores a 5 km (a) y entre 5 y 10 km (b) para el cálculo de la profundidad de los cuerpos generadores de anomalías gravimétricas. Para facilitar la interpretación se colocaron sobre el mapa de derivada en el eje Z (tomado de Ughi et, al. 2012)	65
4.31. Mapa de Anomalía magnética	66
4.32. Reducción al polo del mapa de anomalía magnética	68
4.33. Áreas de ventanas de espectros de anomalía magnética	69

4.34. Espectro de potencia radial frente al número de onda donde podemos extraer información correspondiente a la profundidad de las fuentes tal como se muestra en la Tabla 4.7	70
4.35. Anomalía regional de AM (número de onda 0.07)	71
4.36. Histograma de anomalía magnética	72
4.37. Diagrama de caja de Anomalía magnética	72
4.38. Mapa de profundidad de Curie	74
4.39. Ubicación de los perfiles considerados para el modelado gravimétrico, denominados A-A' y B-B'	75
4.40. Modelado del perfil A-A' a partir de la integración de los resultados sísmicos, y gravimétricos	77
4.41. Modelado del perfil B-B' a partir de la integración de los resultados sísmicos y gravimétricos	80

LISTA DE TABLAS

Tabla	Pág.
2.1. Resumen de las teorías que explican el origen tectónico del Caribe: origen Pacífico y origen “in situ” (Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1994; Meschede y Frisch, 1998; Mann, 1999; Kerr <i>et al.</i> , 1999, Giunta <i>et al.</i> , 2003; Pindell <i>et al.</i> , 2005; Giunta <i>et al.</i> , 1999; James, 2006).	6
4.1. Secuencia de procesamiento de líneas BOLIVAR (tomado de Magnani, 2009)	30
4.2 Composición del modelo BOL12.	35
4.3 Composición del modelo BOL16.	41
4.4 Composición del modelo BOL 19.	43
4.5. Familias de fallas presentes en la zona de estudio	50
4.6. Profundidad de las fuentes magnéticas regionales y residuales a partir del análisis Espectral para datos de AB.	54
4.7. Profundidad de las fuentes magnéticas regionales y residuales a partir del análisis Espectral para datos de AM.	70
4.8. Valores de densidad y susceptibilidad magnética considerados en el modelado.	76
4.9. Densidades en modelo A-A’	78
4.10. Densidades en modelo B-B’	81

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La plataforma continental venezolana se encuentra sobre una zona de interacción tectónica ubicada entre el margen norte de la placa sudamericana y la placa Caribe (Mann *et al.*, 1990; Silver *et al.*, 1975). El límite entre ambas placas, que comprende una zona de deformación de 100 km de ancho aproximadamente, es el resultado de un largo proceso de colisión oblicua entre ellas (Escalona y Mann, 2011), donde gran parte del movimiento lateral dextral es distribuido a lo largo del sistema de fallas San Sebastián-El Pilar y el resto de la deformación se distribuye a lo largo de las fallas ubicadas en la plataforma continental de Venezuela (Audemard *et al.*, 2000).

Dentro de esta zona de deformación se encuentra la cuenca de Bonaire (Figura 1.1), sobre la cual se tiene un amplio interés exploratorio en cuanto a la definición del límite norte y noreste del prolífico sistema petrolífero de la cuenca de Maracaibo. Existen dos principales modelos tectónicos en la zona: (1) cuencas pull-apart del cenozoico abriéndose a lo largo de fallas dextrales rumbo deslizantes (Macellari, 1995) y (2) apertura extensional de un ante-arco con rumbo E-O en un acomodo de subducción (Porrás, 2000).

La tectónica actual del sur de la placa Caribe está controlada por un movimiento dextral relativo a Sudamérica con una tasa de 20 mm/año, determinado mediante sistemas de posicionamiento global (GPS) (Trenkamp *et al.*, 1995, 2002; Pérez *et al.*, 2001). En el oeste de Venezuela y en las Antillas de Sotavento la convergencia tectónica norte-sur complica el patrón de deformación en el límite de placas, lo cual dificulta la comprensión de la evolución geodinámica de esta zona y su relación con la evolución del margen sur de la placa Caribe.

Con base en lo mencionado anteriormente, el presente estudio contempla el modelado estructural integrado de la cuenca de Bonaire, específicamente la ventana 65°W a 68°W y 10°N a 13.5°N, a partir de información sísmica que incluye la reinterpretación de líneas sísmicas de reflexión 2D y rasgos estructurales en perfiles seleccionados en el área de estudio, así como también el análisis de datos gravimétricos y magnéticos satelitales a fin de delimitar las estructuras geológicas profundas y someras partiendo del análisis espectral de los mismos. Esta integración de datos conlleva a la realización del modelado gravimétrico-estructural de perfiles convenientes en la zona de estudio con la finalidad de construir un modelo geológico del área, como un aporte al conocimiento de las estructuras presentes en el subsuelo.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1.Región Caribe

El Caribe es una zona de intensa deformación, resultado de la interacción entre las placas tectónicas de Suramérica, Norteamérica, Cocos, Nazca y Atlántico desde el Mesozoico hasta el Presente. La discusión acerca de la evolución del Caribe ha sido motivo de controversia debido a su complejidad tectónica, dando origen a dos corrientes principales:

- a. Teoría del Pacífico, propone la formación de la placa Caribe en el océano Pacífico en el Mesozoico superior, desplazándose hasta su posición actual entre las dos Américas (Figura 2.1). El plateau basáltico del Caribe se originó como producto del punto caliente de las islas Galápagos y luego migró a la posición en la cual se encuentra actualmente (Pindell y Dewey, 1982; Duncan y Hargraves, 1984; Pindell, 1985; Pindell *et al.*, 1988; Ross y Scotese, 1988; Stephan *et al.*, 1990; Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1994; Draper *et al.*, 1996; Draper y Gutiérrez, 1997; Mann, 1999; Kerr *et al.*, 1999, Pindell *et al.*, 2005).
- b. Teoría del origen in situ, establece que el origen de la placa Caribe está directamente relacionado con el evento de la superpluma del Cretácico medio y se plantea que el Caribe primitivo se formó junto al Golfo de México, la cuenca de Yucatán y la fosa Caimán durante la separación de Norteamérica de Gondwana en el Jurásico-Cretácico (Figura 2.1) (Ball *et al.*, 1969; Aubouin *et al.*, 1982; Sykes *et al.*, 1982; Anderson y Schmidt, 1983; Klitgord y Schouten, 1986; Donnelly, 1989; Frisch *et al.*, 1992; Meschede y Frisch, 1998; Giunta *et al.*, 1999, Giunta *et al.*, 2003; James, 2006).

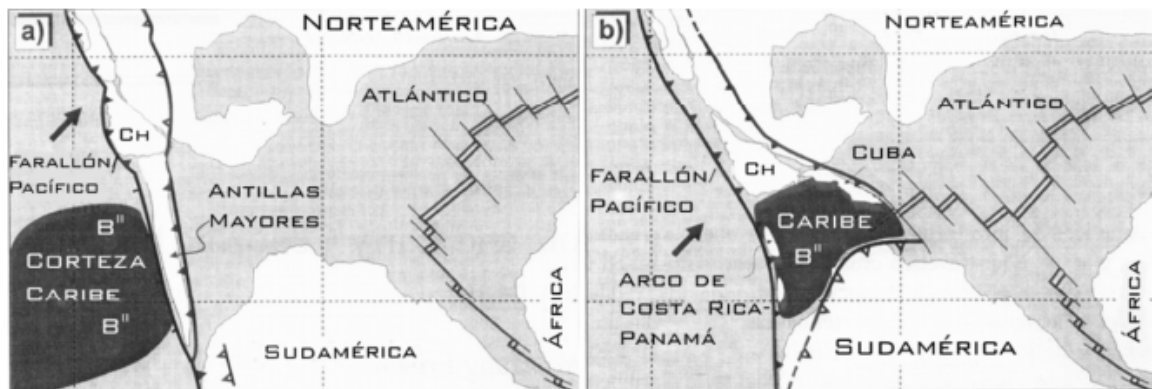


Figura 2.1. Esquemas de los modelos de la Evolución de la Tectónica Caribe. a) Modelo Pacífico. b) Modelo origen “in situ”. (Modificado de Meschede y Frisch, 1998).

Un resumen de ambas teorías que explican el origen tectónico del Caribe se presenta en la Tabla 2.1 (Pindell y Dewey, 1982; Ross y Scotese, 1988; Meschede y Frisch, 1998; Pindell y Kennan, 2001; Giunta *et al.*, 2003). A pesar de no contar con una teoría única, se ha aceptado que su origen proviene del oeste de su posición actual, con una migración hacia el este de 2 cm/año con respecto a Suramérica (Pérez *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2001; Trenkamp *et al.*, 2002) acomodándose a lo largo de un sistema de fallas transcurrentes. La corteza de la placa Caribe es esencialmente oceánica con características distintivas a las cortezas oceánicas promedio en el mundo. La presencia de un reflector fuerte por debajo de la capa sedimentaria conocido como B'', considerado un plateau cuyo origen está relacionado con un evento tipo pluma de manto es el responsable del espesor anómalo de la corteza del Caribe (15 y 20 km) (Donnelly, 1994). Además, se sabe que este reflector, en las líneas sísmicas, tiene una apariencia rugosa hacia el SE de la cuenca de Venezuela y una apariencia más suavizada hacia el NO de la misma (Diebold *et al.*, 1981), zona en donde además se ha encontrado un patrón de anomalías magnéticas orientadas en dirección NE-SO que ha sido interpretado como evidencia de un proceso de apertura oceánica (Ghosh *et al.*, 1984).

Tabla 2.1. Resumen de las teorías que explican el origen tectónico del Caribe: origen Pacífico y origen “in situ” (Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1994; Meschede y Frisch, 1998; Mann, 1999; Kerr *et al.*, 1999, Giunta *et al.*, 2003; Pindell *et al.*, 2005; Giunta *et al.*, 1999; James, 2006).

	Origen Pacífico	Origen “in situ”
Jurásico	Formación de corteza oceánica del Caribe. Apertura del Atlántico y separación de las Américas que forma el Protocaribe entre ellas.	Formación de corteza oceánica del Caribe. Placas de Suramérica, Norteamérica están cercanas entre sí. Eje de expansión con una tendencia NE-SO que continúa hasta el océano Atlántico.
Cretácico Temprano	Se detiene expansión del Golfo de México. En el Albiense cambia polaridad bajo el arco de islas de Antillas Mayores ocasionando que la placa Farallón comience a introducirse entre la placa Norteamericana y Suramericana produciéndose subducción del Protocaribe bajo el arco de las Antillas Mayores.	En el Albiense se formó arco de islas de Costa Rica y Panamá producto de subducción de la placa Farallón. La placa Phoenix subduce la placa Suramericana. Antillas Mayores ubicadas al norte de placa Suramericana ligeramente al oeste de su posición actual.
Cretácico Tardío (Santonense - Campaniense)	Continúa el movimiento NE de la placa Farallón y el arco de las Antillas Mayores. En el Campaniense el arco de las Antillas Mayores colisiona con la península de Yucatán. El movimiento continúa durante el Paleoceno colisionando así el arco de las Antillas Mayores con la plataforma de las Bahamas y consumiendo el Protocaribe.	La subducción con buzamiento SO a lo largo del borde oeste de la isla de Cuba continúa hacia la cresta de Aves. El arco de Cuba se mueve hacia el NE relativo a Norteamérica cerrando un océano que estaba entre Cuba y la plataforma de las Bahamas. Al sur inicia subducción de la placa Farallón contra placa Suramericana.
Cenozoico (Paleoceno - Eoceno)	La cuenca de Yucatán y la <u>cuenca de Granada</u> han tenido su forma actual desde finales del Eoceno. La <u>Garganta Caimán</u> es producto de la apertura de una cuenca <i>pull apart</i> lateral-sinistral. En el Paleoceno, la <u>subducción</u> del Atlántico en el borde este de la Placa Caribe forma la cresta de Aves. En el NO de Venezuela comienza el emplazamiento de las <u>napas</u> de Lara.	Formación de la <u>Cuenca de Granada</u> , por la separación del arco de las Antillas Menores y el arco extinto de Aves. Se abre la <u>Garganta Caimán</u> por movimiento relativo hacia el este de la placa Caribe respecto a Norteamérica y Suramérica. Al norte de Venezuela tenemos un emplazamiento de <u>napas</u> de forma diacrónica y la evolución de la correspondiente deformación tipo <i>flysh</i> que ocurrió entre el Paleoceno y el Plioceno.
Cenozoico (Oligoceno - Mioceno)	El Arco de Panamá colisiona en el Mioceno con la Cordillera Occidental de Colombia. Se inicia apertura de la Cuenca de Puerto Rico y Golfo de California. Las placas de Norteamérica y Suramérica siguen desplazándose hacia el oeste. En Venezuela se produce levantamiento definitivo de los Andes de Mérida durante el Plioceno-Cuaternario	La placa Farallón se separó en las placas Cocos y Nazca. Debido a la deriva de la placa de Suramérica hacia el oeste, el arco de Panamá colisionó con la parte oeste de la Cordillera de Colombia durante el Mioceno.

2.2. Plataforma Continental de Venezuela

En líneas generales, en la plataforma continental de Venezuela han sido identificadas tres discordancias regionales, las cuales individualizan tres ciclos sedimentarios que constituyen una columna sedimentaria de espesor variable entre 900 m y 9.000 m (González de Juana *et al.*, 1980). La primera discordancia regional representa el basamento igneometamórfico. Por encima de ésta se encuentra un espesor variable de 0 m a 4.500 m de sedimentos paleógenos constituidos principalmente por lutitas y caracterizado por fuertes buzamientos e intenso fallamiento. Este ciclo está ausente sobre zonas estructuralmente levantadas como la Plataforma de La Guaira (González de Juana *et al.*, 1980).

La discordancia intermedia correspondiente a la base del Mioceno inferior, es reconocida sólo en las zonas sometidas a mayor subsidencia de la plataforma

continental, dado que en las zonas estructuralmente levantadas se confunde con la discordancia más somera, ocasionando la desaparición del ciclo de sedimentación intermedio. Se correlaciona con las Formaciones Castillo, Pecaya y Agua Clara del Oligoceno-Mioceno inferior en la cuenca Falcón-Bonaire. El espesor de este ciclo sedimentario varia de 0 m a 1.200 m, y la naturaleza de las reflexiones sísmicas indica la posible presencia de horizontes de caliza intercalados con lutitas y areniscas. El buzamiento de las capas es mayor que el ciclo sedimentario superior (González de Juana *et al.*, 1980).

La discordancia más somera, que marca la base de un ciclo sedimentario que comenzó durante el Mioceno medio, se ha identificado sobre toda la extensión de la plataforma continental. Los estratos por encima de esta discordancia tienen buzamiento suave a subhorizontal, con espesores entre 900 m y 6.000 m, representados por intercalaciones arenoso-lutíticas (González de Juana *et al.*, 1980).

2.3 Cuenca Falcón-Bonaire

La cuenca de Bonaire se extiende al sur de las Antillas de Sotavento, desde Curazao hasta La Orchila, y contiene más de 4.000 m de depósitos cenozoicos (Case *et al.*, 1984). Esta cuenca es una extensión en mar de la cuenca de Falcón (Silver *et al.*, 1975, Case *et al.*, 1984) conformando la cuenca Falcón-Bonaire. Silver *et al.*, (1975), a partir de datos gravimétricos de Aire Libre, realizaron un modelo a lo largo de un perfil que atraviesa la cuenca de Bonaire, asignando un espesor de sedimentos de 6.000 m. En un contexto tectónico regional, el origen de la cuenca Falcón-Bonaire tiene dos corrientes principales:

a) Modelo pull apart (Stephan, 1982; Pindell y Dewey, 1982; Muessing, 1984; Stephan, 1985; Macellari, 1995). Los autores postulan que la cuenca Falcón-Bonaire se originó por efectos transtensionales relacionados con fallas transcurrentes como las fallas de Oca y San Sebastián al sur, y el Cinturón de Deformación del Caribe Sur (CDCS) al norte. La teoría sugiere la presencia de aproximadamente 200 km de ancho de fallamiento lateral dextral durante el Oligoceno Tardío – Eoceno (Figura 2.2).

b) Modelo retroarco (Soulas *et al.*, 1987; Audemard, 1993, 1995, 1997; Porras, 2000; Bezada *et al.*, 2008, Audemard, 2009). Proponen que la cuenca de Falcón se formó como consecuencia de un colapso orogénico. Siguiendo el esquema presentado por Porras (2000), se considera que el origen de la cuenca de Bonaire está asociado a colapsos extensionales dentro de una cuenca intra-arco (back arc basin), en un orógeno en flotación que colisiono oblicuamente con el extremo noroccidental de la placa Suramericana suturándose diacrónicamente de oeste a este desde el Cretácico tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano (Figura 2.3).

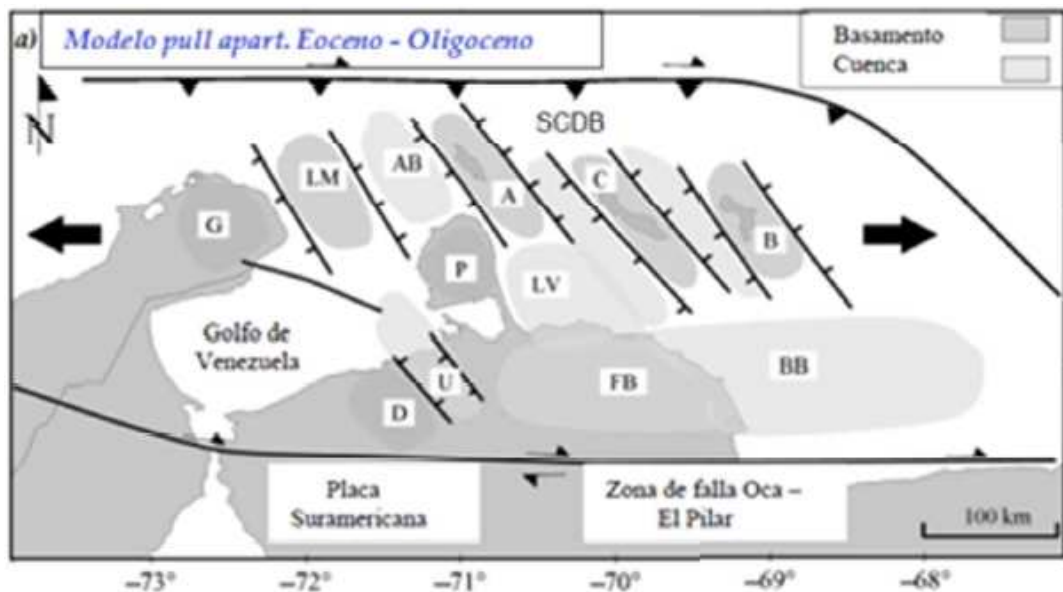


Figura 2.2. (a) Modelo pull-apart (Mussig, 1978; Macellari, 1995), Abreviaciones: A=Aruba, AB=Cuenca de Aruba, B=Bonaire, BB=Cuenca de Bonaire, C=Curazao, D=Alto de Dabajuro, FB=Cuenca de Falcón, G=Península de la Guajira, LM=Isla Los Monjes, LV=Bahía de la Vela, P=Península de Paraguaná, U=Surco de Urumaco. Modificado de Gorney *et al.*, 2007.

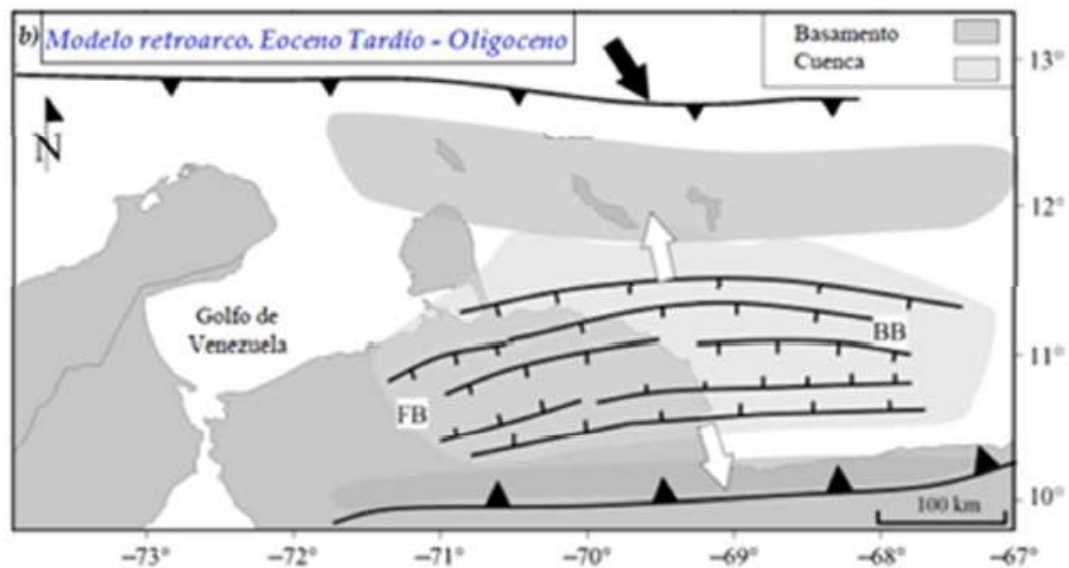


Figura 2.3. (b) Modelo retroarco (Audemard, 1993, 1998; Mann, 1999; Porras, 2000). Abreviaciones: A=Aruba, AB=Cuenca de Aruba, B=Bonaire, BB=Cuenca de Bonaire, C=Curazao, D=Alto de Dabajuro, FB=Cuenca de Falcón, G=Península de la Guajira, LM=Isla Los Monjes, LV=Bahía de la Vela, P=Península de Paraguaná, U=Surco de Urumaco. Modificado de Gorney *et al.*, 2007.

2.3.1. Fases tectónicas

La evolución tectónica de la cuenca Falcón-Bonaire puede ser resumida en cuatro fases principales (Porras, 2000; Gorney *et al.*, 2007):

FASE 1: Extensión intraarco (Paleógeno)

Para este periodo se inicia el desarrollo de la cuenca como un colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas Caribe y Suramérica. Se comienzan a generar estructuras extensionales tipo graben y semigraben en cuyos márgenes se depositan sedimentos continentales y de aguas someras, mientras que en el centro de estas estructuras comienzan a desarrollarse condiciones más marinas (Porras, 2000). El mapa isócrono presentado por Gorney *et al.* (2007) muestra los principales depocentros durante esta fase (Figuras 2.4, 2.5 y 2.6).

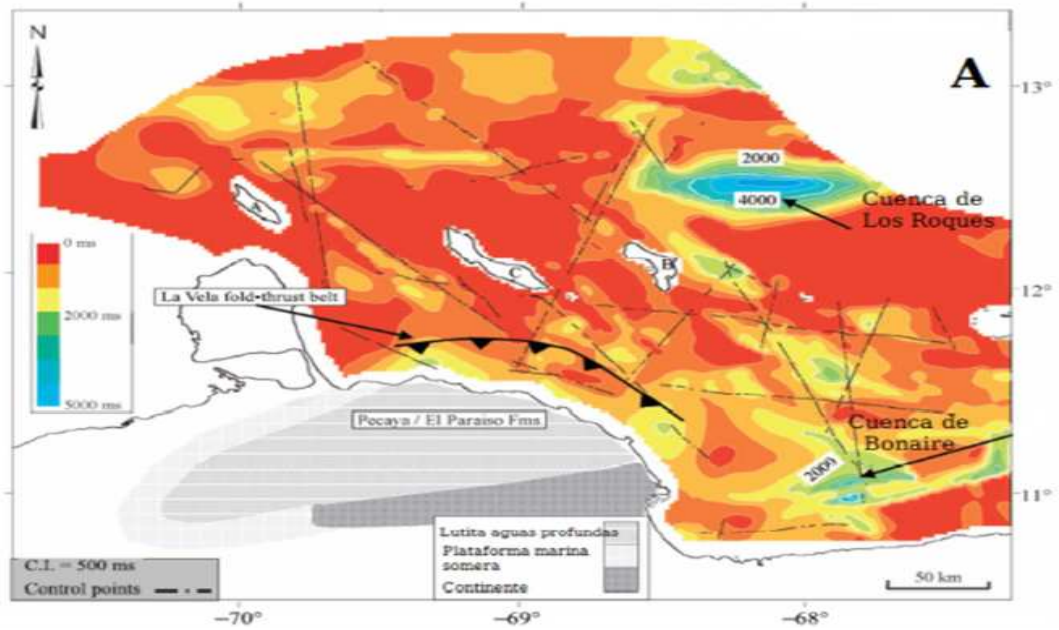


Figura 2.4. Mapas isócronos de las fases tectónicas correspondientes al Paleógeno. Modificado de Gorney *et al.*, (2007).

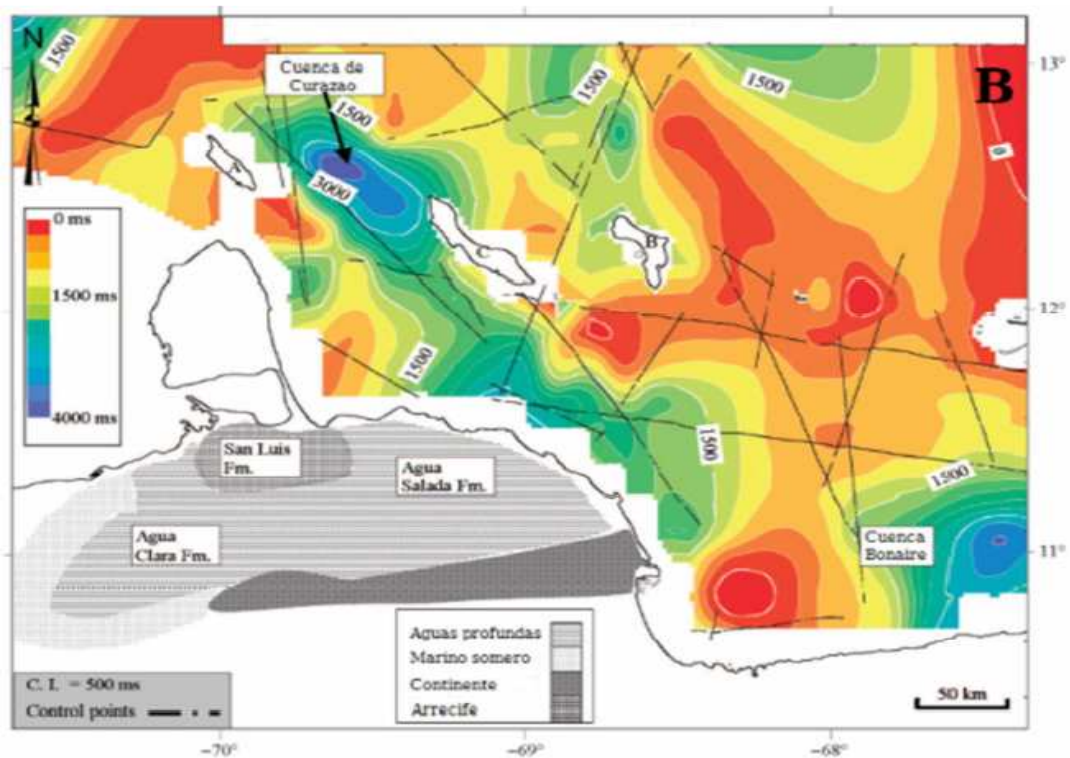


Figura 2.5. Mapas isócronos de las fases tectónicas correspondientes al Mioceno temprano. Modificado de Gorney *et al.*, (2007).

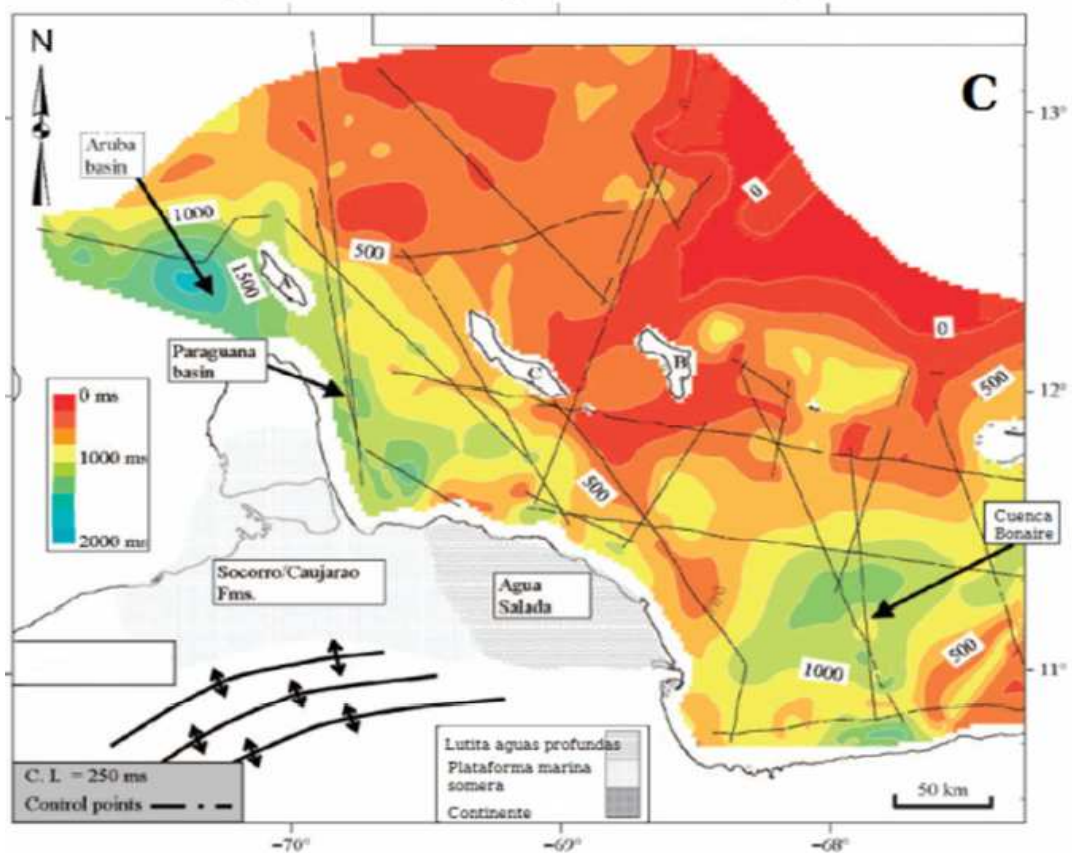


Figura 2.6. Mapas isócronos de las fases tectónicas correspondientes al Mioceno tardío. Modificado de Gorney *et al.*, (2007).

En el área de Golfo Triste, el Eoceno está representado por lutitas carbonáceas de origen fluvio-deltaico que se hacen más marinas hacia el norte. Este cambio de facies más marinas evidencia una sedimentación desde el sur proveniente de la Cordillera de la Costa. Hacia el centro de la cuenca comienza la sedimentación en ambientes marino profundos (Formación Cerro Misión) que se mantiene hasta el Mioceno Temprano (Porrás, 2000).

FASE 2: Extensión (Oligoceno-Mioceno Temprano)

Durante este periodo el régimen tectónico es de tipo extensional, ocurre la subsidencia de la cuenca donde predominan los ambientes marino profundos en la parte central con la depositación inicial de la Formación Paraíso que representa la fase inicial de la transgresión oligocena y posteriormente fue depositada la Formación Pecaya (González de Juana *et al.*, 1980). Sobre los altos estructurales se depositaron calizas arrecifales, correspondientes a la Formación San Luis en el margen norcentral de la cuenca y la Formación Churuguara sobre el margen sur (González de Juana *et al.*, 1980; Wheeler, 1963). Hacia Golfo Triste se depositó la Formación Casupal en ambientes deltaicos a marinos someros (Figuras 2.7, 2.8 y 2.9) (Porrás, 2000).

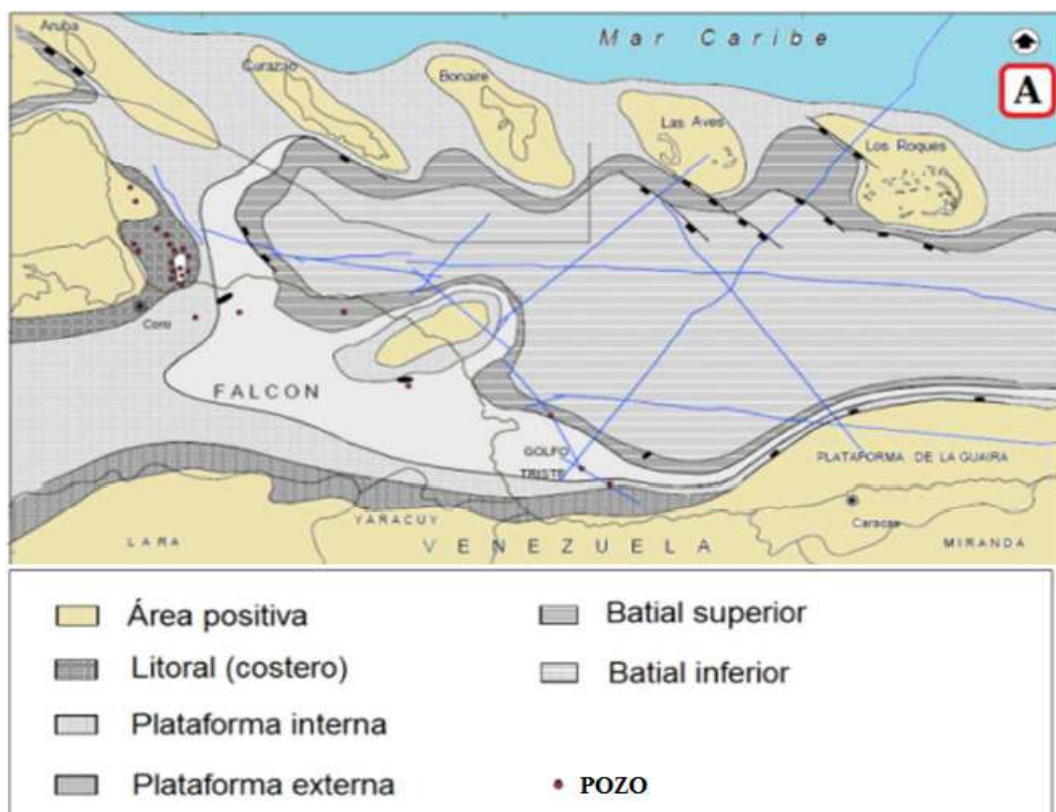


Figura 2.7. Mapas paleoambientales correspondientes al Eoceno tardío. Modificado de Porrás (2000).

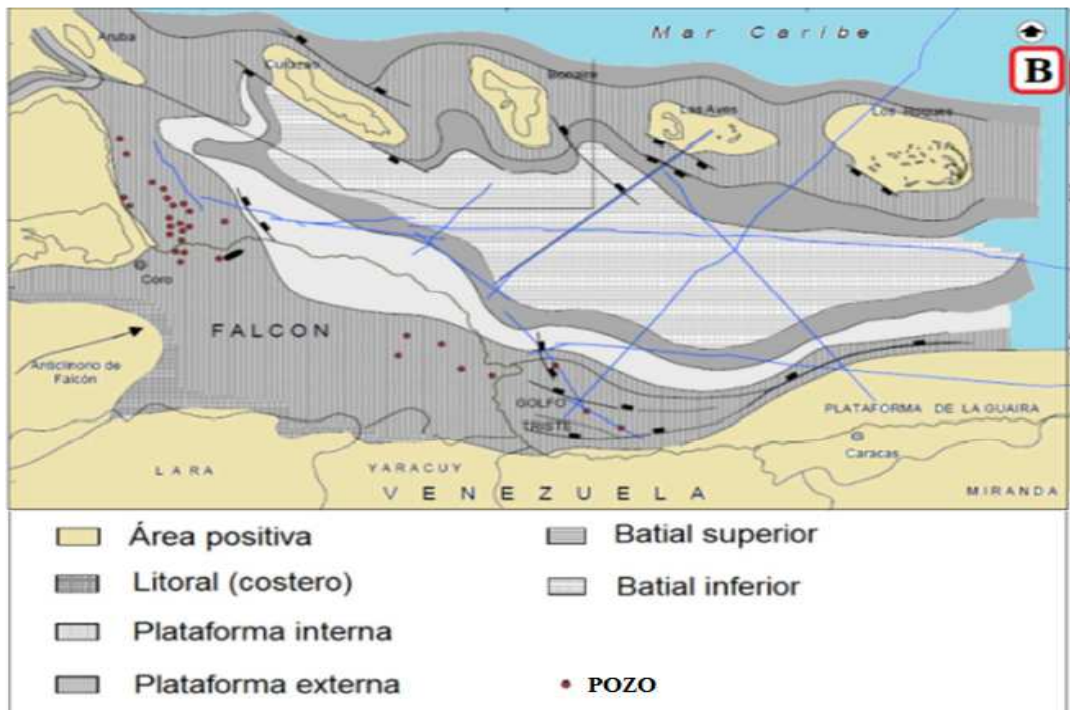


Figura 2.8. Mapas paleoambientales correspondientes al Mioceno tardío. Modificado de Porras (2000).

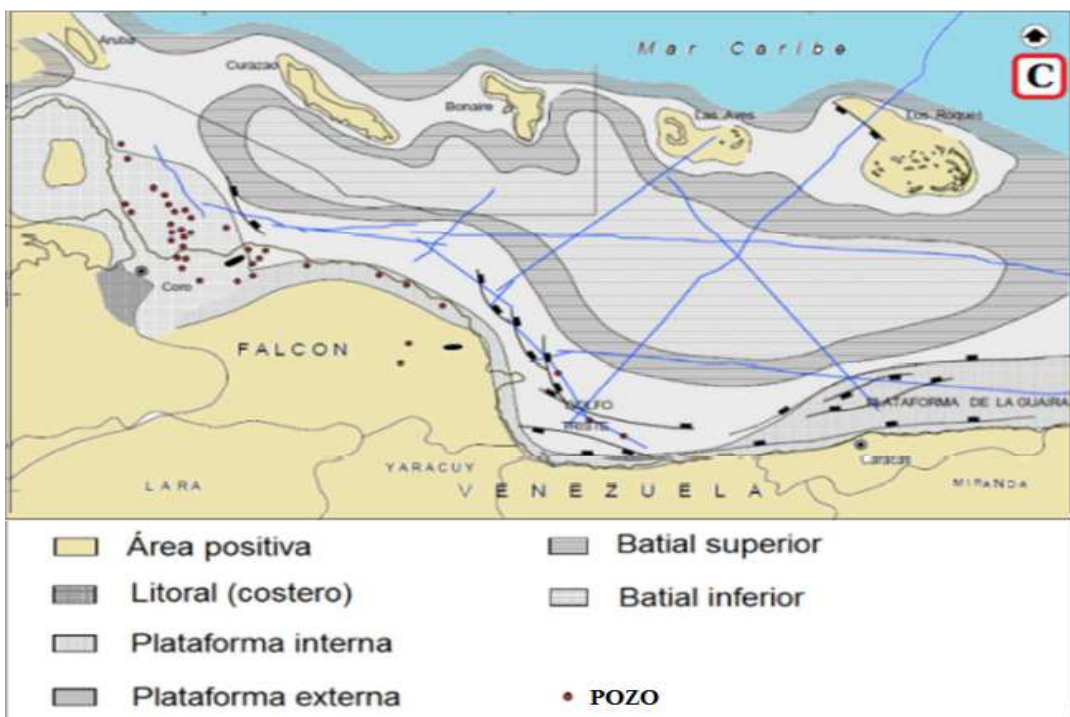


Figura 2.9. Mapas paleoambientales correspondientes al Plioceno temprano. Modificado de Porras (2000).

Este tipo de relaciones estratigráficas son típicas de zonas bajo regímenes extensivos: depósitos de calizas de aguas someras sobre los altos estructurales, sedimentos clásticos de aguas someras en los márgenes de la cuenca provenientes de la erosión de los altos estructurales y lutitas de ambientes profundos en el centro de la cuenca (Porrás, 2000) tal como se muestra en la Figura 2.10.

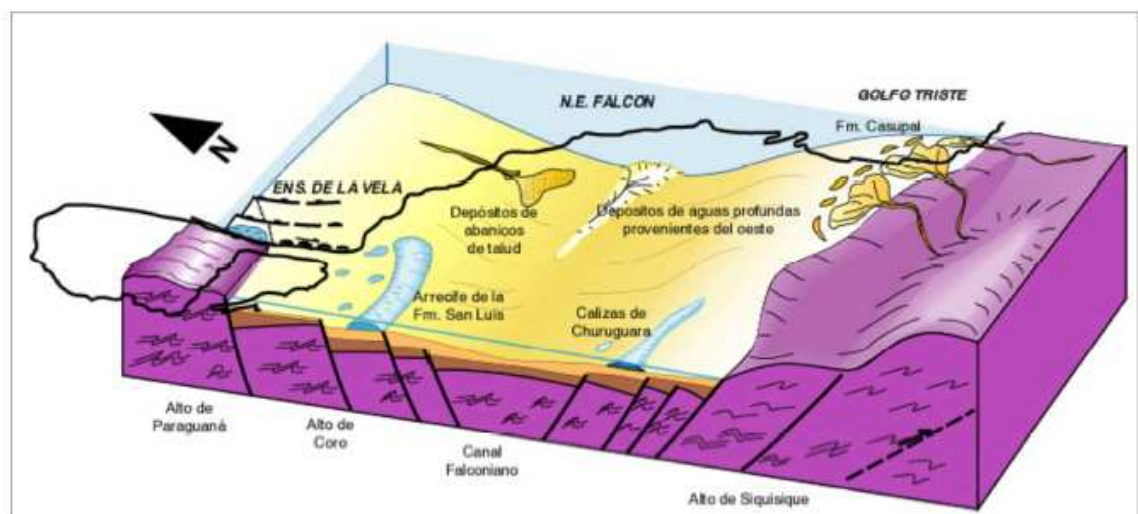


Figura 2.10. Modelo sedimentario esquemático durante el Oligoceno – Mioceno Temprano para la cuenca de Falcón-Bonaire. Tomado de Porrás (2000).

Las cuencas de Bonaire y Curazao experimentaron altas tasas de depositación durante el Mioceno temprano (3-4 km). El depocentro de Bonaire migró hacia el oeste relativo a la fase anterior (Gorney *et al.*, 2007). Las principales estructuras que se desarrollaron durante esta fase son de tipo graben y semigraben de sentido NO-SE, observadas principalmente tanto en la Ensenada de La Vela como en la cuenca de Bonaire (Porrás, 2000).

FASE 3: Inversión de la cuenca. (Mioceno Medio – Tardío)

La inversión de la cuenca Falcón-Bonaire 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 Suramérica desde el final del Eoceno Medio y la compleja deformación oblicua entre las placas Caribe y Suramérica resultando en transpresión (Audemard *et al.*, 2005) y (3) la deformación relacionada a la subducción somera del slab Caribeño (Kellogg, 1984). Como la inversión de Falcón progresó desde el SO al NE durante el Mioceno Temprano – Medio, el este de la cuenca de Falcón y el resto costa afuera del NO de Venezuela permaneció como un depocentro activo (Audemard, 2001).

FASE 4: Transtensión – transpresión. (Plioceno-Pleistoceno)

En la parte basal del Plioceno se depositan, de oeste a este, las formaciones Codore de carácter menos marino, La Vela con características de ambiente marino somero y El Veral con origen marino profundo, evidenciando el cierre de la cuenca desde el oeste y condiciones de mar abierto hacia el este. Este avance del frente compresivo hacia el norte provocó la desestabilización de taludes pre-existentes y la generación de fallas normales lítricas con buzamiento hacia la cuenca, algunas de las cuales culminan en pliegues compresionales de tipo pie de talud (toe-thrust). Estas estructuras compresivas están alineadas en sentido NO-SE, conformando un cinturón de pliegues paralelos a la actual costa falconiana. Las fallas afectan toda la sección terciaria desde el Eoceno Tardío hasta el Plioceno (Porrás, 2000). Durante el Plioceno Tardío a Reciente, el margen entre las placas presenta una componente mayormente transcurrente en dirección este-oeste. Estos movimientos, generaron estructuras de grandes dimensiones, donde se observa efectos transpresivos (Porrás, 2000). Una reconstrucción paleotectónica ilustrando las fases que afectan la región noroccidental de Venezuela se observa en la Figuras 2.11, 2.12, 2.13 y 2.14 donde las bandas roja y verde indican la acumulación de sedimentos a nivel oceánico y continental respectivamente (Gorney *et al.*, 2007).

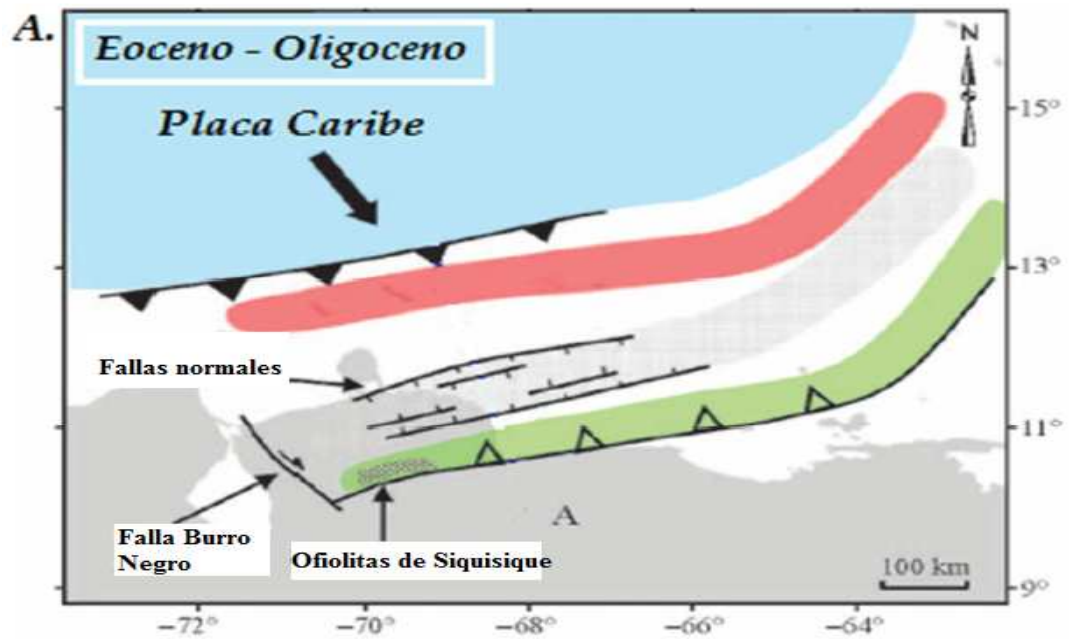


Figura 2.11. Evolución tectónica del NO de Venezuela (Eoceno-Oligoceno). Tomado y modificado de Gorney *et al.* (2007).

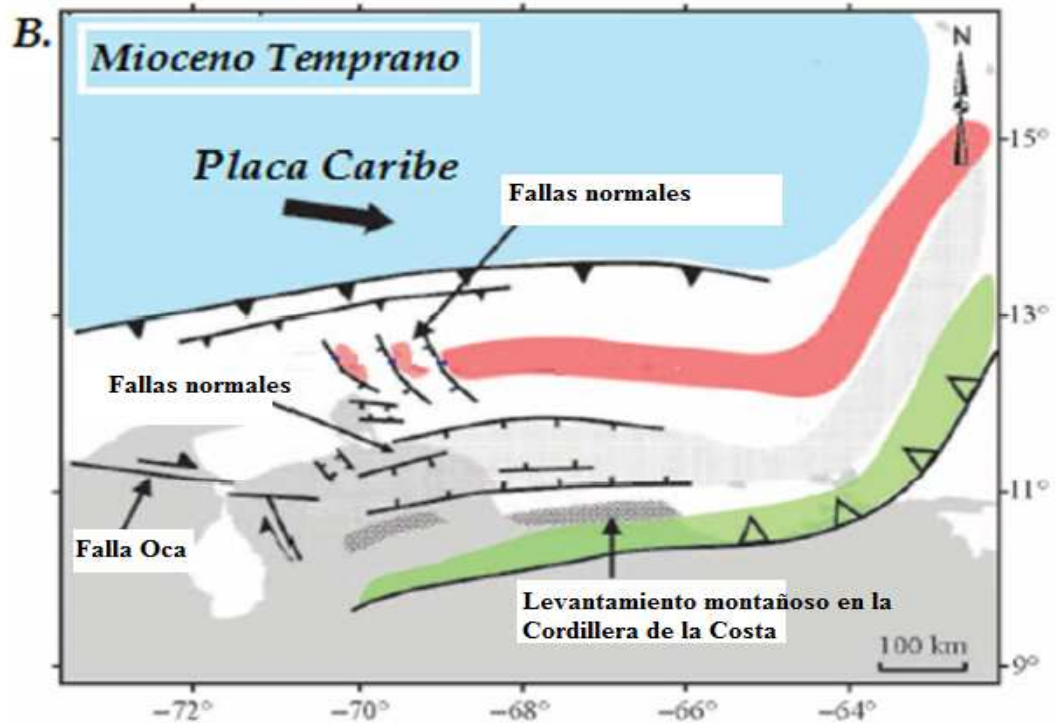


Figura 2.12. Evolución tectónica del NO de Venezuela (Mioceno Temprano). Tomado y modificado de Gorney *et al.* (2007).

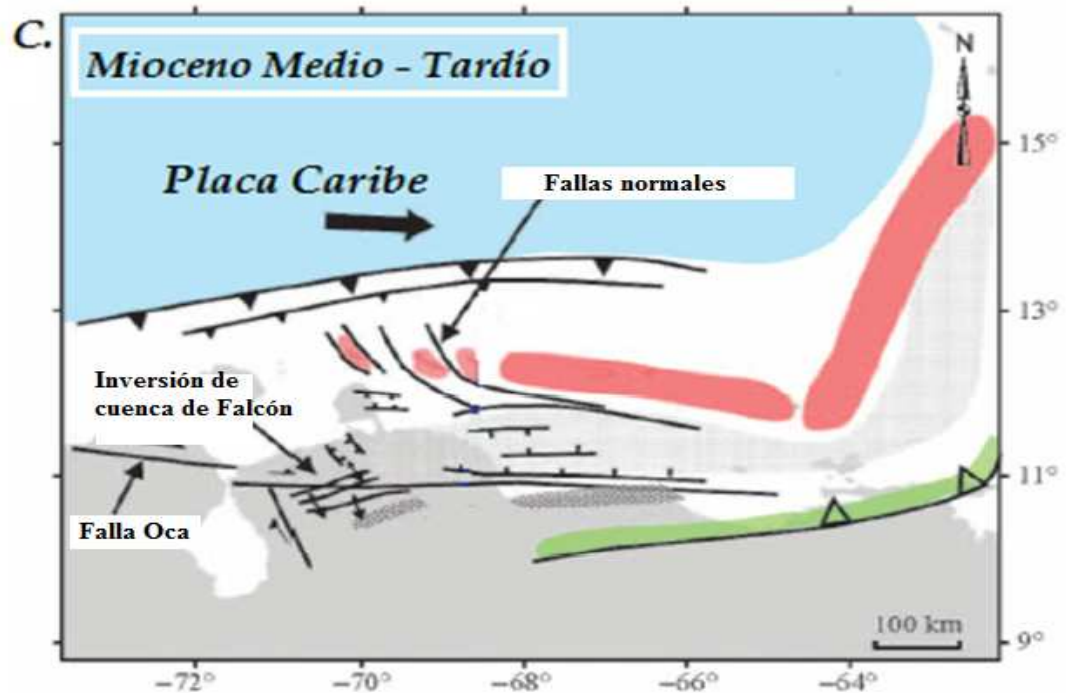


Figura 2.13. Evolución tectónica del NO de Venezuela (Mioceno Medio-Tardío). Tomado y modificado de Gorney *et al.* (2007).

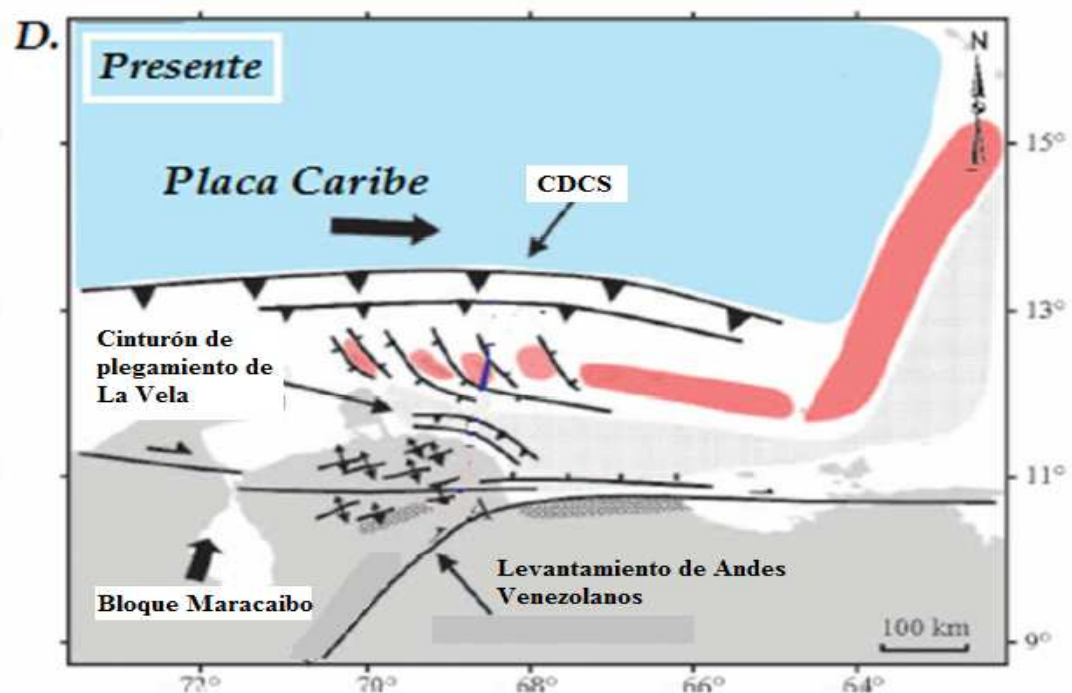


Figura 2.14. Evolución tectónica del NO de Venezuela (Presente). Tomado y modificado de Gorney *et al.* (2007).

CAPÍTULO III

MÉTODO

3.1. Datos sísmicos

Los datos disponibles incluyen líneas sísmicas de reflexión 2D del proyecto “Broadband Ocean-Land Investigation of Venezuela and the Antilles arc Region” (BOLIVAR) adquiridas en 2004. La totalidad de líneas sísmicas fueron interpretadas en el *software* Petrel. Cabe destacar que las líneas utilizadas ya habían sido apiladas y migradas, por lo que no se efectuaron procedimientos computacionales adicionales a los datos originales. De oeste a este se muestran las líneas BOL 12, BOL 16, BOL 19. (Figura 3.1).

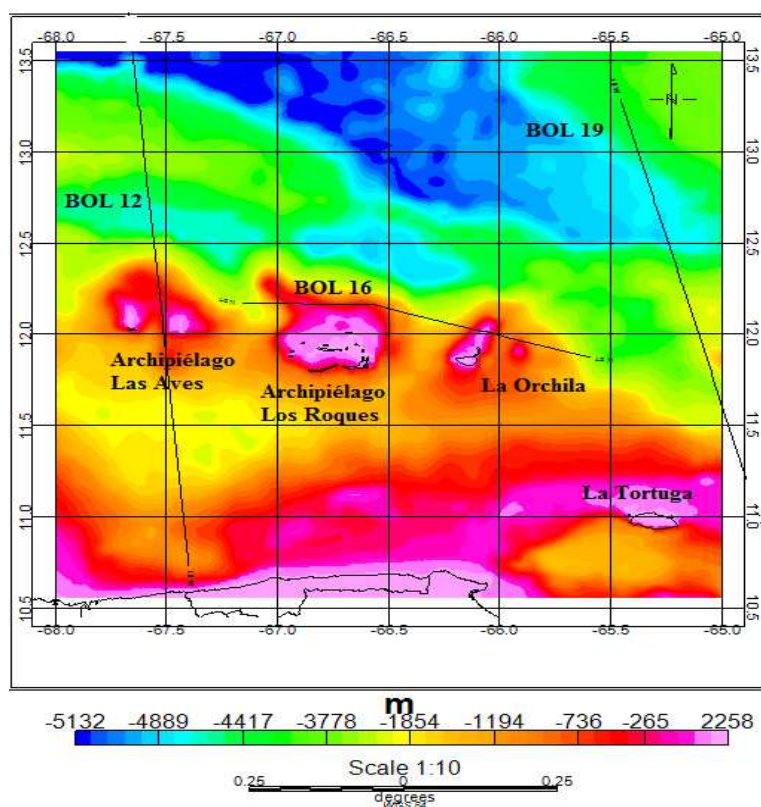


Figura 3.1. Líneas sísmicas disponibles en la zona de estudio.

Se utilizaron los 3 perfiles sísmicos 2D para la identificación de fallas y horizontes sísmicos presentes en el área. El perfil BOL 12 (Figura 3.2) tiene 550 km de largo y una orientación NNW, cruza por un amplio rango de terrenos tectónicos con una elevación entre 2.1 km sobre el nivel del mar al sur y 5.1 km bajo el nivel del mar hacia el norte, la batimetría de la línea BOL 12 se observa en la Figura 3.2. La línea BOL 19 comienza en el norte de la cuenca de Venezuela, continúa por el Cinturón de Deformación del Caribe Sur (CDCS), luego cruza el alto de la Blanquilla, más al sur cruza el cañón de Los Roques en dirección NW-SE y termina en la cuenca de Cariaco (Figura 3.3). El perfil BOL 16 se subdivide en un segmento de dirección EW y otro SE, la cual atraviesa estructuras como la cuenca de Los Roques y el archipiélago como tal (Figura 3.4).

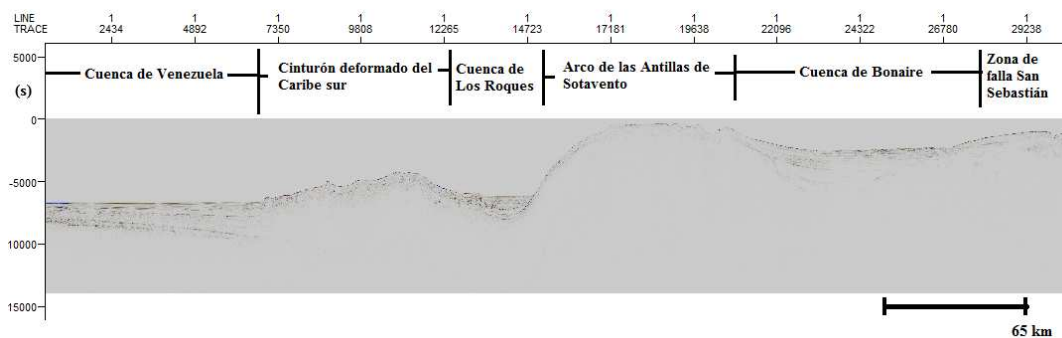


Figura 3.2. Línea BOL 12

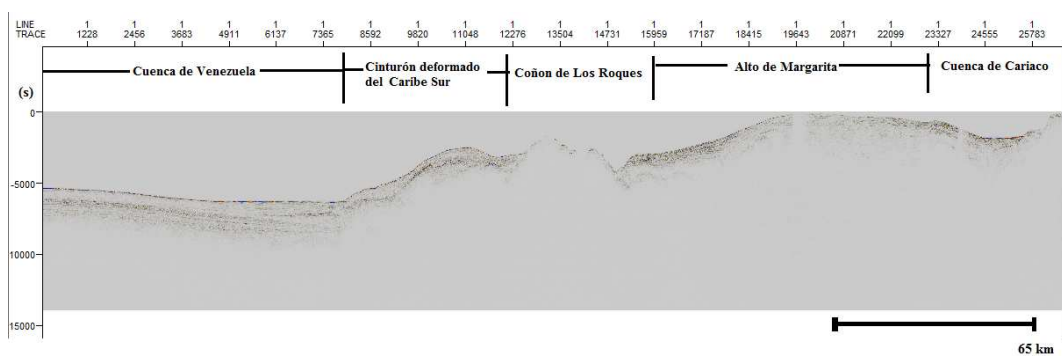


Figura 3.3. Línea BOL 19

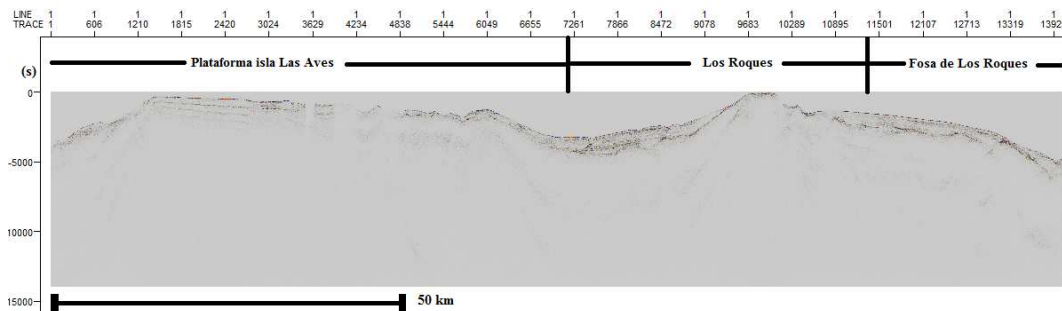


Figura 3.4. Línea BOL 16

3.1.1 Interpretación sísmica

A partir de los 3 perfiles de reflexión seleccionados en el área de estudio, se procede a la identificación e interpretación de los horizontes sísmicos y fallas en el dominio del tiempo (TWT). El programa empleado para la interpretación sísmica Petrel 2009.

3.1.1.1. Interpretación de horizontes

Las interpretaciones son de carácter regional, considerando la limitación en el número de perfiles sísmicos disponibles en el área y la distancia a la cual se encuentran ubicados entre ellos. La primera fase en la interpretación consistió en la identificación del basamento acústico caracterizado por ser un reflector regional presente en la totalidad de las líneas sísmicas. Posteriormente, se procedió a la identificación de las principales discordancias regionales, teniendo en consideración factores característicos tales como geometría y terminación de los reflectores (*downlap*, *onlap*, *toplap*, truncación), cambios en su inclinación, desplazamientos en las secuencias, perturbaciones en el suelo oceánico y difracciones, entre otros.

Una vez diferenciados los principales reflectores sísmicos, se correlacionan con discordancias regionales presentes en el área de estudio y documentadas en trabajos previos (Macellari, 1995; Gorney *et al.*, 2007). Por último, tomando en consideración los eventos tectónicos acontecidos en la zona y la geometría de los reflectores

sísmicos, caracterizados por regímenes de tipo extensivos o compresivos, fueron asignadas edades a los horizontes y las unidades reconocidas.

3.1.1.2. Interpretación de fallas

Los perfiles sísmicos revelan distintos grupos de fallas subparalelas. En este sentido, fueron interpretadas las fallas principales de carácter regional. Considerando su geometría, mecanismo de generación y horizontes que cortan, fueron clasificadas en dos familias principales, basadas en su edad, tendencia y orientación: familia A compuestas por fallas normales de edad Eoceno-Oligoceno y tendencia este-oeste representativas de la cuenca de Bonaire, y la familia B constituidas por fallas normales, producto de la extensión en el Mioceno Temprano con dirección preferencial NO-SE, situadas a lo largo de las Antillas de Sotavento.

Ambos grupos de fallas son correlacionados con grupos de fallas identificados por autores previos (Gourney *et al*, 2007; Escalona y Mann, 2011).

3.2. Datos gravimétricos

Para el estudio gravimétrico se utilizó la base de datos del Centro Internacional para Modelos Globales de la Tierra ("International Centre for Global Earth Models - ICGEM"). Los datos están equiespaciados 0.003 minutos de arco, es decir, 300 m aproximadamente, y cubren un área total aproximada de 129370 km² ubicada entre las coordenadas 10°N – 13.5°N y 65°W - 68°W. Los datos de altura necesarios para los cálculos de las reducciones de Aire Libre, Bouguer y topográfica se obtuvieron del mismo ICGEM a partir del modelo digital de elevaciones ("Digital Elevation Model - DEM") ETOPO1 con una resolución de 0.003 minutos de arco.

3.2.1 Procesamiento de los datos gravimétricos

Los datos gravimétricos adquiridos por el satélite Grace están referenciados geográficamente sobre el elipsoide WGS84 y están basados en armónicos esféricos convertidos según el modelo gravitacional EGM-2008. Para realizar los cálculos de la

corrección topográfica se utilizan dos modelos digitales de elevación, el primero (modelo local) es 0,5° más grande que el área en estudio y el segundo (modelo regional) es 1° más grande en todas las direcciones. Los modelos digitales de elevaciones son muestreados y centrados en cada estación como una cuadrícula mallada. La corrección se calcula con base en la contribución de las zonas cercana, intermedia y lejana. Para la primera el algoritmo suma las contribuciones de cuatro secciones triangulares inclinadas que describen la superficie del terreno alrededor de la estación, para la zona intermedia el efecto se calcula utilizando la aproximación con prismas cuadrados desarrollado por Nagy (1966) y para la zona lejana se utiliza la aproximación de un segmento anular cuadrado descrito por Kane (1962).

La anomalía de Bouguer completa (Figura 4.21) se calcula utilizando el modelo digital de elevaciones local para el cálculo de la reducción de Aire Libre (Figura 4.28), la corrección topográfica descrita anteriormente y la reducción de Bouguer con una densidad para la roca de 2.67 kg/m³ y una densidad para el agua de 1.03 kg/m³. Seguidamente se elimina el ruido de alta frecuencia característico de los datos gravimétricos satelitales aplicando un filtro rechaza banda definido en las altas frecuencias, con una banda de rechazo de 0,03 a 0,06 m. Para realizar la separación regional-residual se evaluaron distintos métodos como por ejemplo, filtros gaussianos (con longitud de onda 0.07 y 0.014 para los mapas residuales y regionales respectivamente), tendencias polinómicas y continuación analítica de campo. En el espectro de potencia promediado radialmente se pueden observar tres tramos correspondientes a una fuente regional, una fuente residual y ruido. La separación de estos tramos lineales no es a menudo fácil de identificar debido a la superposición de los efectos que generan las distintas anomalías. Se aplicaron por igual filtros de superficies polinómicas (la de 3er grado presenta una correlación mayor con los datos gravimétricos) y continuación analítica de campo hacia arriba, para determinar la altura idónea se generan varios mapas de continuación analítica de campo a cada 10 km, luego se calcula el coeficiente de correlación entre las continuaciones analíticas sucesivas y se grafica contra la profundidad correspondiente, posteriormente se unen

los extremos de la correlación con una línea recta y ubicar el punto más alejado de ésta, que para el caso del presente estudio es 20 km.

La separación regional/residual a partir del análisis espectral inicia con la obtención del espectro de potencia para la totalidad del área de estudio. A partir del espectro se diferencian tres tramos correspondientes a la contribución de la fuente regional, residual y de ruido. Cada tramo está limitado por un rango de número de onda característico. Considerando los valores de número de onda reportados, fue aplicado un filtro de tipo Gaussiano con la finalidad de obtener los mapas de la componente regional y residual de las anomalías de Bouguer y las anomalías magnéticas. Este procedimiento resulta más exacto si se subdivide el área total de trabajo en ventanas y se aplica repetidamente la metodología explicada con anterioridad, en el presente estudio se tomaron ventanas de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

Las profundidades se obtienen mediante un ajuste por mínimos cuadrados a los puntos del espectro de potencia que quedan entre cada intervalo de frecuencias, calculando la pendiente de dicho ajuste lineal y transformándolo en profundidad (Figura 3.5)

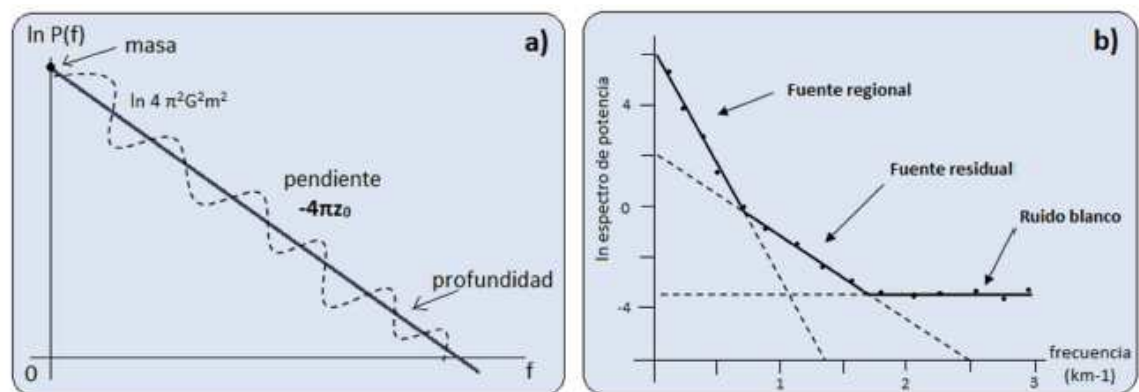


Figura 3.5. a) Representación gráfica del logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia. b) Representación ideal del espectro de potencia frente a la frecuencia. Modificado de Sánchez (2003).

Para la obtención de resultados óptimos a partir de la aplicación de esta herramienta, se recomienda una distribución espacial uniforme de los datos, provincias de geología uniforme y un área de estudio lo suficientemente extensa como para resolver

longitudes de onda larga. Para el caso de datos gravimétricos/magnéticos, es necesario que la longitud del mapa sea al menos seis veces superior a la profundidad de la fuente regional que se desee estudiar, para que el error en la determinación de dicha profundidad sea menor al 10% (Regan y Hinze, 1976; Sánchez, 2003)

3.2.1.1 Derivadas direccionales

En el presente trabajo se utilizó el software Oasis Montaj 6.2.4 en la aplicación de este método, para el cual se realizó la representación del gradiente de la anomalía gravimétrica por cada punto de medición de la misma. Posteriormente se procedió a la representación cartográfica de las derivadas direccionales en los tres ejes preferenciales X, Y y Z permitiendo resaltar los gradientes producidos por contrastes de densidad cuyas orientaciones se alinean con alguno de los ejes antes mencionados y poder darle así un contexto geológico o tectónico a la anomalía observada.

3.2.1.2 Modelado gravimétrico / magnético de los perfiles sísmicos

El siguiente paso en el proceso de interpretación consistió en el análisis cuantitativo de las anomalías a partir de la modelización. Para ello, se partió de un modelo inicial en el que se incorpora toda la información disponible: batimétrica, geológica, sísmica, gravimétrica, magnética, así como también la profundidad de las superficies que presentan un contraste de densidad y/o susceptibilidad, que se modifica en iteraciones sucesivas hasta que la respuesta del modelo calculado ajuste con los datos observados. El programa usado para la generación de los modelos fue el GM-SYS v.6.4 (Geosoft), que permite la interpretación simultánea de los datos gravimétricos y magnéticos en 2D. Con una distribución equiespaciada de datos gravimétricos y magnéticos en la plataforma centro norte costera, se trazaron 2 perfiles en dirección N-S y E-W (Figura 4.41). La etapa de modelado fue realizada en dos fases permitiendo describir el proceso de generación de los perfiles finales paso a paso. Los datos gravimétricos considerados para el modelado corresponden a la anomalía de Bouguer. El objetivo principal es el de discernir en el mapa de anomalías la presencia de cuerpos anómalos por debajo del fondo oceánico o variaciones en el espesor

cortical. Ya que las anomalías de aire libre están fuertemente condicionadas por las variaciones de espesor de la lámina de agua, y la batimetría enmascara la señal de fuentes más profundas, aunado a la influencia de los desniveles topográficos presentes en el área de estudio (islas) lo que implica la falta de corrección topográfica, se decidió modelar la anomalía de Bouguer.

El procedimiento consiste en sustituir ese volumen de agua por otro de densidad $2,67 \text{ gr/cm}^3$, dicho de otro modo, se está añadiendo el efecto de la cantidad de masa (= volumen x densidad) que se necesitaría para que el agua tuviera una densidad de $2,67 \text{ gr/cm}^3$. Como el efecto del agua ($1,03 \text{ gr/cm}^3$) ya está implícito en la anomalía de aire libre, al sumarle esa corrección se obtiene el efecto del agua con densidad $2,67 \text{ gr/cm}^3$, que es el valor de densidad considerado en el modelo. La profundidad y geometría fue determinada mediante perfiles este-oeste y norte-sur en el área de estudio (Figura 4.41) realizados a partir de la deconvolución de Euler de los datos gravimétricos para un índice estructural igual a 0 ya que se asumen cuerpos en forma de contacto de falla (Orihuela y García, 2011). El método de deconvolución de Euler 3D se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler, y se usa para encontrar la posición y profundidad del cuerpo que produce la anomalía.

3.3. Datos magnéticos

Los datos disponibles derivan del modelo combinado EMAG2 que integra datos satelitales con adquisiciones aéreas y marinas, compilados por Maus *et al.* (2009). La resolución de este modelo es de 2 arco-minutos y fue reducido a 4.000 m por encima del geoide. La base de datos magnéticos abarca toda Venezuela, delimitada por las siguientes coordenadas geográficas: -75° a 0° de longitud oeste y 0° a 13° de latitud norte. García (2009) generó los datos de anomalías de campo magnético total para un total de 189.782 estaciones de medición. Se realizó una selección de datos de anomalías de campo magnético total, que comprende la plataforma centro norte costera de Venezuela, correspondiente a 8.266 estaciones de medición (Figura 4.33).

3.3.1 Separación regional-residual

El *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) es un modelo matemático del campo magnético primario de la tierra y su variación anual (variación secular). En la superficie terrestre con Fuentes internas terrestres el IGRF es el gradiente negativo de un escalar potencial el cual puede ser representado por una serie truncada como:

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) P_n^m(\theta)$$

Donde r , es la distancia del centro de la tierra al punto, θ es la colatitud (ángulo polar), λ es la longitud y t es el tiempo, en la cual varían los coeficientes g_n , los cuales se computan por la *International Asociación of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA). En la generación del IGRF participan distintos satélites, observatorios y centros mundiales de datos. La anomalía magnética es la resta de la intensidad magnética total y el IGRF. Adicionalmente a los datos magnéticos se les aplicó un filtrado de datos similar a los datos gravimétricos que incluyen filtros gaussianos derivados del análisis espectral y filtros polinómicos.

3.3.2 Profundidad del punto de Curie

Mediante análisis espectral es posible estimar la profundidad a la temperatura de Curie desde las anomalías magnéticas (Tanaka *et al.*, 1999). Es importante señalar que la variación de la profundidad al punto de Curie es un indicador de la distorsión de la estructura térmica litosférica (Ruiz e Introcaso, 2001). Es ampliamente conocido que la base de las fuentes magnéticas en la corteza terrestre está determinada por la isoterma de Curie cuyo valor medio está en el orden de los 600°C. Debido a que las anomalías magnéticas contienen información de la localización y características de los cuerpos magnéticos, pueden ser usadas para determinar la profundidad de Curie (PC) para un área lo suficientemente grande como para contener la componente de la longitud de onda de la fuente magnética más profunda (Lowes, 2007). El espectro de

poder promedio (EPP) permite estimar la profundidad de la fuente representada por paralelepípedos rectangulares independientes. Se calcula primero la anomalía magnética como la resta de la intensidad magnética total menos el IGRF. La metodología requiere diferentes grids magnéticos para estimar las variaciones laterales de la profundidad de Curie, estas ventanas corresponden a las diferentes provincias magnéticas. Se calculó la máxima PC de la región (aprox. 16 km) ya que el área debe ser entre 4 y 6 veces la fuente magnética (Dimitriadis *et al.*, 1987) se tomaron ventanas de 5177 km², secuencialmente, el EPP para cada grid fue computado y la PC fue estimada de la máxima pendiente de espectro, la relación entre la pendiente y la profundidad es: $p = -m/4\pi$. Se calcularon 64 ventanas equidimensionales en el mapa y superpuestas 10 km entre sí con un error entre 0.1 y 1.3 km relacionado con el ajuste de la pendiente.

3.3.3 Análisis estadístico

La Geoestadística estudia las variables distribuidas espacialmente, partiendo de una muestra representativa del fenómeno en estudio, utilizando como elemento fundamental el análisis de la distribución espacial de la información disponible. Se pretende entonces, minimizar la varianza del error de estimación, obteniéndose el mejor estimador lineal insesgado. Tanto para los datos magnéticos como gravimétricos se construyó el histograma de frecuencias (en el eje vertical se representan las frecuencias, y en el eje horizontal los valores de las variables, normalmente señalando las marcas de clase; permitiendo tener una idea gráfica de cómo se distribuyen los datos) y el diagrama de caja (representación gráfica de la distribución de un total de datos, donde es posible reconocer los siguientes elementos: el mínimo, el cuartil menor o primer cuartil (corta por debajo del 25% de los datos),

la mediana, el cuartil superior o tercer cuartil y el máximo u observación más grande en magnitud) a fin relacionar comportamientos estadísticos con la ubicación geográfica de las anomalías gravimétricas y magnéticas.

CAPÍTULO IV

Resultados y análisis

4.1 Interpretación Sísmica

En la Figura 4.1 se muestra la carga de datos en el *software* Petrel a manera de ilustrar su ubicación relativa.

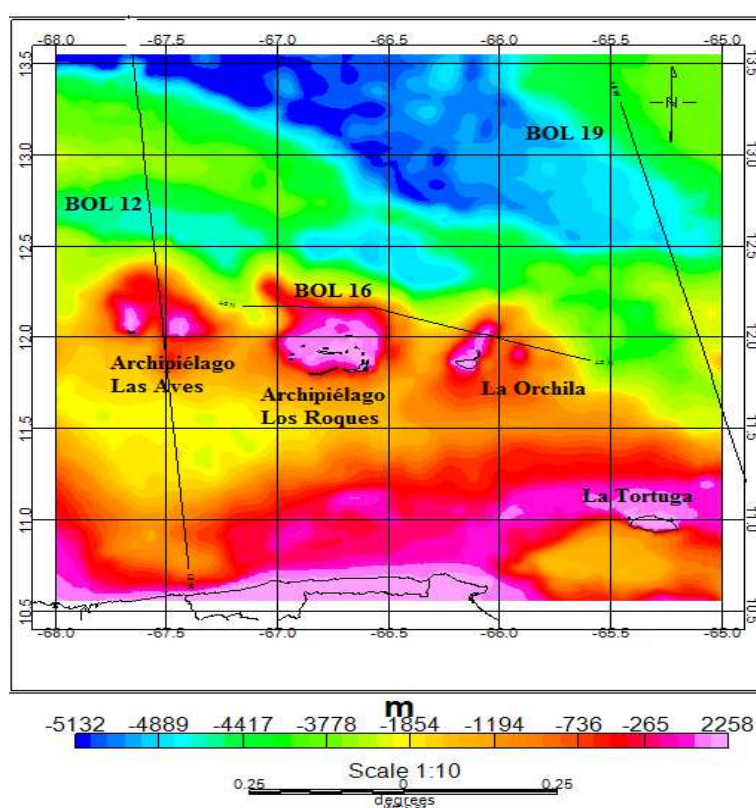


Figura 4.1. Ubicación de líneas sísmicas

En la fase de procesamiento se trató de desarrollar un flujo de procesamiento único para todos los perfiles BOLIVAR (Gorney et. al., 2007), mostrado en la tabla 4.1. Los datos utilizados en el presente trabajo se recibieron procesados, apilados y migrados en tiempo. Sin embargo, Magnani *et. al* 2009 realizan algunas acotaciones en cuanto a la etapa de procesamiento de las líneas BOLIVAR. Los datos fueron agrupados por *commonmidpoint* (CMP), con bins de 6.25 m, resultando en una cobertura de 60, se

removieron las trazas ruidosas y se aplicó una ganancia con un factor t^2 a fin de compensar las pérdidas por arreglo geométrico. Se aplicó deconvolución predictiva para atenuar el ruido coherente (múltiples de bajo período), ya que mucho del ruido coherente observado a lo largo del perfil consistía en múltiples de ondas reflejadas en el fondo marino, se aplicaron distintos métodos (filtros F-K, Transformada de Radon, etc) a fin de atenuar las reverberaciones. En las Antillas de Sotavento este método no fue totalmente efectivo, así como tampoco en el CDCS. Se aplicaron dos modelos de análisis de velocidad para proceder con el NMO y el apilamiento. La sección apilada fue migrada en el dominio del tiempo utilizando el algoritmo de Kirchhoff usando una velocidad única de 1500 m/s sobre el fondo marino y un gradiente constante bajo el mismo. La sección migrada en tiempo es de mayor utilidad en la interpretación de horizontes sedimentarios, ya que preserva los detalles de los mismos, Magnani (2009) resalta que la migración en profundidad de las líneas BOLIVAR no es tomada en cuenta ya que sobremigra los datos de reflexión. La Tabla 4.1 indica la secuencia de procesamiento de las líneas BOLIVAR.

Tabla 4.1. Secuencia de procesamiento de líneas BOLIVAR (tomado de Magnani, 2009)

Paso	Descripción
1	Pasar datos a formato SEG Y
2	Colocar geometría a los datos
3	Edición de trazas
4	Filtros Pasabanda (6-8-80-100 Hz)
5	Ganancia
6	Deconvolución
7	Dominio de CDP

8	Análisis de velocidad preliminar
9	Supresión de múltiples (corrección NMO)
10	Análisis de velocidad
11	Mute
12	Apilamiento
13	Filtro variante en el tiempo
14	Migración en tiempo (Kirchhoff)

4.1.1 Sección sísmica BOL12

Como complemento del estudio realizado se tomó información de modelos corticales previos elaborados para la zona de estudio por Guédez (2003) y Vieira (2005) (Figuras 4.2 y 4.3 respectivamente). También se hizo uso de un perfil de velocidades preliminar correspondiente a los 67.5°O, realizado como parte de las actividades del proyecto BOLIVAR, (cortesía de Zelt, 2005) (Figura 4.4)

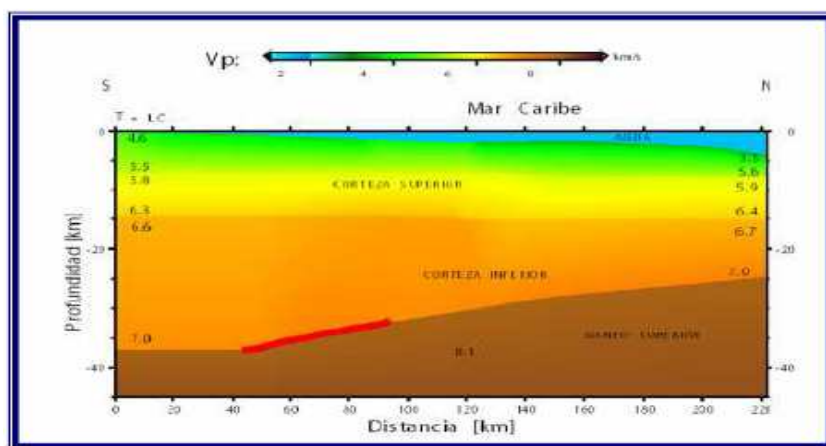


Figura 4.2 Modelo de velocidades obtenido por Guédez (2003).

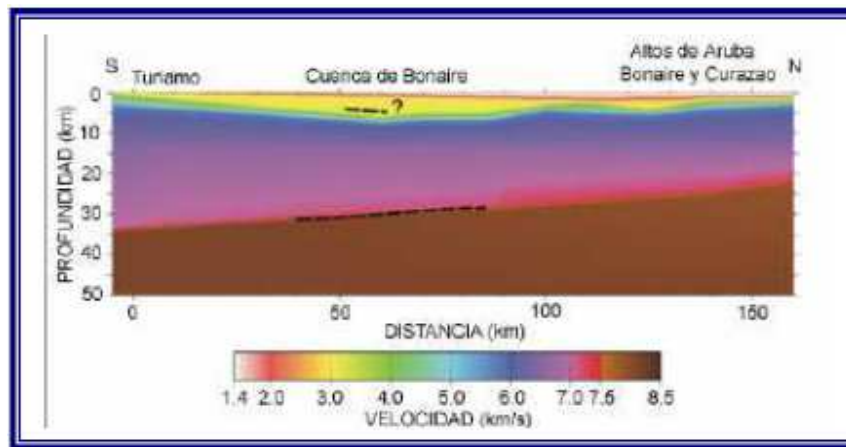


Figura 4.3 Modelo de Velocidades obtenido por Vieira (2005).

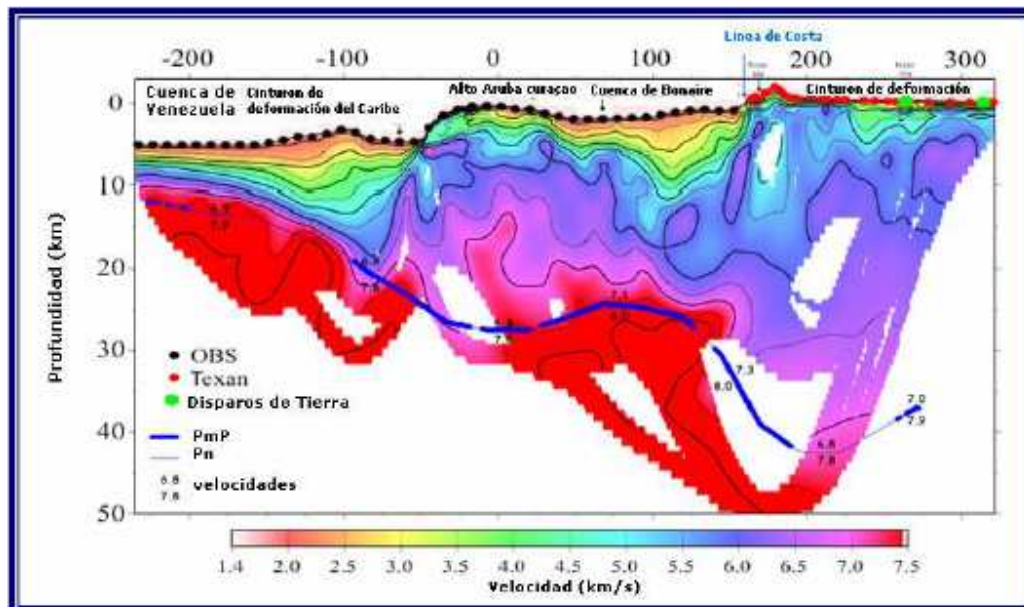


Figura 4.4 Modelo de velocidades sísmicas preliminar realizado sobre el perfil 67.5°O. El 0 indica latitud 12°N (Tomado de Zelt, 2005).

El modelo que se propone a partir de la integración de los modelos previos y la interpretación de la línea sísmica consta de 7 capas. La edad de cada estrato y su composición fue determinada por Ysaccis (1997), quien definió en costa afuera de Venezuela, una zona comprendida entre los 67°O-64°O y entre los 10°N-13°N como el área de Cariaco y describió su evolución Terciaria, haciendo un análisis de su

estratigrafía, tomando como base estudios de pozo y su integración a perfiles sísmicos, así como la historia tectónica y depositacional del área.

Las islas Aruba, Bonaire y Curazao muestran un gradiente abrupto de velocidades en los primeros 8 km variando de 2.5 km/s a 6 km/s y luego un incremento gradual a 7 y 7.2 km/s en la base de la corteza a 27 km, esta configuración es similar en la prolongación este de estas islas, hacia el alto de La Blanquilla y las Antillas de Sotavento. La cuenca de Bonaire tiene aproximadamente 100 km de ancho y 200 km de largo. Esta cuenca se abrió en el Paleógeno con fallas normales que cortan el Cretácico Tardío, basamento y corteza. Los sedimentos marino profundos del Eoceno-Oligoceno incrementan su espesor hacia el sur y los sedimentos del Mioceno Medio están subyacentes a una inconformidad regional que se correlaciona con una inversión de la cuenca de Falcón (Audemard, 2001, 1993; Gorney et. al., 2007). La cuenca es atravesada por un sistema de fallas normales con rumbo E-W. El perfil sísmico BOL 12 muestra fallas normales entre 30 y 70 km al norte del sistema de fallas dextrales de San Sebastián. La primera capa es la correspondiente al agua, cuya profundidad está controlada por la batimetría simplificada de Smith y Sandwell (1997) y la velocidad de la columna de agua es de 1,5 km/s, la cual concuerda con los estudios realizados anteriormente (Guédez, 2003; Ávila, 2005; Vieira, 2005; Arogunmati *et al.*, 2006). La segunda capa representa a los sedimentos no consolidados de edad Mioceno, cuyas velocidades se encuentran en el rango de 2.3 a 2.9 km/s. En esta capa se observa un espesor máximo de los sedimentos en la cuenca de Venezuela, justo por debajo del Cinturón de Deformación del Caribe con aproximadamente 6 km, lo cual parece dar la ilusión de una fosa en esa zona, el cual finaliza en el Alto de Aruba-Curazao al sur y se vuelve más somera hacia el norte. Hacia el sur el máximo espesor de sedimentos se encuentra en la cuenca de Bonaire con 5km, haciéndose menos espeso hacia el continente y hacia el norte en el Alto de Aruba-Curazao, mientras que en el resto del modelo la capa mantiene un espesor aproximadamente constante entre 2 km y 3 km. La tercera capa representa sedimentos consolidados de edad Oligoceno-Eoceno Tardío, con velocidades entre 3,1 km/s y 4,8 km/s (Figura 4.5). Los espesores de esta capa se comportan de modo muy similar a la

capa suprayacente, siendo estos de 4 km en la cuenca de Venezuela y 3 km en la cuenca de Bonaire, y manteniéndose aproximadamente constante en el resto de la capa en 2 km (Figuras 4.6 y 4.7). La cuarta capa representa sedimentos aún más consolidados de edad Eoceno-Cretácico Superior, con velocidades comprendidas entre 4.3 y 6.1 km/s. Esta presenta su menor espesor al norte en donde es de 3 km y se va haciendo más espeso hacia al sur con 8 km. La quinta capa corresponde a la corteza superior de edad Cretácico, la cual es aproximadamente constante a lo largo del perfil, con un espesor de casi 10 km y sus velocidades se encuentran dentro del rango de 6,15 km/s a 7,10 km/s y en la parte oceánica entre 6,6 km/s y 6,8 km/s. En esta capa se evidencia el cambio de corteza continental al sur del perfil, pasando por una corteza de transición debajo del arco de islas, a corteza oceánica hacia el norte. El tope de la sexta capa es considerado como la discontinuidad de Conrad, definida por las reflexiones intracorticales al sur del perfil debajo de la cuenca de Bonaire, lo que convierte a la sexta capa en la corteza inferior, con velocidades entre 7,1 km/s y 7,5 km/s y su espesor varía de 12 km en el sur y va disminuyendo hacia el norte con un espesor mínimo de 2 km, ya en este punto pasa a ser corteza oceánica (Figura 4.6).

La siguiente capa representa al manto al cual se le atribuye una velocidad de 8,1 km/s. Esta discontinuidad es más somera en el norte bajo la cuenca de Venezuela encontrándose a 23 km de profundidad, mientras que en el sur es más profunda (31 km a 36 km). Hay zonas dentro del modelo (principalmente hacia el norte entre -100 km y -50 km) en donde el ajuste entre las fases sísmicas observadas y las calculadas no es bueno, esto se debe a que este modelo es una versión simplificada al modelo tectónico del área y posiblemente a la geometría de adquisición. Al norte del modelo se encuentran presentes algunas estructuras importantes como: la loza de subducción del Caribe bajo Suramérica, el prisma de acreción del Caribe, el Cinturón de Deformación del Caribe, y el Arco de Islas; sin embargo, con los datos sísmicos disponibles no es posible la identificación de ninguna de estas estructuras, pero se observan variaciones laterales de velocidad, que son resultado de la presencia de las mismas. Estudios previos sobre la distribución de las estructuras del manto superior a lo largo del límite sur del Caribe (Van der Hilst y Mann, 1994; Ysaccis, 1997; Bezada

2005) indican que la Placa Caribe subduce bajo la Placa de Suramérica (polaridad de la subducción hacia el Sur). Otros estudios batimétricos indican que el Cinturón de Deformación sur del Caribe es el límite principal entre las Placas Caribe y Suramérica, y que la losa de subducción que se encuentra debajo de la placa suramericana consiste de una corteza oceánica de edad Cretácico Tardío, una corteza oceánica Jurásica y el arco de Islas de Panamá (Van der Hilst y Mann, 1994; Arogunmati, 2006). En la Tabla 4.2 se muestra de manera simplificada los resultados obtenidos para este modelo.

Tabla 4.2 Composición del modelo BOL12. (Tomado de Masy, 2007)

Capa	Vp promedio (km/s)	Espesor (km)	Edad	Material que la conforma
1	1.5	Batimetría		Agua
2	2.3-2.9	2-6	Mioceno	Sedimentos consolidados
3	3.1-4.8	2-4	Oligoceno-Eoceno	Sedimentos consolidados
4	4.3-6.1	3-8	Eoceno-Cretácico sup.	Sedimentos más consolidados
5	6.15-7.10 Cont 6.6-6.8 Ocea	10	Cretácico	Corteza superior
6	7.1-7.15	2-12		Corteza inferior
7	8.1			Manto

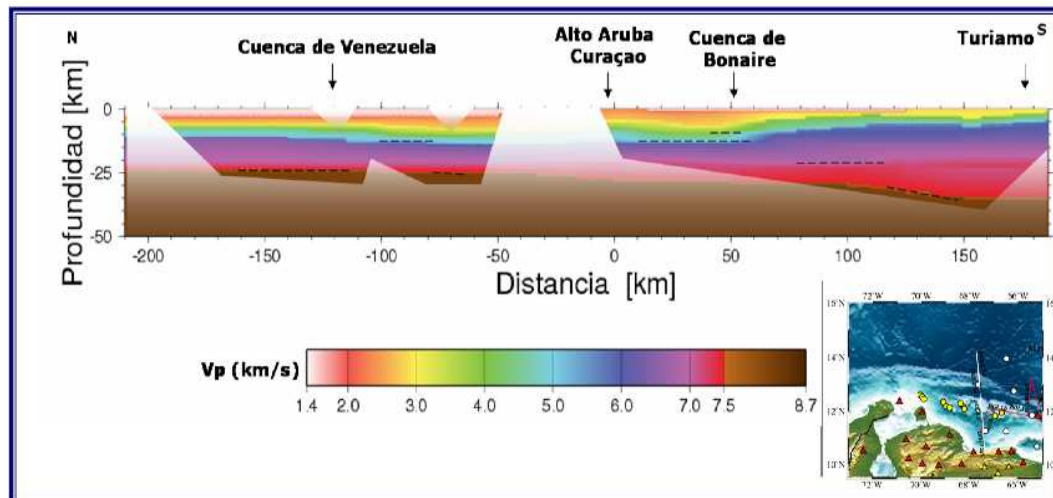


Figura 4.5 Modelo de Velocidad línea BOL12, realizado a partir del trazado de Rayos, línea blanca en el mapa indica posición relativa del modelo. Líneas segmentadas indican zonas del modelo controladas por sísmica. La zona coloreada indica la parte de modelo con cobertura de rayos. (Tomado de Masy, 2007)

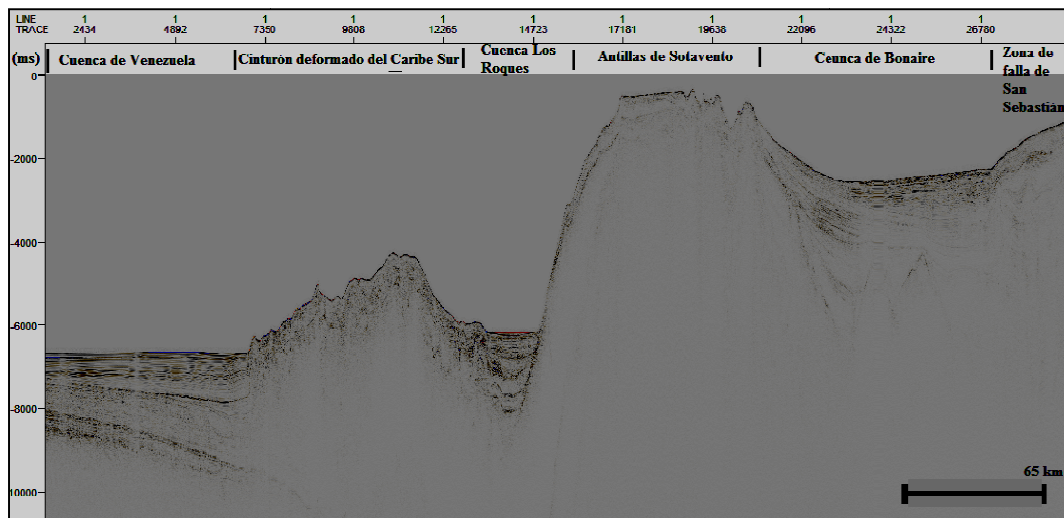


Figura 4.6 Sección sísmica BOL 12 sin interpretar

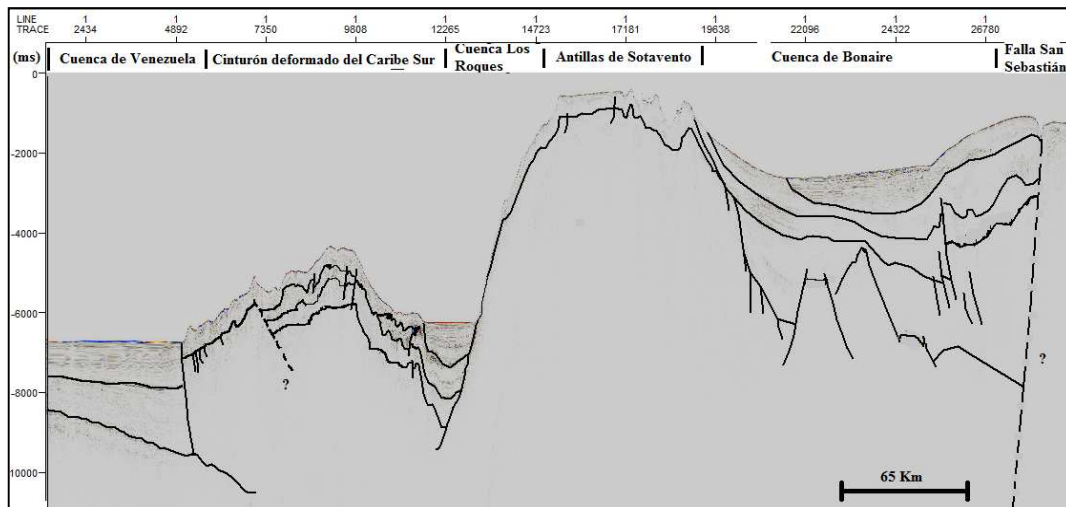


Figura 4.7. Sección sísmica BOL 12 interpretada

4.1.2 Sección sísmica BOL16

Este modelo (Figuras 4.8 y 4.9) tiene una dirección E-O, y una longitud aproximada de 200 km. A falta de modelos previos en esta dirección y asumiendo que los cambios más grandes se dan en dirección norte-sur, el modelo inicial se construyó tomando como base a la batimetría de la zona, tomada de Smith y Sandwell (1997). El modelo resultante de integrar los datos previos y la interpretación de la línea sísmica consta de 6 capas, para definir la edad de cada capa y su estratigrafía se tomó como base la información aportada por Ysaccsis (1997) (Tabla 4.3). La primera corresponde a la columna de agua, la profundidad está controlada con los datos batimétricos de Smith y Sandwell (1997), y la velocidad es de 1,5 km/s, la cual es concordante con estudios previos realizados (Guédez, 2003; Bezada, 2005; Ávila, 2005; Vieira, 2005; Yáñez, 2005; Arogunmati *et al.*, 2006). La segunda capa se compone de sedimentos poco consolidados de edad Mioceno, con velocidades de 2,3 km/s a 3,6 km/s y un espesor promedio de 3 km a 4 km. La tercera capa representa a los sedimentos consolidados de edad Oligoceno-Eoceno Tardío y sus velocidades comprenden un rango de 3.1 km/s a 6 km/s y su espesor es de 3 km a 4 km aproximadamente (Guédez, 2003; Bezada, 2005; Ávila, 2005; Vieira, 2005; Yáñez,

2005; Arogunmati *et al.*, 2006). La cuarta capa corresponde a sedimentos más consolidados de Edad Eoceno con velocidades entre 4,5 km/s y 6,4 km/s y un espesor que varía de sur a norte de 4 km a 9 km. Otro punto importante es que las velocidades sísmicas dentro de las capas aumentan en dirección este (Figura 4.10).

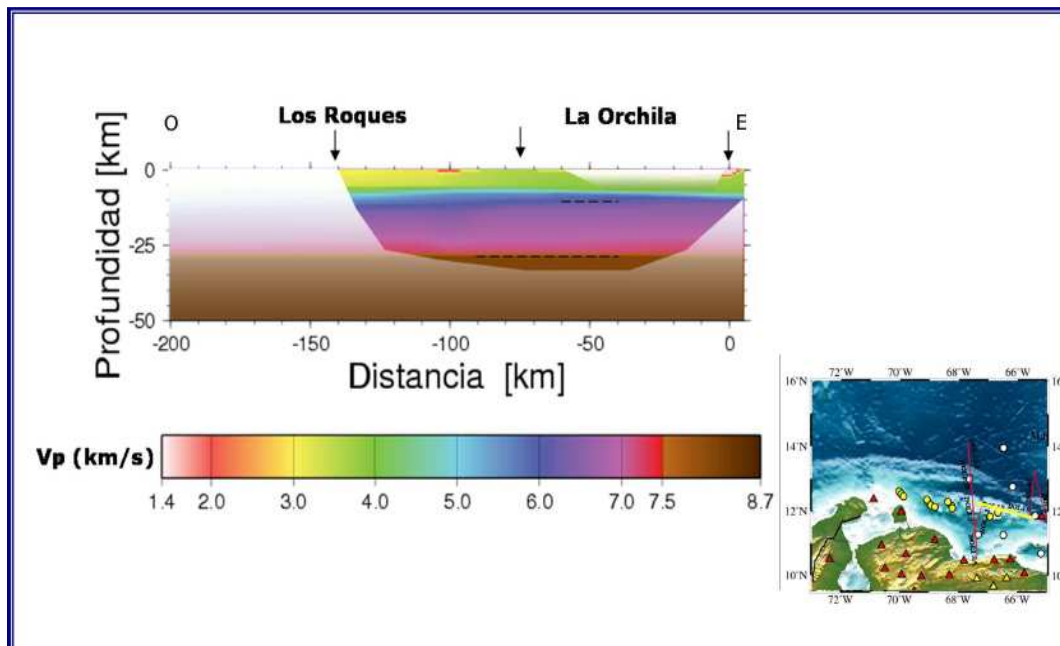


Figura 4.8 Modelo de Velocidad línea BOL16 realizado a partir del trazado de Rayos, línea amarilla en el mapa indica posición relativa del modelo. Líneas segmentadas indican zonas del modelo controladas por sismica. La zona coloreada indica la parte de modelo con cobertura de rayos. (Tomado de Masy, 2007)

La quinta capa corresponde a la corteza de Edad Cretácico, con velocidades entre 6,5 km/s y 7,30 km/s, con espesor de aproximadamente 15 km al este y disminuye hacia el oeste hasta 13 km. La siguiente capa representa al manto litosférico al cual se le atribuye una velocidad de 8,1 km/s. La interfase entre el tope de esta capa es la discontinuidad de Moho, ésta se mantiene aproximadamente constante a los 28 km de profundidad, este resultado difiere del obtenido por Bosh y Rodríguez (1992) por medio del modelado gravimétrico, en el cual obtiene profundidades de Moho se encuentra entre 22 km y 25 km debajo del arco de islas. Por otro lado es coherente con el resultado obtenido en el modelo de tomografía preliminar realizado por Zelt en

2005 cuya profundidad de Moho es 28 km aproximadamente por debajo del Alto de Aruba y Curacao. Este modelo se encuentra sobre el arco de islas, el cual se encuentra isostáticamente compensado, ya que al ser un arco de islas extinto, ha tenido un tiempo lo suficientemente largo (5Ma a 10Ma) para que los procesos de erosión después de su emplazamiento en su posición actual hayan actuado, trayendo como resultado la desaparición de las raíces corticales correspondientes a cada una de las islas. Del modelo de velocidad tomado como referencia (Figura 4.8) se observa que las velocidades por debajo del arco de islas son mayores que en los alrededores, esto es consecuencia de la diferencia en la composición de las capas. A menor profundidad las rocas sedimentarias se encuentran principalmente en la cuenca de Venezuela y en el Prisma de Acreción del Caribe, mientras que a mayores profundidades las rocas son máficas. (Arogunmati, 2006) Se observa en este modelo un patrón de capas prácticamente horizontales sin mucha variación a lo largo de todo el perfil. Sin embargo, este modelo parece indicar un cambio de corteza continental a corteza oceánica, límite que no está claro hacia el oeste después del Alto de Aves. En general, las velocidades presentes en los estratos debajo del arco de islas son similares a aquellas de una corteza continental promedio lo que podría soportar la hipótesis que apoya al crecimiento continental por medio de la acreción al arco de islas. (Arogunmati, 2006). En la Tabla 4.3 se presentan de modo resumido los resultados obtenidos de la integración de trabajos previos con la interpretación realizada.

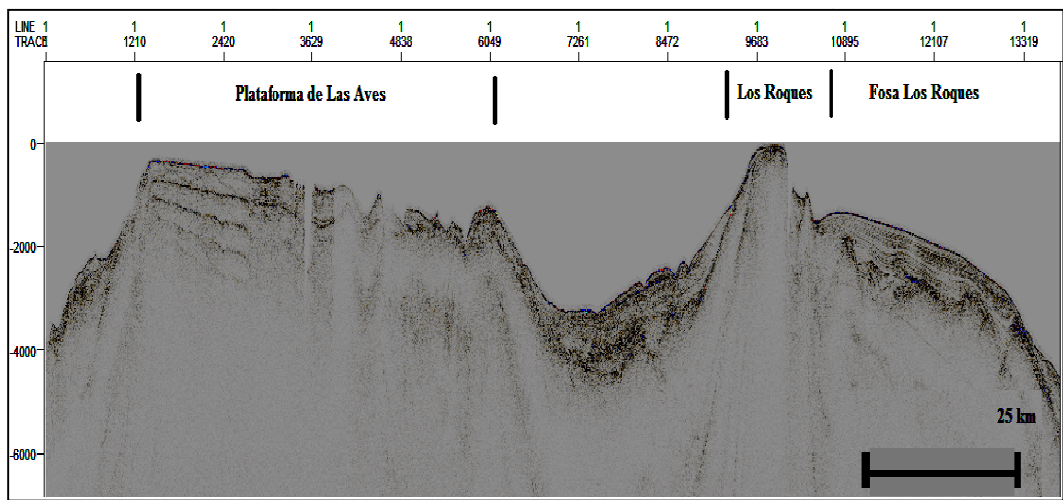


Figura 4.9 Sección sísmica BOL 16 sin interpretar

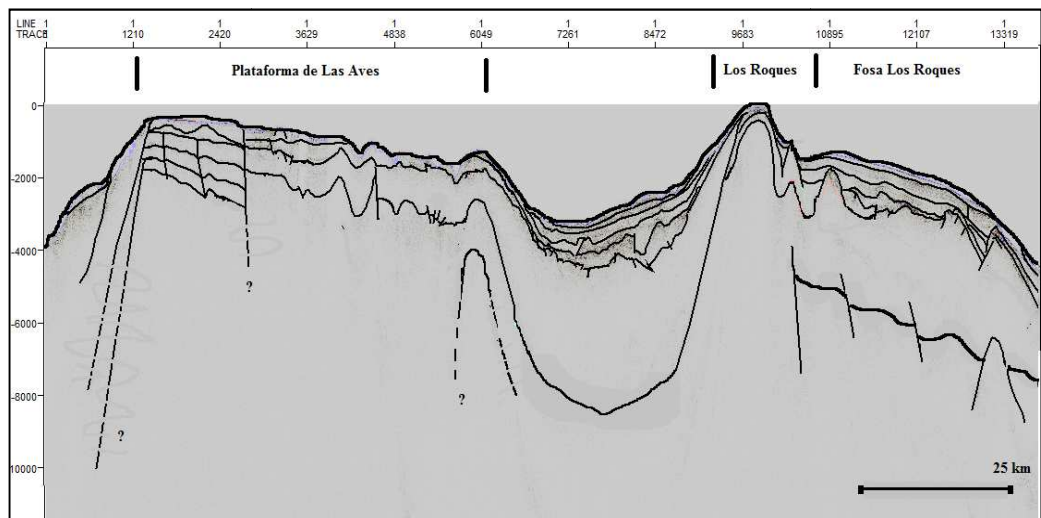


Figura 4.10. Sección sísmica BOL 16 interpretada

Tabla 4.3 Composición del modelo BOL16 (Tomado de Masy, 2007).

Capa	Vp promedio (km/s)	Espesor (km)	Edad	Material que la conforma
1	1.5	Batimetría		Agua
2	2.3-3.6	3-4	Mioceno	Sedimentos
3	3.1-6	3-4	Oligoceno-Eoceno	Sedimentos consolidados
4	4.5-6.4	4-9	Eoceno	Sedimentos más consolidados
5	6.5-7.3	13-15	Cretácico	Corteza
6	8.1			Manto

4.1.3 MODELO BOL 19

El modelo (Figuras 4.11 y 4.12) que se propone consta de 6 capas y es el resultado de integrar datos previos y la interpretación de la línea sísmica para los horizontes más someros, la edad de cada una de ellas y su estratigrafía fue determinada por Ysaccsis (1997) (Tabla 4.4).

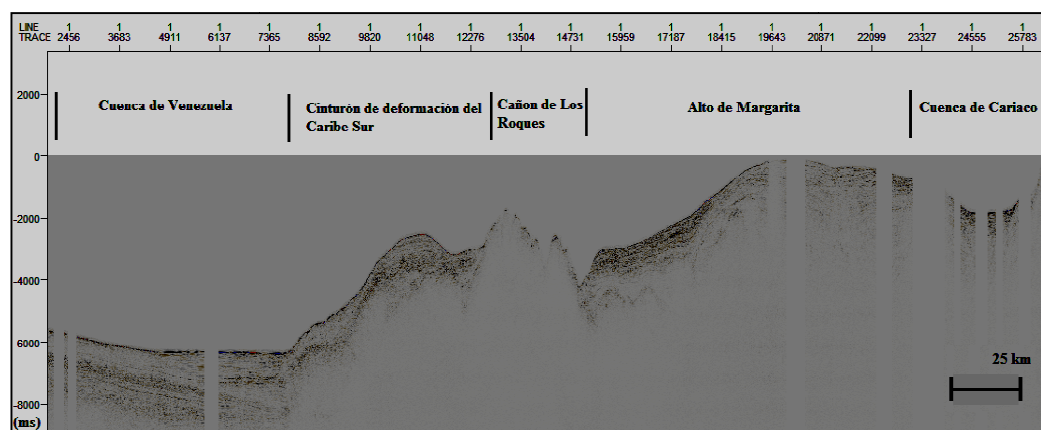


Figura 4.11 Sección sísmica BOL19 sin interpretar.

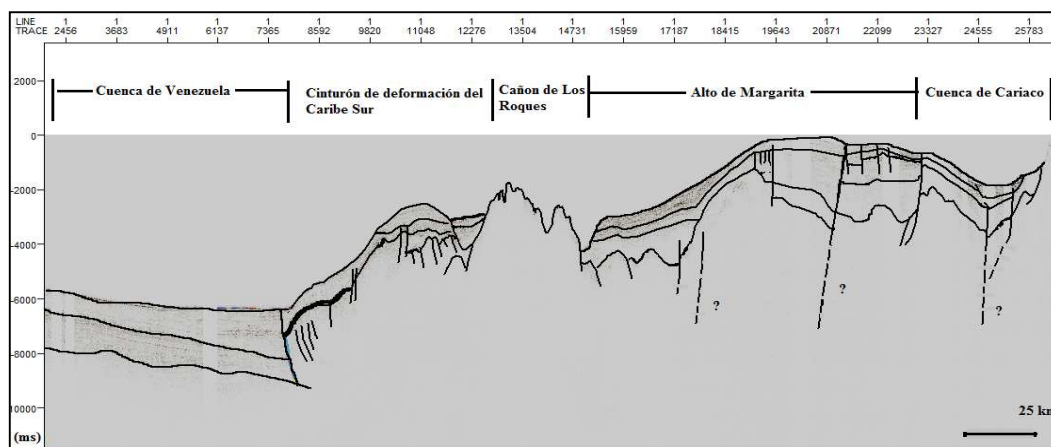


Figura 4.12. Sección sísmica BOL19 interpretada.

La primera corresponde a la columna de agua, la profundidad está controlada con los datos batimétricos de Smith y Sandwell (1997), y la velocidad es de 1,5km/s, concordante con estudios realizados anteriormente (Guédez, 2003; Bezada, 2005; Ávila, 2005; Vieira, 2005; Yáñez, 2005; Arogunmati *et al.*, 2006) (Figura 4.13). La segunda capa se compone de sedimentos poco consolidados de edad Mioceno, con velocidades de 3,3 km/s a 4 km/s y un espesor de 4 km al norte y a 5 km. Estos sedimentos se presumen son de naturaleza calcárea. La tercera capa representa los sedimentos más consolidados (posiblemente correspondientes a corteza continental) de edad Oligoceno-Eoceno Tardío. Sus velocidades comprenden un rango de 4.3 km/s a 5,6 km/s y su espesor es de 3 km a 4 km aproximadamente. La cuarta capa es la corteza de edad Eoceno con velocidades entre 6,1 km/s y 6,4 km/s y un espesor que varía de sur a norte de 3 km a 6 km. La quinta capa corresponde a la corteza inferior, cuyo tope es de edad Cretácico con velocidades entre 6,5 km/s y 7,5 km/s, con espesor de aproximadamente 23 km al sur y disminuye hacia el norte hasta 10km. La siguiente capa representa al manto al cual se le atribuye una velocidad de 8,1 km/s. La interfase entre el tope de esta capa es la discontinuidad de Moho, esta se mantiene más o menos constante a los 28 km de profundidad; sin embargo, el modelo concluye con una profundidad de Moho a 26 km al norte. Este modelo no muestra estructuras tectónicas importantes, más que la profundización de la cuenca de Venezuela, la

somerización de la discontinuidad de Moho y el engrosamiento de las capas sedimentarias hacia el norte, lo cual es producto de la erosión de los Arcos de Islas que lo rodean (Figura 4.13). En la Tabla 4.4 se presentan de modo resumido los resultados obtenidos para este modelo.

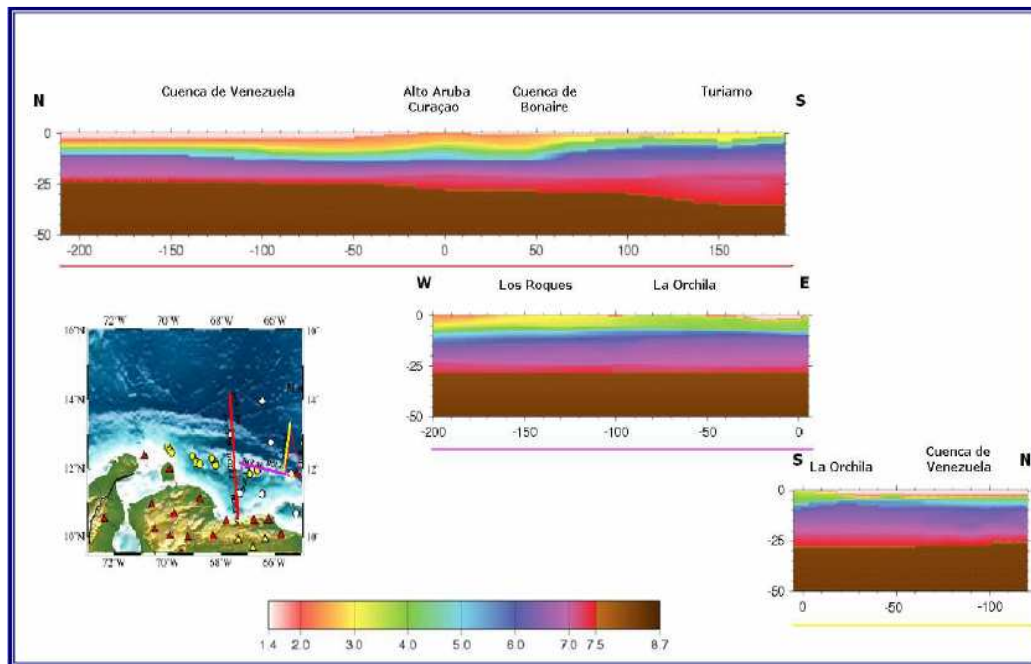


Figura 4.13 Modelo de Velocidad de líneas BOLIVAR realizado a partir del trazado de Rayos. (Tomado de Masy, 2007)

Tabla 4.4 Composición del modelo BOL 19 (Tomado de Masy, 2007).

Capa	Vp promedio (km/s)	Espesor (km)	Edad	Material que la conforma
1	1.5	Batimetría		Aqua
2	3.3-4	4-5	Mioceno	Sedimentos
3	4.3-5.6	3-4	Oligoceno-Eoceno	Sedimentos consolidados
4	6.1-6.4	3-6	Eoceno	Corteza superior
5	6.5-7.5	10-23	Cretácico	Corteza inferior
6	8.1			Manto

4.1.2 Provincias tectónicas

A partir de la interpretación sísmica se han podido definir las características de las siguientes provincias tectónicas:

Fosa de Los Roques

La fosa de Los Roques está bien desarrollada como una cuenca de turbiditas y contiene más de 2.000 m de estratos de edad terciaria (Silver *et al.*, 1975; Case *et al.*, 1984). La fosa se observa de oeste a este en la línea BOL 16 y 19. Presenta una secuencia espesa de reflectores planos que se acúñan hacia el norte y hacia el sur contra el Cinturón Deformado del Sur del Caribe (CDSC) y las Antillas de Sotavento respectivamente. La fosa se observa bien definida en la porción norte de la línea BOL 19 y presenta una tendencia NO-SE.

Antillas de Sotavento

La transición entre la fosa de Los Roques y las islas de Sotavento es abrupta de norte a sur. En los perfiles sísmicos en dirección norte-sur BOL 12 y BOL 19 se observa a las islas representadas como una serie de bloques individuales levantados con tendencia NO-SE. La tendencia general de la geometría de la plataforma de las islas Bonaire, Las Aves y Los Roques es en sentido NO-SE, mientras que la tendencia de La Orchila es en sentido NE-SO. La isla de Bonaire se levanta prominentemente sobre el nivel del mar, mientras Las Aves, Los Roques y la Orchila tienen pocas áreas expuestas.

Cuenca de Bonaire

Se presenta como una cuenca prolongada que se extiende al sur de las islas de Sotavento, desde Curazao hasta La Orchila. El límite norte de la cuenca está caracterizado por el acúñamiento de los reflectores contra el basamento de las islas, lo que se observa bien definido en la línea BOL 12. El límite sur de la cuenca se caracteriza por la presencia de una zona de sedimentos deformados y numerosas fallas normales cortando los estratos sedimentarios.

4.1.3 Horizontes y unidades sísmicas

Se identificaron cuatro secuencias depositacionales limitadas por cuatro discordancias. Estos ciclos son: Eoceno Superior-Oligoceno Inferior; Oligoceno Superior-Mioceno Inferior; Mioceno Medio-Superior y Plioceno-Reciente, en concordancia con las secuencias y discordancias regionales identificadas en trabajos previos (Macellari, 1995; Gorney *et al.*, 2007) (Figura 4.14).

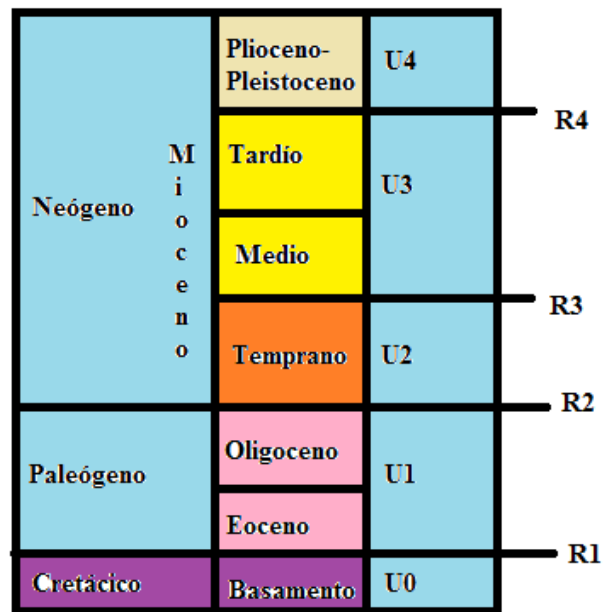


Figura 4.14. Reflectores y unidades identificadas en los perfiles sísmicos.

Unidad 0: Basamento acústico

Está limitado por un reflector regional identificado en la mayoría de los perfiles como el tope del basamento acústico. Hacia las Antillas de Sotavento y la cuenca de Bonaire el reflector se observa con claridad, mientras que hacia el sur de la cuenca de Bonaire pierde definición dificultando su identificación. En la línea BOL 12 se observa al sur de la cuenca de Bonaire un basamento mucho más somero.

Unidad 1: Eoceno Superior – Oligoceno

Esta unidad (U1) reposa sobre el basamento acústico, separadas por un reflector de carácter regional denominado R1. Los reflectores en esta unidad son mayoritariamente paralelos, de baja frecuencia y amplitud variable, llegan en *onlap* sobre el basamento y se caracterizan por fuertes inclinamientos e intenso fallamiento. Es la unidad sísmica de mayor espesor, tiende a profundizar hacia el suroeste y en la cuenca de Bonaire alcanza sus máximos espesores (3 s TWT, aproximadamente). Esta secuencia es correlacionable con depósitos de edad Eoceno-Oligoceno en la cuenca de Falcón a partir de registros de pozo (Wheeler, 1963; González de Juana, 1980; Gourney *et al.*, 2007), correspondiente a lutitas de ambientes marino profundos equivalente a la Formación Cerro Misión, depositados durante el desarrollo de la cuenca Falcón-Bonaire (Porrás, 2000). El contacto entre la unidad U1 y el Mioceno inferior se observa con claridad y forma una superficie de tipo erosional, denominada R2. Esta discordancia se aprecia como un reflector claro en la mayoría de los perfiles sísmicos, en especial en la zona que abarca el límite norte de la cuenca de Bonaire (Figura 4.15 a y b).

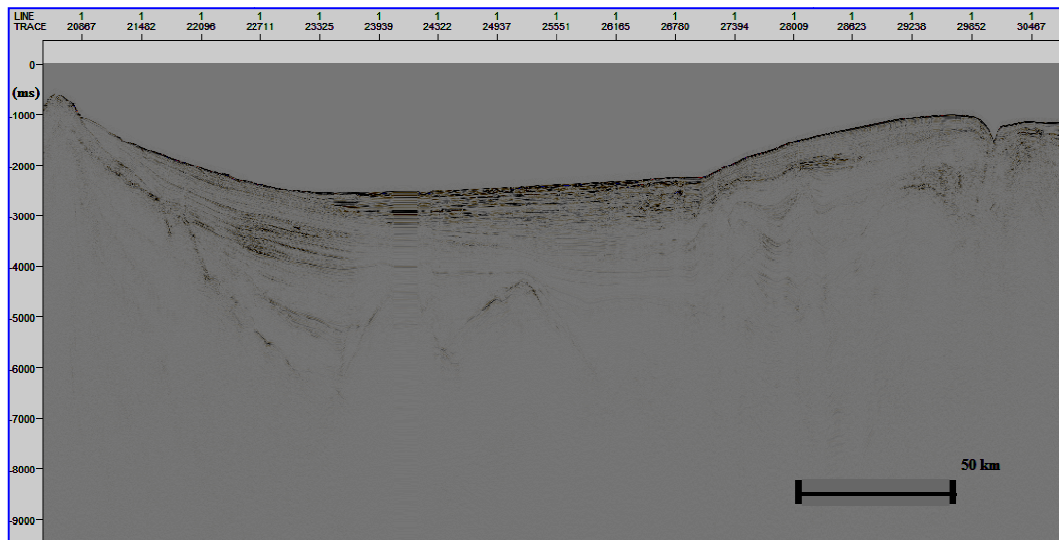


Figura 4.15a. Sección sísmica de la cuenca de Bonaire en donde se ejemplificaran las discordancias en la zona.

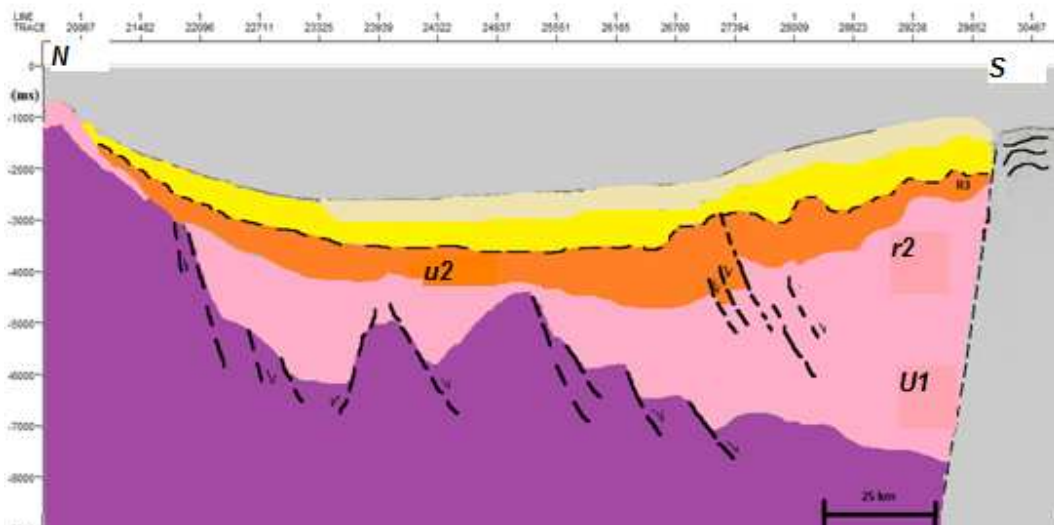


Figura 4.15b. Identificación de la discordancia denominada R3 que representa el límite entre las unidades U2 y U3 correspondiente los estratos Mioceno Inferior y Mioceno Medio-Superior, respectivamente. En la unidad U2 se identifica una intra secuencia separada por una discordancia correlacionable al este del área de estudio con datos sísmicos y de pozos según Escalona *et al* (2009).

Unidad 2: Mioceno Inferior – Mioceno Medio

El límite entre las unidades U1 y U2 está marcado por una discordancia representada por un fuerte reflector denominado R2. Esta discordancia es reconocida sólo en las zonas sometidas a mayor subsidencia de la plataforma continental. Los reflectores dentro de la unidad U2 son horizontales y paralelos en la zona correspondiente a la cuenca de Bonaire. Al sur de la cuenca los reflectores están plegados, denotando la característica mecánico-plástico de los sedimentos atribuibles a lutitas y arcillas depositadas en ambientes marino profundos sometidos a esfuerzos compresivos posteriores a la depositación y correspondientes a la fase de inversión de la cuenca, es decir, existe una exposición de la plataforma debido a la tectónica (Mioceno Medio).

Unidad 3: Mioceno Medio – Mioceno Superior

Los reflectores de esta unidad (U3) son paralelos y hacia el sur de la cuenca de Bonaire se presentan deformados, fallados y llegan en *onlap* sobre la superficie R3. La discordancia R3 marca el límite entre las unidades U2 y U3. Autores previos (Biju-Duval *et al.*, 1982, Gourney *et al.*, 2007) asocian esta discordancia con la discordancia del Mioceno Medio. La variación en las características sísmicas a lo

largo de las cuencas de Paraguaná, Curazao y Bonaire sugiere que la discordancia del Mioceno medio no es uniforme en todas ellas y el evento no afectó a toda la región simultáneamente (Gourney *et al.*, 2007). Audemard (2001) indica que la discordancia es más joven hacia el este, producto de un evento transgresivo entre la unidad 3 y 4.

Unidad 4: Mioceno Superior - Pleistoceno

La discordancia definida como R4, observable en todas las líneas sísmicas, separa las unidades U3 y U4. Esta discordancia se presenta como una superficie de erosión que trunca los sedimentos de la unidad U2. La unidad U4 se caracteriza por la presencia de reflectores horizontales y paralelos que llegan en onlap sobre la superficie R4. (Figura 4.16)

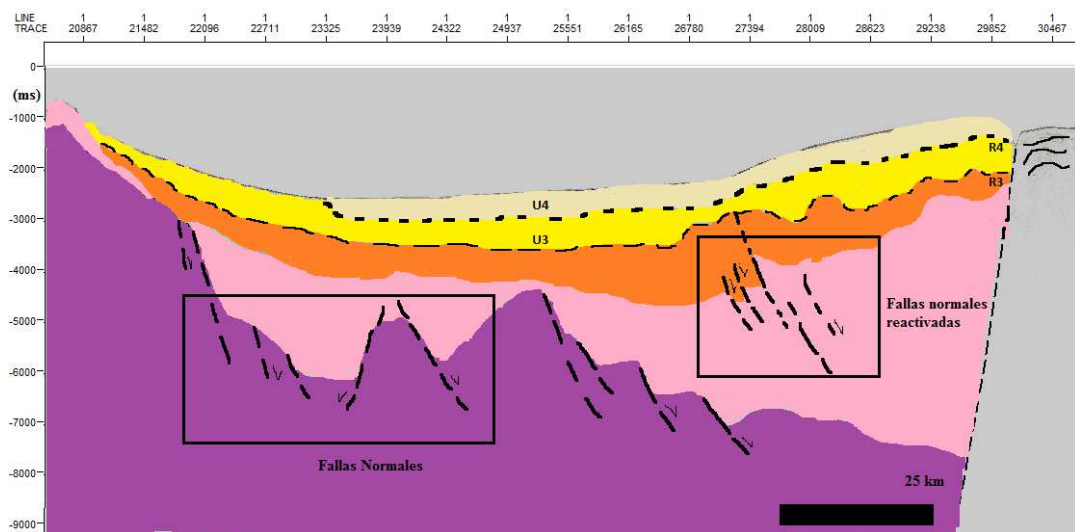


Figura 4.16. Identificación de la discordancia denominada R3y R4 que representa el límite entre las unidades U3 y U4se asocia a los estratos Mioceno Medio-Superior y Pleistoceno, respectivamente. También se muestra el sistema de fallas imperante en la zona.

4.1.4 Sistema de fallas

El límite entre las placas Caribe y Suramérica consiste en una zona continuamente sometida a esfuerzos compresivos y extensivos, evidenciado en los mapas estructurales regionales tanto del basamento acústico como del suelo oceánico.

Escalona y Mann (2011) realizan una recopilación de información sísmica y pozos a lo largo de la plataforma continental, logrando identificar siete grupos de fallas (Figura 4.17) responsables de la distribución y de los mecanismos de subsidencia de las cuencas sedimentarias, reflejando la compleja evolución estructural a lo largo de este margen de placas.

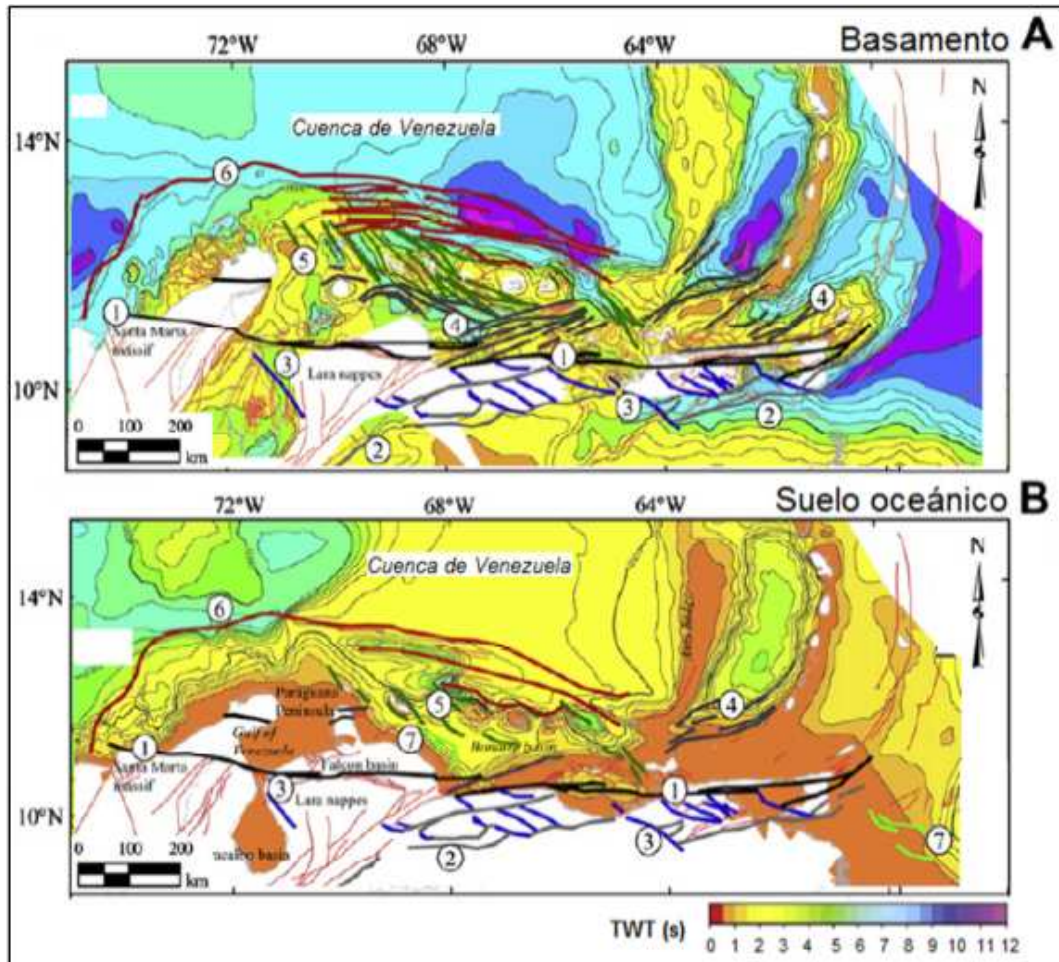


Figura 4.17. A. Mapa estructural en tiempo (TWT, s) del tope del basamento acústico. B. Mapa estructural en tiempo (TWT, s) del suelo oceánico. Ambas imágenes muestran las familias de fallas interpretadas a lo largo de la plataforma continental de Venezuela. (Tomada de Escalona y Mann, 2011).

La zona de estudio se caracteriza por la presencia de dos estilos estructurales predominantes. El primero de ellos se caracteriza por fallas normales en sentido E-NE

y el segundo está representado por fallas normales NO-SE. Las fallas interpretadas fueron clasificadas en dos grupos principales, tal como se muestra en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5. Familias de fallas presentes en la zona de estudio

Nombre	Edad	Tendencia	Tipo	Según Escalona y Mann (2011)
Familia A	Eoceno - Oligoceno	este - oeste	Normales	Familia 4
Familia B	Neógeno	NO-SE	Normales	Familia 5

Este grupo de fallas se presenta en la totalidad de las líneas sísmicas, y consiste en un grupo de fallas normales subparalelas que cubren parte de la cuenca de Bonaire. La interpretación de las líneas sísmicas permite observar que las fallas penetran el basamento acústico, llegando a deformar las capas del Paleógeno. Se observa mayor espesor de sedimentos en el bloque piso lo que permite inferir que las fallas fueron activas durante la depositación del Paleógeno. Además, se observa en todas las líneas sísmicas que las fallas están truncadas por la discordancia del Mioceno Medio (R3) (Gourney *et al*, 2007). El mayor periodo de deformación de estas fallas ocurrió durante el Paleoceno – Mioceno Temprano (Porras, 2000; Gorney *et al.*, 2007). Durante el Mioceno Medio a Reciente en la cuenca de Bonaire fueron reactivadas como fallas inversas de ángulo alto y fallas transcurrentes, lo que generó estructuras de tipo anticlinal (Gorney *et al.*, 2007).

Fallas NO-SE

Este grupo de fallas tiene dirección preferencial NO-SE y consiste en fallas normales situadas a lo largo de las islas. Esta familia de fallas controla las principales cuencas intraarco. Estas fallas son formadas a partir del movimiento diferencial a lo largo del margen de placas (Pérez *et al.*, 2001; Escalona *et al.*, 2003; Gorney *et al.*, 2007). La tendencia general del basamento es de profundizar al suroeste, disminuir su profundidad hacia las islas y profundizar nuevamente hacia la fosa de Los Roques. Se aprecian el grupo de fallas a nivel de la cuenca (Familia A) y a nivel de las islas

(Familia B) producto de los esfuerzos extensivos y compresivos a los que ha sido sometida la región.

4.2 Interpretación Gravimétrica

En el mapa mostrado a continuación (Figura 4.18) se observan las principales provincias fisiográficas de la región como lo son el Archipiélago Las Aves, Archipiélago Los Roques y las islas La Orchila y La Tortuga, se presenta además la batimetría del lecho marino para toda el área de estudio, en donde destacan los mínimos ubicados al norte de los archipiélagos los cuales corresponden a la fosa de Los Roques, al sur de los archipiélagos con una profundidad entre 820 y 1610 m se extiende de oeste a este la cuenca de Bonaire.

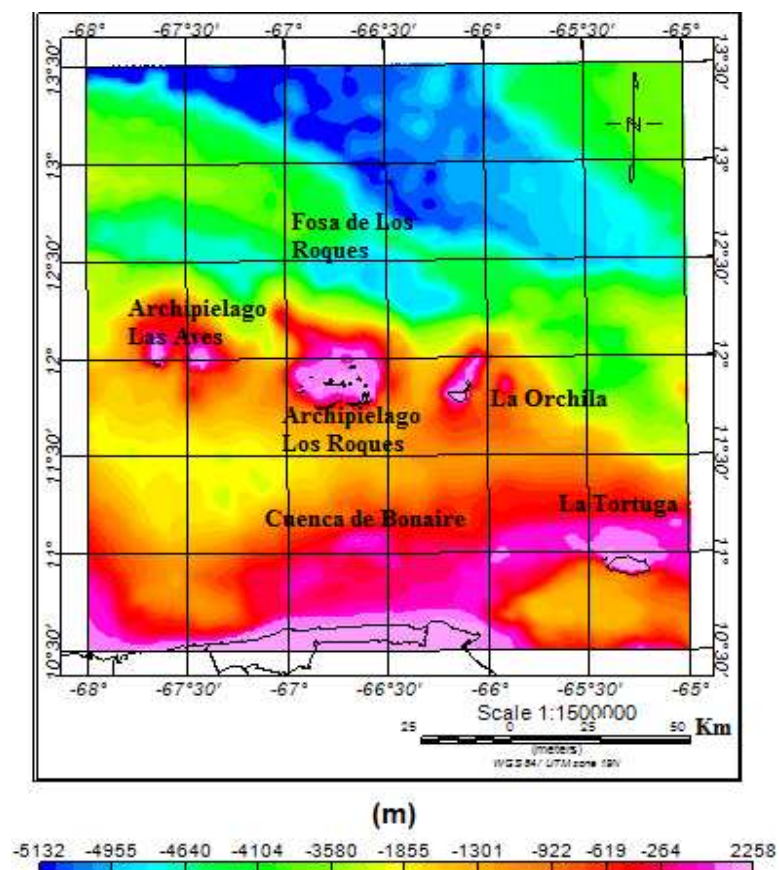


Figura 4.18. Mapa de topografía

Tanto en el mapa de topografía/batimetría (Figura 4.18) como en el de anomalía de Aire Libre (Figura 4.19) se observan rasgos fisiográficos resaltantes como lo son el cinturón de deformación del Caribe sur, al sur de esta se encuentra la fosa de Los Roques, las islas de sotavento (Las Aves, Los Roques y La Orchila) y más al sur la Cordillera de Costa y al este la fosa de Cariaco. El mapa de anomalía de Aire Libre se encuentra relacionado con la topografía y batimetría misma de la zona, por lo cual su principal atributo es representar anomalías fisiográficas representativas en el área. Los valores máximos de 100 mGal se encuentran en la Cordillera de la Costa venezolana, en las plataformas continentales de las islas de Sotavento con valores cercanos a 30 mGal. El valor mínimo del mapa (-125 mGal) se encuentra al norte de las islas de Sotavento, en la fosa de Los Roques, seguida de un máximo local como el cinturón de deformación del Caribe sur.

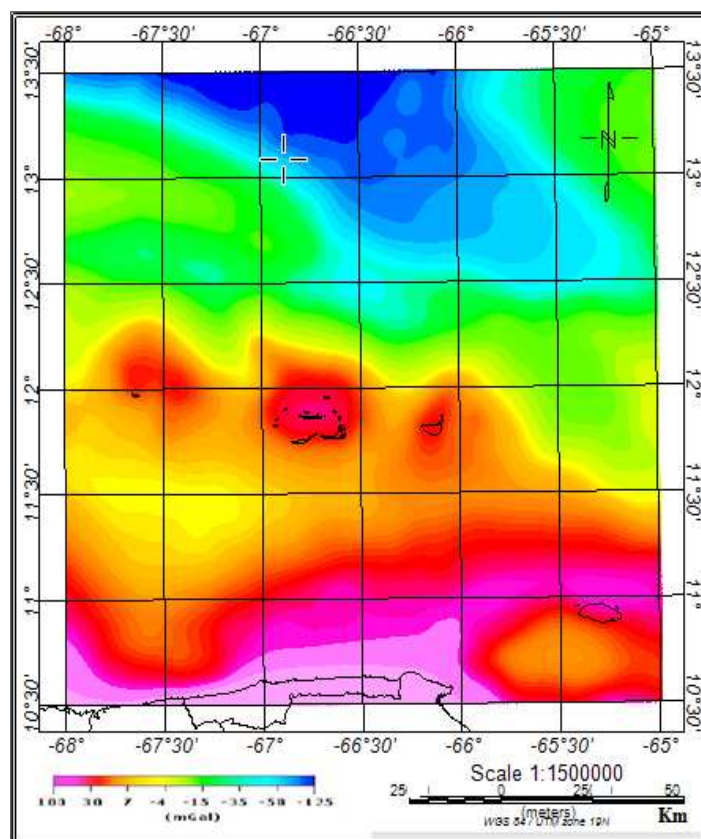


Figura 4.19. Mapa de anomalía de Aire Libre

4.2.1 Mapa de anomalía de Bouguer

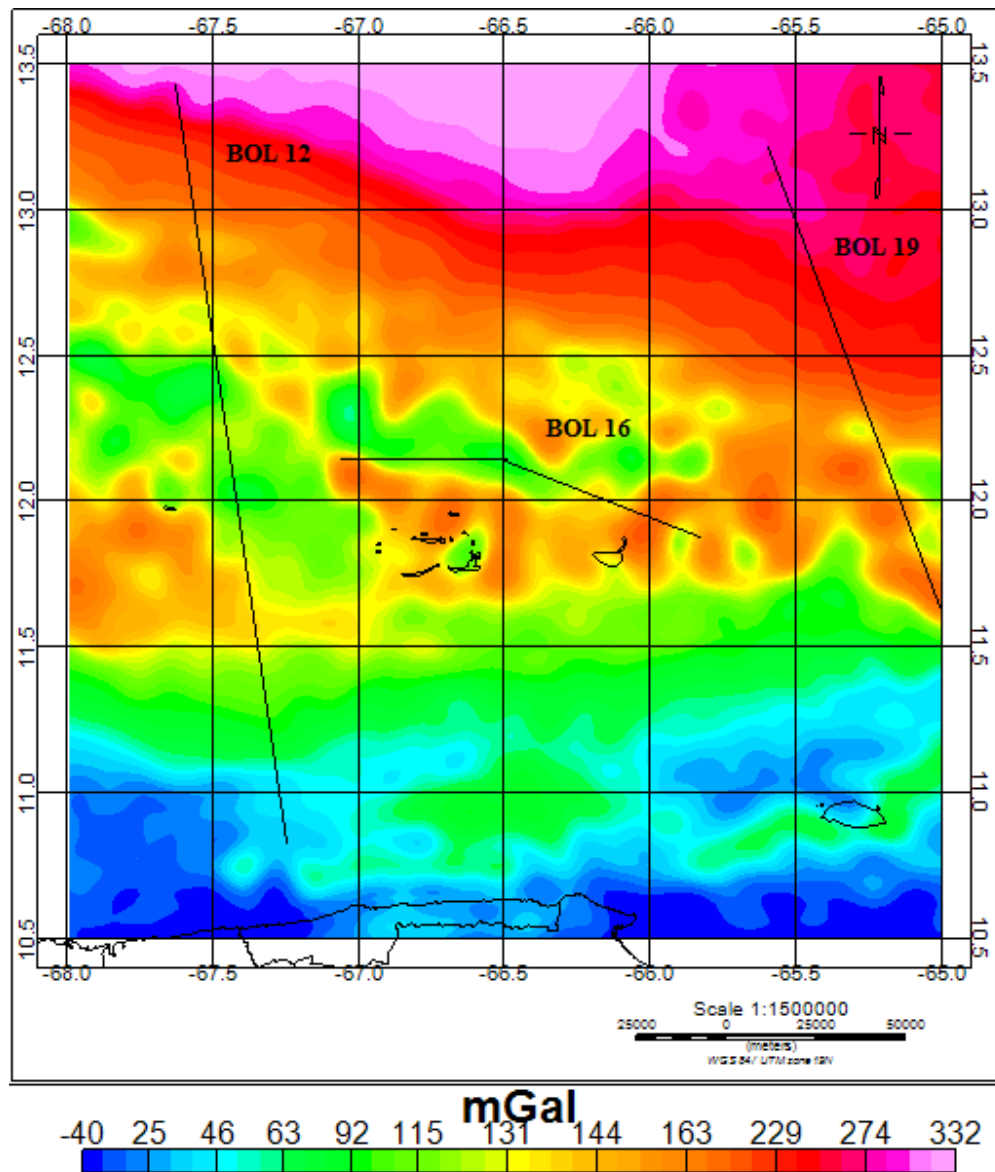


Figura 4.20. Mapa de anomalía de Bouguer (líneas Bolívar incluidas)

La anomalía de Bouguer (Figura 4.20) en el área de estudio presenta un rango comprendido entre -40 y 332 mGal, con valores máximos que abarcan la llanura abisal y las islas, los valores mínimos hacia el sur que comprenden parte de la Cordillera de La Costa y la fosa de Cariaco al este. Una distribución de máximos gravimétricos se observa al norte del área de estudio que comprende valores entre 120 mGal y 170

mGal. El primero de ellos en dirección NO-SE que incluye a las islas Las Aves. La segunda alineación de máximos relativos incluye Los Roques y La Orchila de dirección E-W con valores cercanos a 135 mGal. La totalidad de las Antillas de Sotavento no se presenta como un cuerpo continuo, sino como dos provincias de máximos gravimétricos separados por anomalías de Bouguer de menor valor cercanas a 115 mGal. El mayor gradiente se encuentra hacia el norte del mapa con un valor 2 mGal/km lo cual se relaciona geológicamente con la transición gradual entre la fosa de Los Roques y el CDCS, el menor de los gradientes presenta valores cercanos a 0.5 mGal/km, se encuentra entre las islas de sotavento, lo cual implica variaciones abruptas entre este cuerpo de islas. La plataforma venezolana se muestra como una provincia gravimétrica preponderante con valores mínimos respecto al resto de la región (cerca de 30 mGal), la tendencia regional en esta zona es uniforme de este a oeste y tiene un gradiente de 0.8 mGal/km.

4.2.2 Profundidad de las fuentes gravimétricas a partir del análisis espectral

Los espectros de potencia promediados radialmente resultantes se observan en la Figura 4.21. En la Tabla 4.6 pueden observarse las profundidades estimadas para cada área seleccionada, la ventana tomada para el análisis residual es de 100 km y para el análisis regional es de 225 km, esta ventana recorre toda la zona de estudio y el valor es promediado para el área total.

Tabla 4.6. Profundidad de las fuentes magnéticas regionales y residuales a partir del análisis Espectral para datos de AB.

Ventana	Prof REG (km)	Prof RES (Km)
V1	-11.94665605	-1.68383758
V2	-9.676751592	-1.171974522
Total	-12.63694268	-2.178343949

La profundidad de la fuente regional es en promedio 12.6 km para el área total, mientras que para el área V1 y V2 es de 11.9 y 9.6 km, aproximadamente. A partir de este resultado se observa que la influencia periférica de las áreas continentales, en

este caso, hacia el sur del área de estudio, refleja un incremento en la profundidad de la interfase corteza-manto hacia el sur. En cuanto a la profundidad de la fuente residual, se obtuvo 2.1 km en total y 1.6 y 1.1 km aproximadamente para V1 y V2, indicando que la contribución continental refleja un límite intracortical menos profundo hacia el sur.

4.2.3 Mapas regional / residual gravimétrico

El espectro de potencia promediado radialmente para la totalidad del área de estudio se presenta en la Figura 4.22. A partir del espectro, es posible diferenciar tres tramos correspondientes a la contribución de la fuente regional, residual y de ruido. Cada tramo está limitado por un rango de número de onda característico, tal como se muestra en la Tabla 4.6.

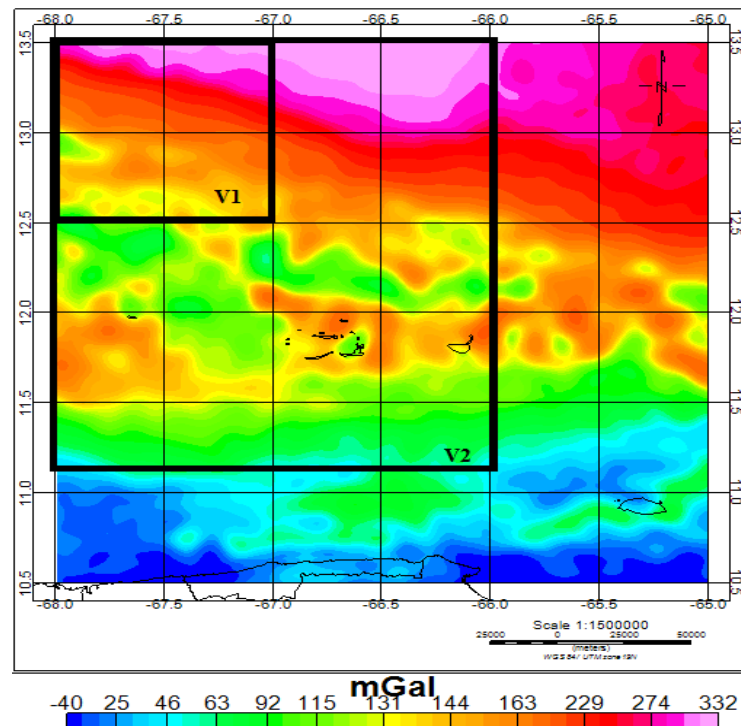


Figura 4.21. Ventanas de estudio de separación regional-residual. Las ventanas cubren el área de estudio con un solapamiento de 0.25 grados

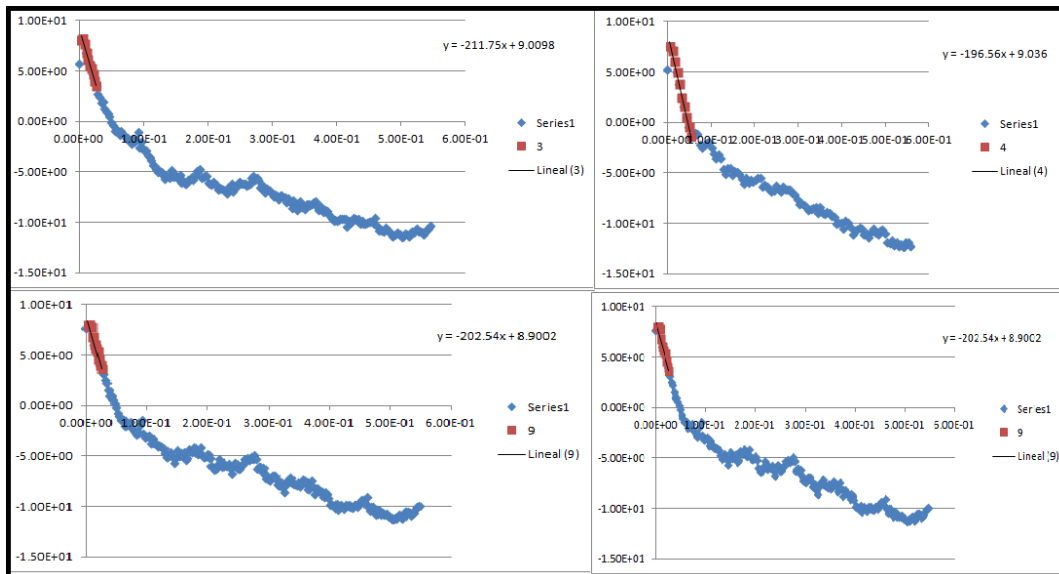


Figura 4.22. Ejemplos de espectros de potencia promediado radialmente de la anomalía de Bouguer para la totalidad del área de estudio.

A partir de los números de onda obtenidos del análisis espectral se tomo para la fuente regional $\lambda=0.07$ y para la fuente residual $0.07 < \lambda < 0.4$. con estos valores se aplicó un filtro gaussiano para separar ambas componentes del mapa de anomalía de Bouguer (Figura 4.23)

4.2.4 Mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer

El mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer, presenta valores entre -19 y 318mGal y está dominado por un gradiente de 0.2 mGal/km con una alineación este-oeste en la plataforma centro norte costera, donde los valores disminuyen de norte a sur. El valor máximo del mapa se encuentra hacia el norte, geológicamente está relacionado con el adelgazamiento cortical que implica la transición de corteza continental a oceánica ya que al norte se encuentra la cuenca de Venezuela. El valor mínimo de anomalía ubicado hacia el sur está relacionado con la presencia de la plataforma continental venezolana, los gradientes en ambos casos son muy similares (0.1 mGal/km) y están relacionados con el buzamiento en ambas plataformas. En la

región central (resaltada en la Figura) se observan una serie de mínimos y máximos locales consecutivos (máximos de 151 mGal y mínimos de 134 mGal) los cuales podrían corresponderse a variaciones en el espesor de interfases profundas.

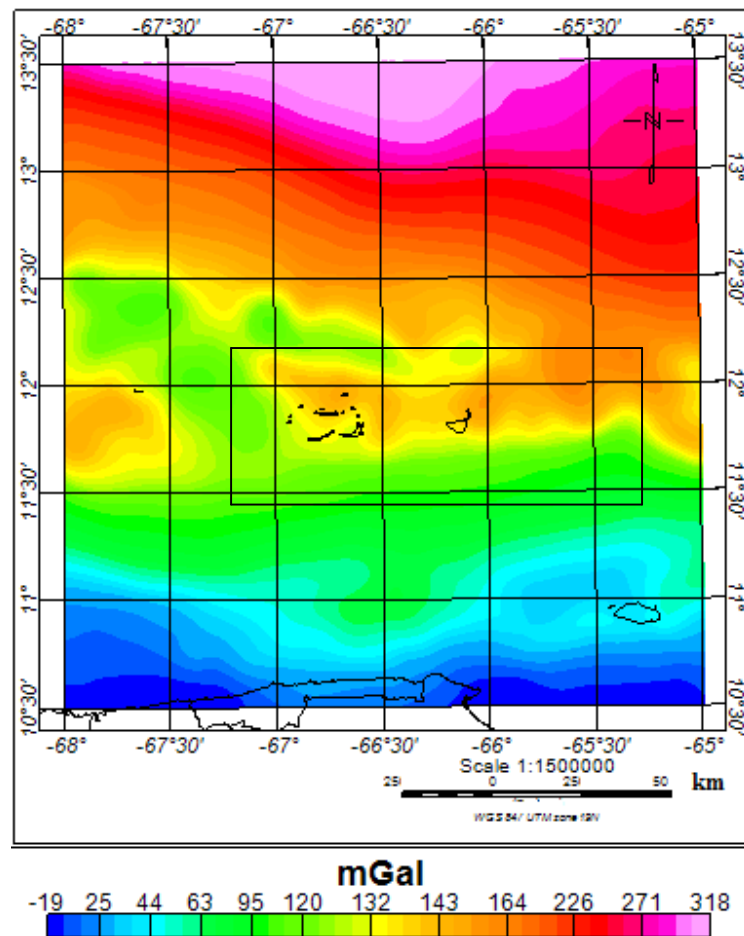


Figura 4.23. Mapa de AB con filtro gaussiano (número de onda 0.07)

4.2.5 Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer

El mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer (Figura 4.24), presenta alineaciones NO-SE de máximos y mínimos gravimétricos en sentido norte-sur, denotando varios dominios con características particulares. Al norte de las islas, la alineación se caracteriza por altos gravimétricos (17-24 mGal) en una serie de

bloques (noreste del mapa), intercalados con mínimos gravimétricos (-18- -25 mGal) ubicados al noroeste del mapa. Estos mínimos son la respuesta gravimétrica de la fosa de Los Roques mientras que los máximos estarían relacionados con el cinturón de deformación del Caribe sur. Los dominios a los cuales se hace referencia están denotados con las letras A, B y C. El dominio “A” presenta máximos locales de 13 mGal intercalados con mínimos locales, los cuales son la respuesta gravimétrica de las cuencas sedimentarias formadas a los bordes de las islas en la zona. El dominio “B” presenta valores cercanos 12 mGal los cuales están relacionados geológicamente con la cuenca de Bonaire. El dominio “C” presenta una serie de máximos elongados en dirección este-oeste los cuales están relacionados con la falla de San Sebastián.

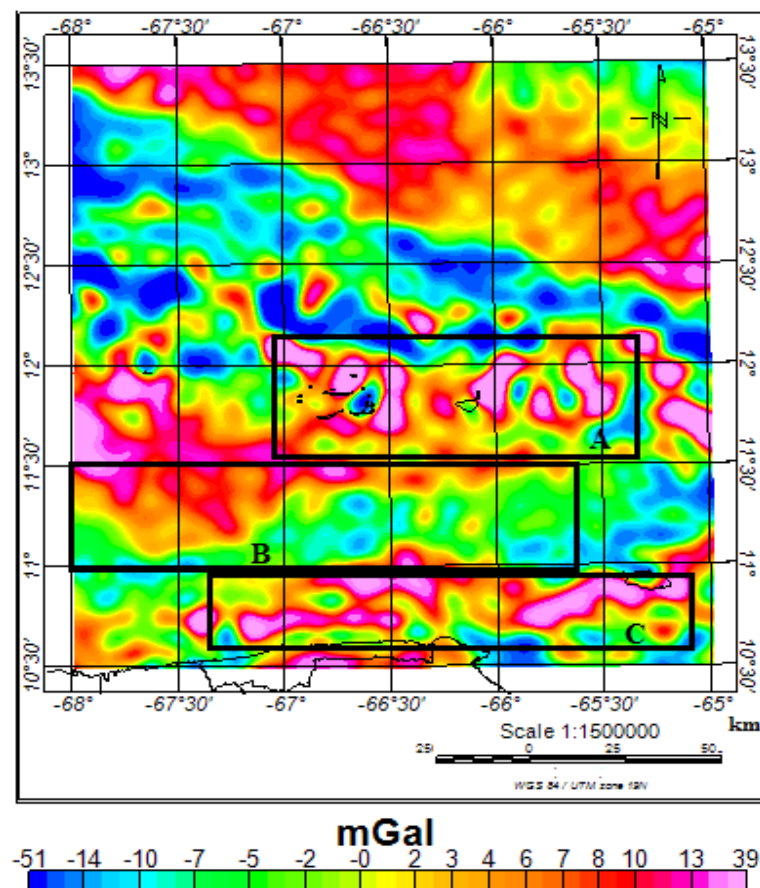


Figura 4.24. Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer en el área de estudio

4.2.6 Análisis estadístico

El histograma de frecuencias de los datos de anomalía de Bouguer (Figura 4.24) se observa que la población tiene una distribución trimodal, la tendencia de menor valor (cerca de 70 mGal) consta de valores residuales mínimos cuya expresión geológica es la Cordillera de la Costa, la segunda moda (cerca de 130 mGal) se asocia con valores residuales relacionados con el arco de islas de Sotavento, mientras que la tendencia de mayor valor (300 mGal) corresponde a valores regionales cuyo equivalente geológico es el Cinturón de Deformación del Caribe Sur y la cuenca de Venezuela. El diagrama de caja no muestra ningún valor anómalo en los datos (Figura 4.26).

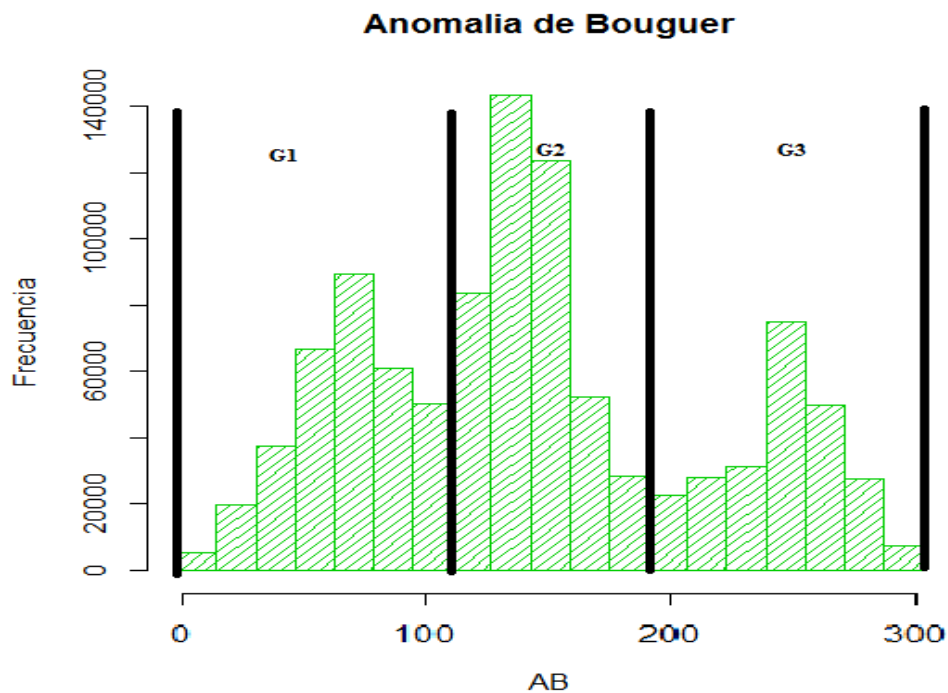


Figura 4.25. Histograma de anomalía Bouguer

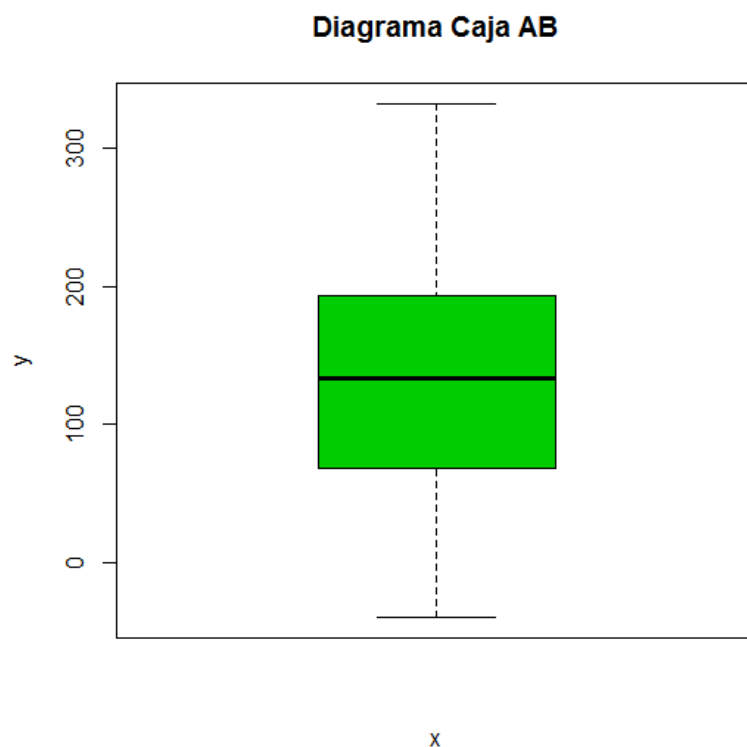


Figura 4.26. Diagrama de caja de anomalía de Bouguer

4.2.7 Derivadas direccionales

La derivada direccional representa el gradiente de la anomalía gravimétrica por cada punto de medición de la misma. La representación cartográfica de las derivadas direccionales en los tres ejes preferenciales X, Y y Z permite resaltar los gradientes producidos por contrastes de densidad cuyas orientaciones se alínean con alguno de los ejes antes mencionados y poder darle así un contexto geológico o tectónico a la anomalía observada. En el mapa de derivada direccional en X (Figura 4.27) se observa que los gradientes presentes entre la placa del Caribe (cuenca de Venezuela) y la fosa de Los Roques se ven resaltados en la dirección E-W. La zona con el recuadro en el mapa corresponde a las Antillas de Sotavento y las intercalaciones de mínimos y máximos en la misma, lo cual se relaciona con variaciones en el espesor cortical con dirección preferencial E-W en el área. Esta zona de corteza diferenciable queda mejor delimitada en el mapa de derivada direccional en Y (Figura 4.28) donde al norte se observa un gradiente positivo que se correlaciona con el cinturón de

deformación del Caribe sur (dominio “A”) y la fosa de Los Roques (dominio “B”), estableciendo el límite norte entre la corteza transicional y la corteza propiamente oceánica de la placa Caribe, además la elongación al sur del mapa permite delimitar la cuenca de Bonaire (dominio “C”). Al sur, los sistemas de fallas de San Sebastián - Morón - El Pilar se ven demarcados por otra zona de gradientes positivos con orientación E-W que se alínean con el trazo de la línea de costa venezolana (dominio “D”). Los gradientes positivos también se observan en las cuencas de Bonaire y Los Roques con orientación preferencial E-W.

La derivada direccional en Z (Figura 4.29) dispersa la influencia de los sistemas de fallas y permite delimitar los gradientes positivos asociados a las cuencas sedimentarias, como por ejemplo, las cuencas de Cariaco y Bonaire donde se observan claramente los máximos gradientes. La cuenca de Los Roques se observa como una sucesión de máximos y mínimos valores de gradientes.

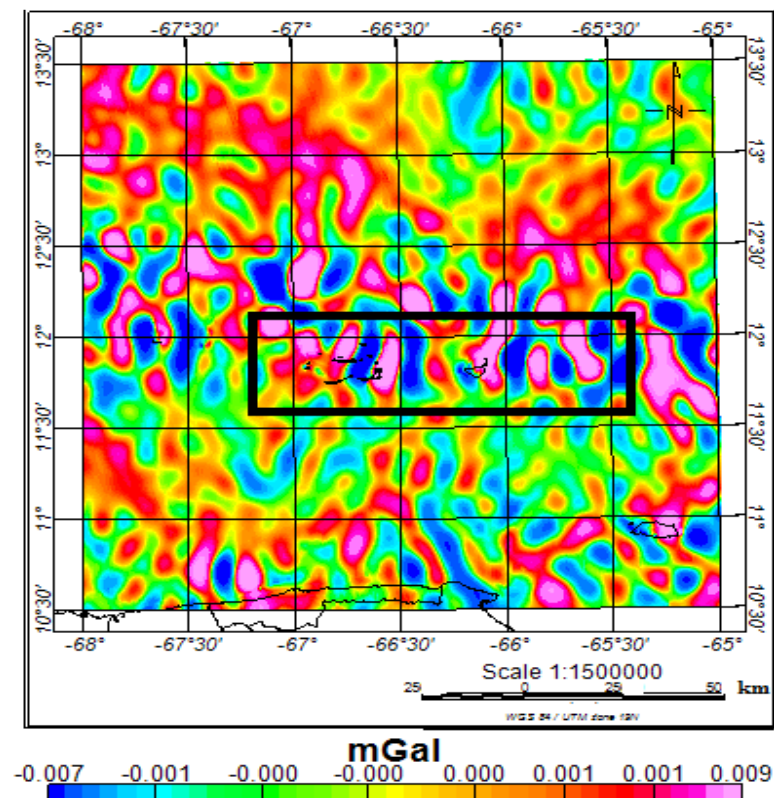


Figura 4.27. Derivada en dirección x de anomalía de Bouguer

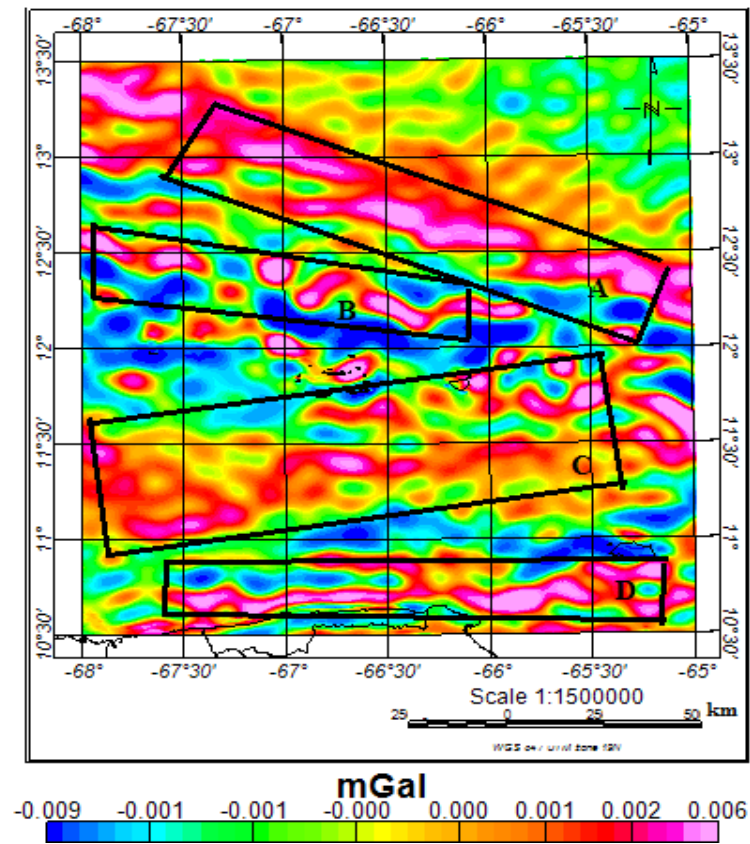


Figura 4.28. Derivada en dirección y de anomalía de Bouguer

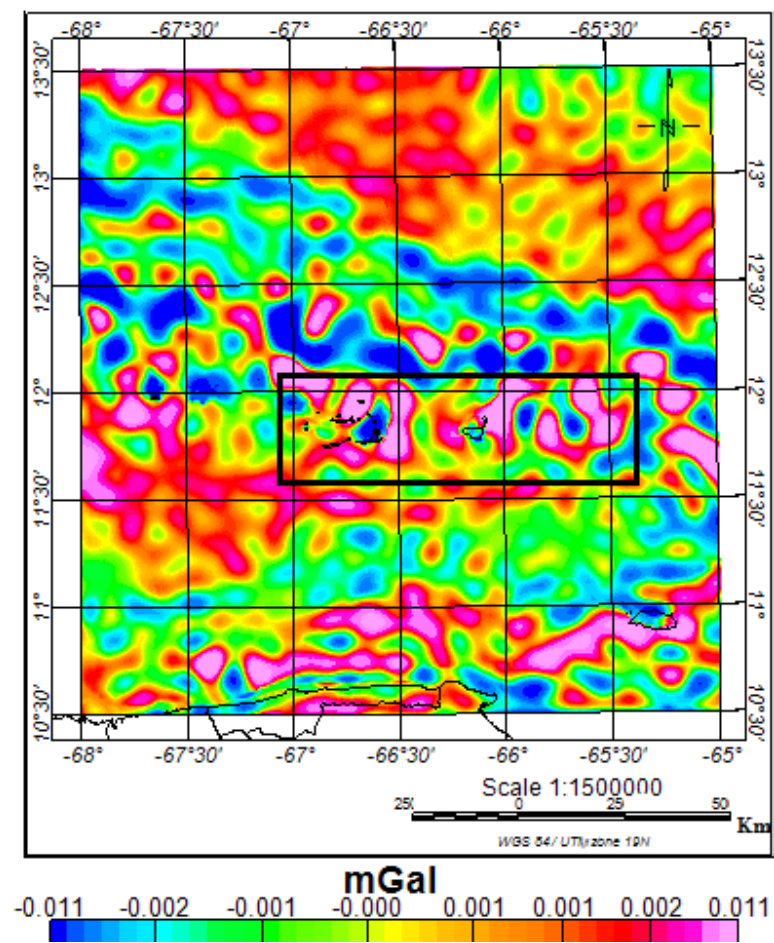


Figura 4.29. Derivada en dirección z de anomalía de Bouguer

4.2.8 Estimación de profundidades

La estimación de las profundidades de los cuerpos generadores de las anomalías gravimétricas se realizó mediante el método de deconvolución de Euler utilizando un índice estructural de 0, ya que se asumen cuerpos en profundidad con características planas (plano de falla). Las soluciones de Euler se calcularon sobre el mapa de anomalía de Bouguer completa, pero para facilitar la interpretación cualitativa de índole geológica se representaron de forma separada las soluciones para las profundidades principales y se graficaron sobre el mapa de derivada direccional en Z (Figura 4.30).

Las soluciones de Euler menores a 5 km de profundidad (Figura 4.30a) tienen expresión en todas las secciones del mapa; sin embargo, se destacan algunas zonas de interés, como por ejemplo, en el cinturón de deformación del Caribe sur y la cuenca de Bonaire. Con esta representación, los sistemas de fallas transcurrentes del norte de Venezuela no parecen tener expresión definida como generadores de las anomalías gravimétricas. Las soluciones de Euler entre 5 y 10 km de profundidad (Figura 4.30b) delimitan de forma más precisa la presencia de los sistemas de fallas transcurrentes y el cinturón deformado del Caribe sur.

La misma secuencia de soluciones profundas en los bordes y soluciones someras en el centro de las anomalías de alto gradiente vertical ocurre también en la sucesión de anomalías que se observan entre el cinturón deformado del Caribe sur y las cuencas de Bonaire y Los Roques. Esta sucesión de anomalías fue descrita por Ughi (2012) e interpretada inicialmente como reminiscencias del proceso de desplazamiento de la placa Caribe hacia el este junto con el desplazamiento de la lámina de subducción del Atlántico (Ughi, 2011).

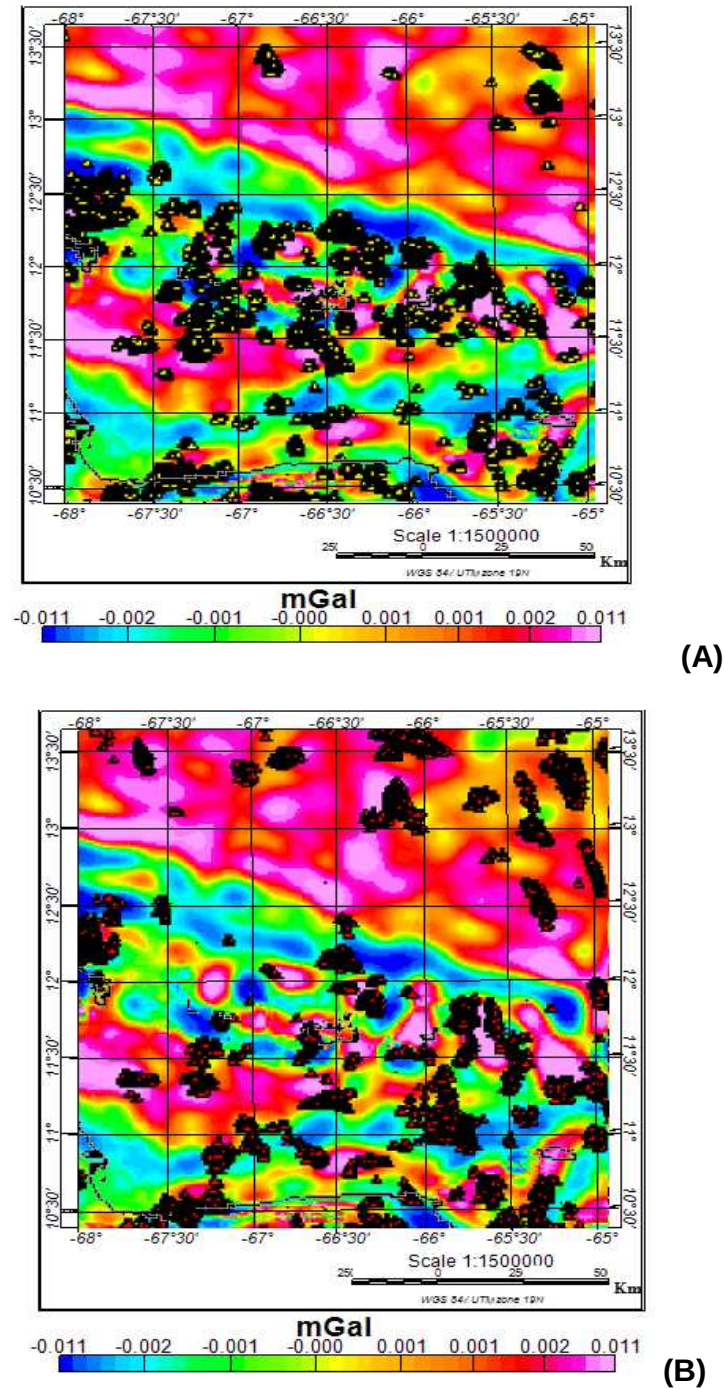


Figura 4.30. Soluciones de Euler menores a 5 km (a) y entre 5 y 10 km (b) para el cálculo de la profundidad de los cuerpos generadores de anomalías gravimétricas. Para facilitar la interpretación se colocaron sobre el mapa de derivada en el eje Z (tomado de Ughi et, al. 2012).

4.3 Interpretación Magnética

4.3.1 Mapa de anomalía magnética

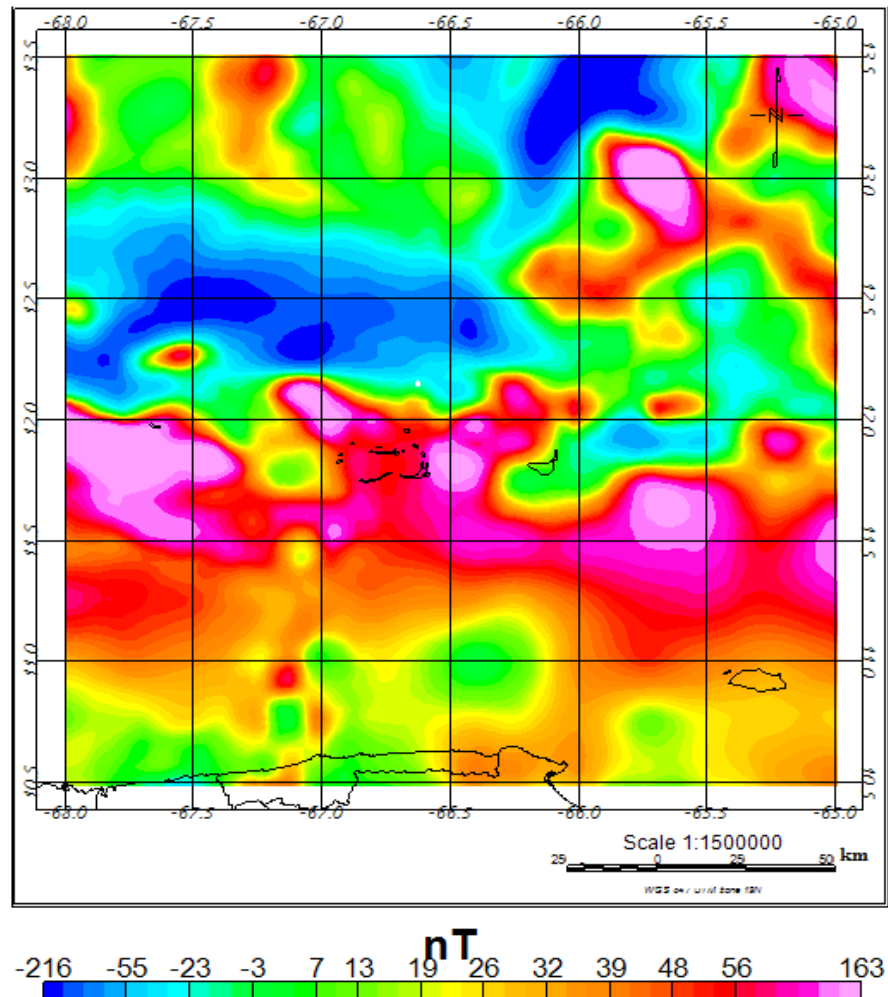


Figura 4.31. Mapa de anomalía magnética

El nivel de referencia utilizado para las anomalías de campo magnético total (AM) permite observar únicamente la respuesta magnética de las estructuras profundas, dado que las longitudes de onda corta asociadas a los efectos menos profundos y residuales, no son visibles a 4 km (distancia a la cual están referenciados los datos magnéticos).

La AM en el área de estudio presenta un rango comprendido entre -216 a 163nT (Figura 4.31). Los mayores valores de AM, observados entre 59 y 85 nT , coinciden con la respuesta magnética de las Antillas de Sotavento, en dirección preferencial NO-SE, bien definido en el caso de las islas Bonaire y Las Aves. Los valores mínimos se encuentran al norte del mapa y tienen un valor de -107 nT , esta tendencia se prolonga hacia el noroeste del mapa, lo cual coincide fisiográficamente con la fosa de Los Roques y el CDCS. La cuenca de Bonaire presenta un comportamiento uniforme de AM presentando valores máximos relativos y absolutos, los cuales delimitan la morfología de la cuenca. Al sur de la misma se ubican dos mínimos locales de 10 nT los cuales son la respuesta magnética de la plataforma continental venezolana (Figura 4.31).

Los mínimos valores de AM, entre -55 y -107 , reportados en el área de estudio corresponden con la ubicación de la fosa de Los Roques y el CDSC, con tendencia NO-SE, justo al norte de las islas, lo cual puede apreciarse en el mapa de tendencia regional (Figura 4.31). A fin de resaltar la intensidad de las anomalías magnéticas se calculó un promedio de la inclinación y declinación de los datos iniciales (-12.19 y 36.65 grados respectivamente) como parámetros iniciales para la reducción al ecuador del mapa de anomalía magnética (Figura 4.32), en la cual se reubican las anomalías a una posición similar a como si fueran observadas desde el ecuador, de esta forma se corrigen efectos por variaciones laterales de anomalía magnética.

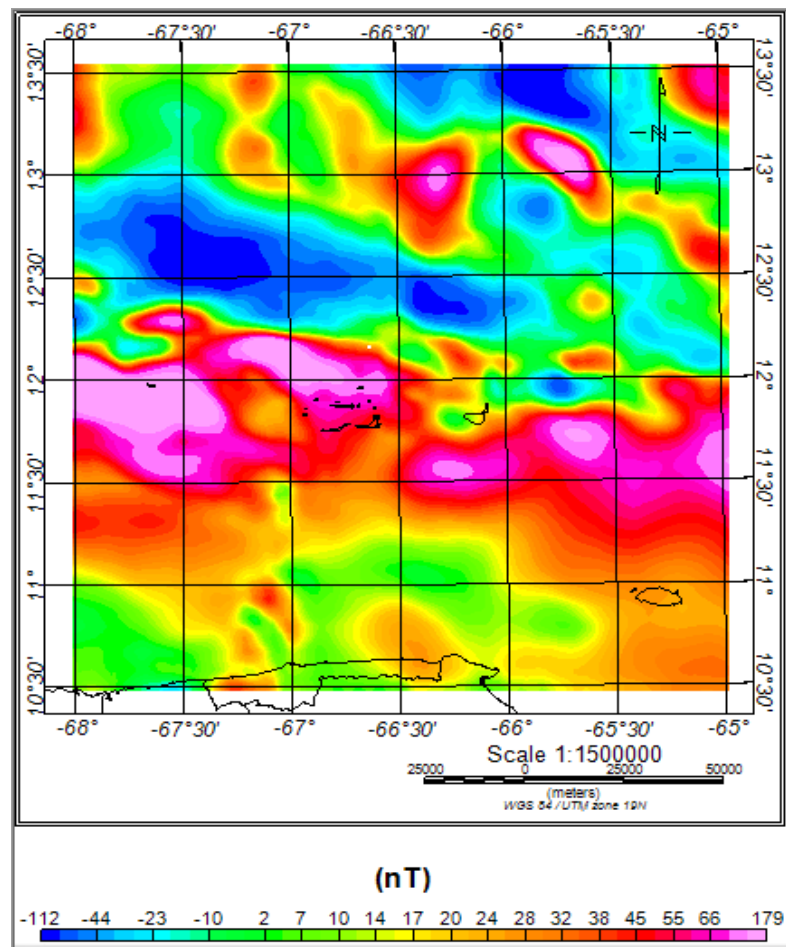


Figura 4.32. Reducción al polo del mapa de anomalía magnética

4.3.2 Profundidad de las fuentes magnéticas a partir del análisis espectral

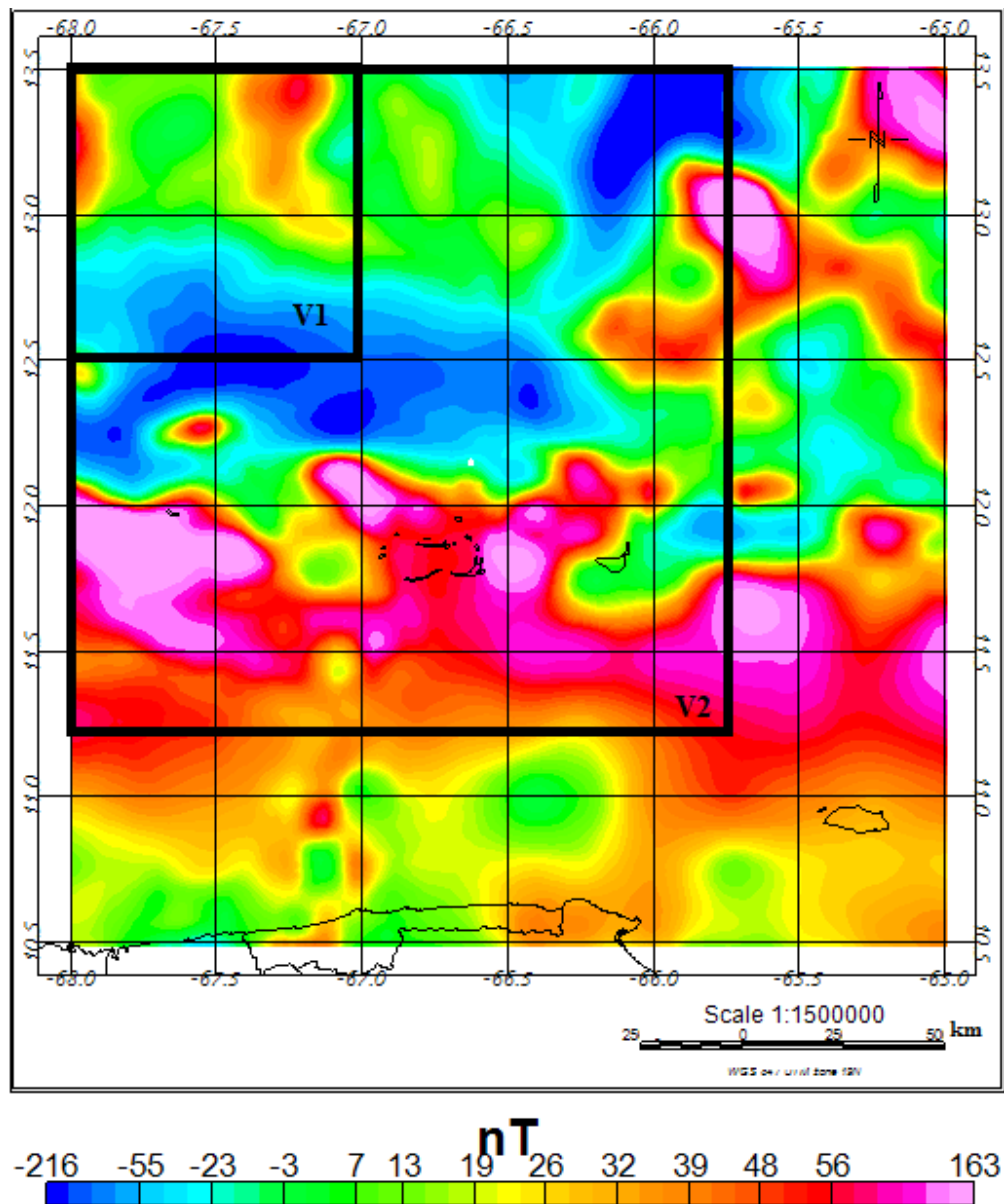


Figura 4.33. Áreas de ventanas de espectros de anomalía magnética

Para el cálculo del espectro de potencia radial se consideró el área definida como V2 (Figura 4.33) la cual es una ventana cuadrada 250 km que se esparce por toda el área de estudio y se promedian los valores a fin de obtener la profundidad promedio de la fuente regional, lo mismo se realizó con la ventana cuadrada para fuentes residuales

de 100 km. El espectro resultante se presenta en la Figura 4.34. Espectro de potencia de la anomalía magnética correspondiente al área denominada V2 y la Tabla 4.7.

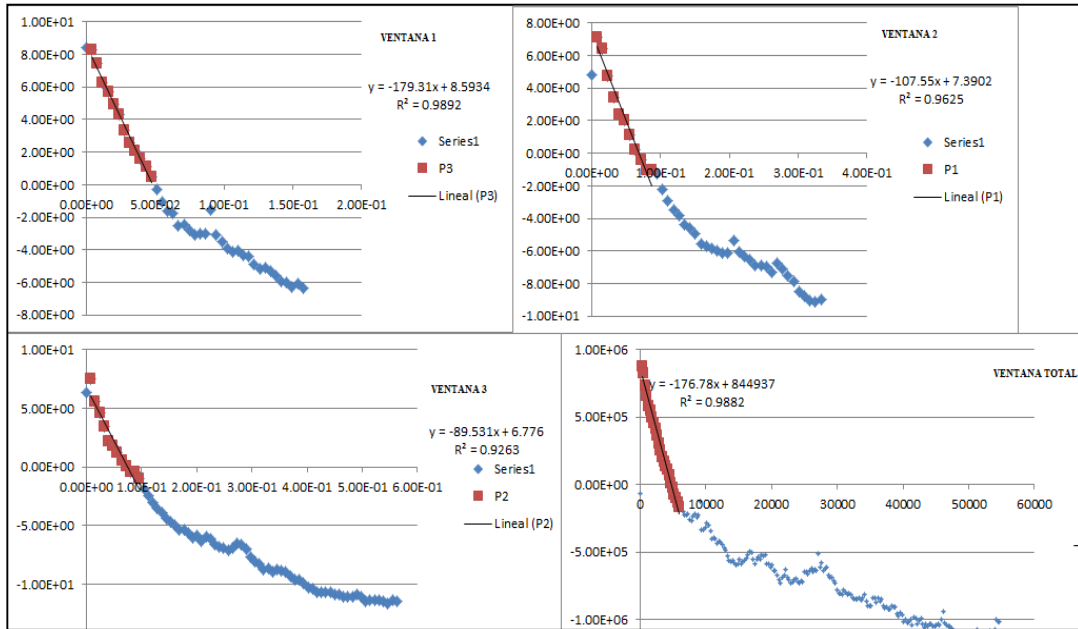


Figura 4.34. Ejemplo de espectros de potencia radial frente al número de onda donde podemos extraer información correspondiente a la profundidad de las fuentes tal como se muestra en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7. Profundidad de las fuentes magnéticas regionales y residuales a partir del análisis Espectral para datos de AM.

Ventana	Profundidad REG (km)	Profundidad RES (Km)
V1	-14.27627389	-1.55621164
V2	-8.562898089	-1.12654565
V3	-7.128184713	-1.23565585

Al igual que en la anomalía gravimétrica la longitud de onda removida es 0.07 mediante un filtro gaussiano, con lo cual se puede obtener el mapa de anomalía regional, este representa la respuesta magnética profunda. Como elementos resaltantes se presentan máximos y mínimos seguidos (-105 y 65 nT) hacia el noreste del mapa, en la ubicación geográfica del CDCS, esto puede estar relacionado con variaciones en espesores corticales en zonas adyacentes. Una respuesta similar se observa al norte del Archipiélago Los Roques. La respuesta magnética de la cuenca

de Bonaire resalta con valores cercanos a 50 nT lo cual indicaría un gran espesor sedimentario en la cuenca, al igual que entre Los Roques y La Orchila (Figura 4.35).

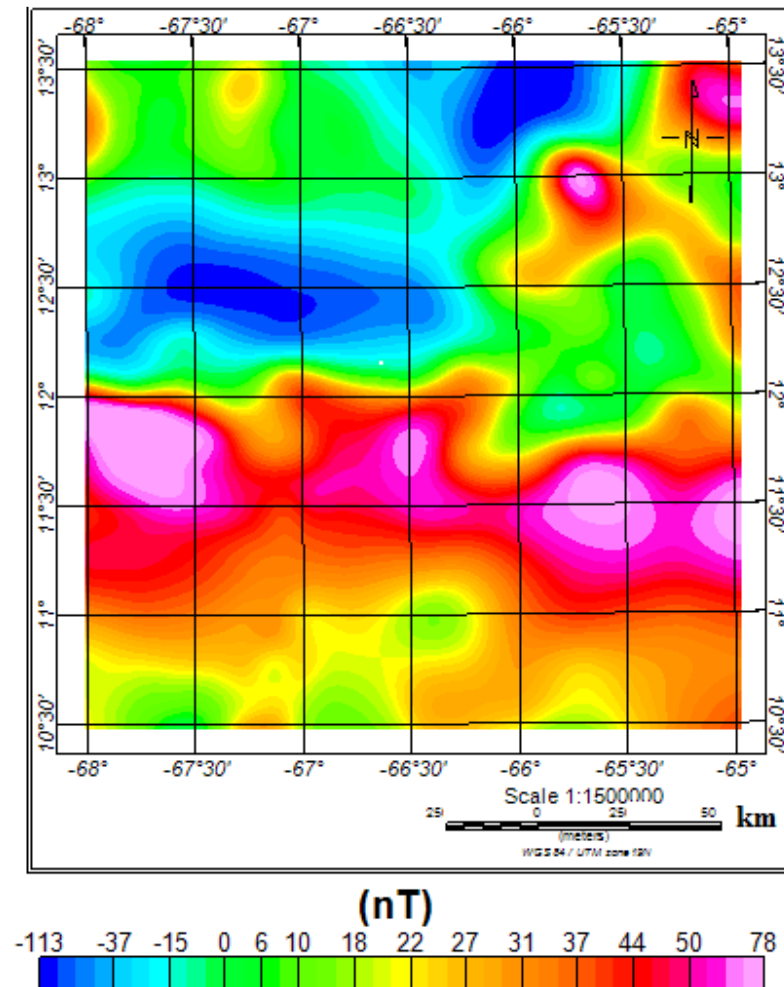


Figura 4.35. Anomalía regional de AM (número de onda 0.07)

A nivel estadístico se observa una tendencia bimodal en los datos de anomalía de Bouguer, la tendencia de menor valor (cerca de 0nT) se asocia a valores residuales mínimos cuya expresión geológica equivalente se asocia al CDSC, la segunda moda (cerca de 37 nT) se asocia con valores relacionados con el arco de islas de sotavento. El diagrama de caja no muestra ningún valor anómalo en los datos (Figuras 4.36 y 4.37).

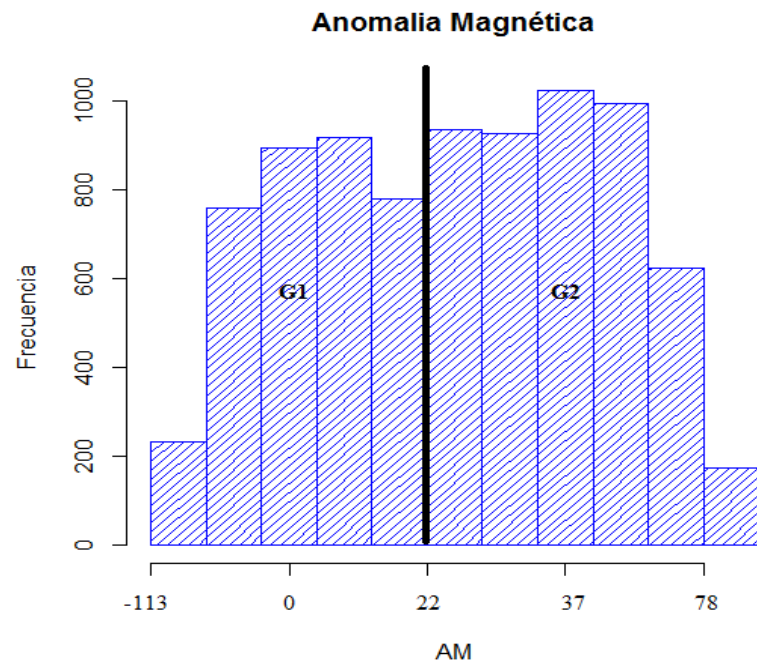


Figura 4.36. Histograma de anomalía magnética

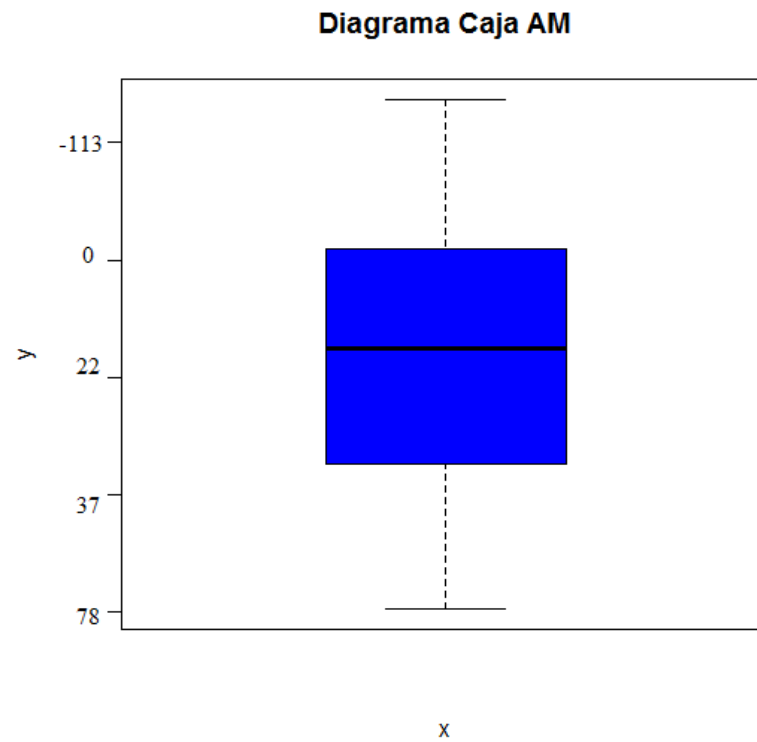


Figura 4.37. Diagrama de caja de Anomalía magnética

4.3.3 Profundidad de Curie

El mapa de profundidad de Curie (Figura 4.38) presenta en líneas generales una disminución de profundidades desde el suroeste al noreste, lo cual implica un adelgazamiento en el material magnetizable, el valor máximo es de 27 km y se observa en la plataforma continental venezolana, lo cual permite definirla como una zona de propiedades de magnetización constantes, un gradiente térmico remanente de aproximadamente 0.01, se observa entre la transición de la plataforma continental venezolana hacia valores mínimos en la fosa Los Roques y el mínimo absoluto de 20 km en el CDCS, lo cual implica que en estas zonas se encuentra más somero el material magnetizable, es pertinente hacer notar que la cuenca de Bonaire se presenta como un cuerpo de propiedades magnéticas uniformes salvo una disminución de la profundidad hacia el oeste, lo cual contrasta con los valores observados en las Antillas de Sotavento, en las cuales se observa el cambio más abrupto de profundidades de Curie, la profundidad disminuye hacia el norte, lo cual puede deberse a franjas magnéticas en el piso de la cuenca (Ghosh *et al.*, 1984) o a la influencia de flujo térmico. Otra tendencia interesante se observa hacia el centro del mapa en donde también existe un gradiente importante hacia el sur aunado a una disminución de la profundidad de Curie, lo cual pudiera asociarse con adelgazamientos corticales que presenten una magnetización considerable. Por otro lado, se recomienda ampliar los estudios de profundidad de Curie hacia el sur del área de estudio ya que el mapa presentado indica un incremento relativo de la profundidad hacia esta zona.

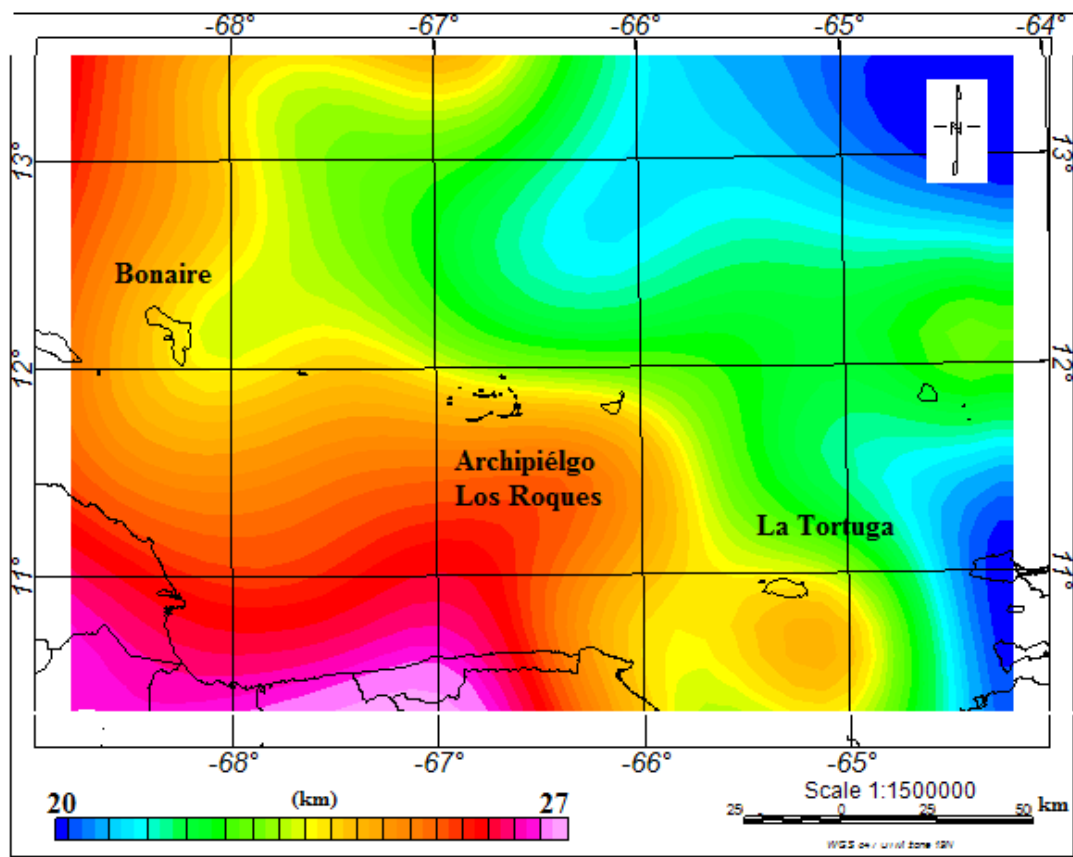


Figura 4.38. Mapa de profundidad de Curie

4.4 Modelado gravimétrico y magnético

Dos perfiles fueron considerados para realizar el modelado gravimétrico estructural: uno en dirección N-S y otro en dirección E-W (Figura 4.39).

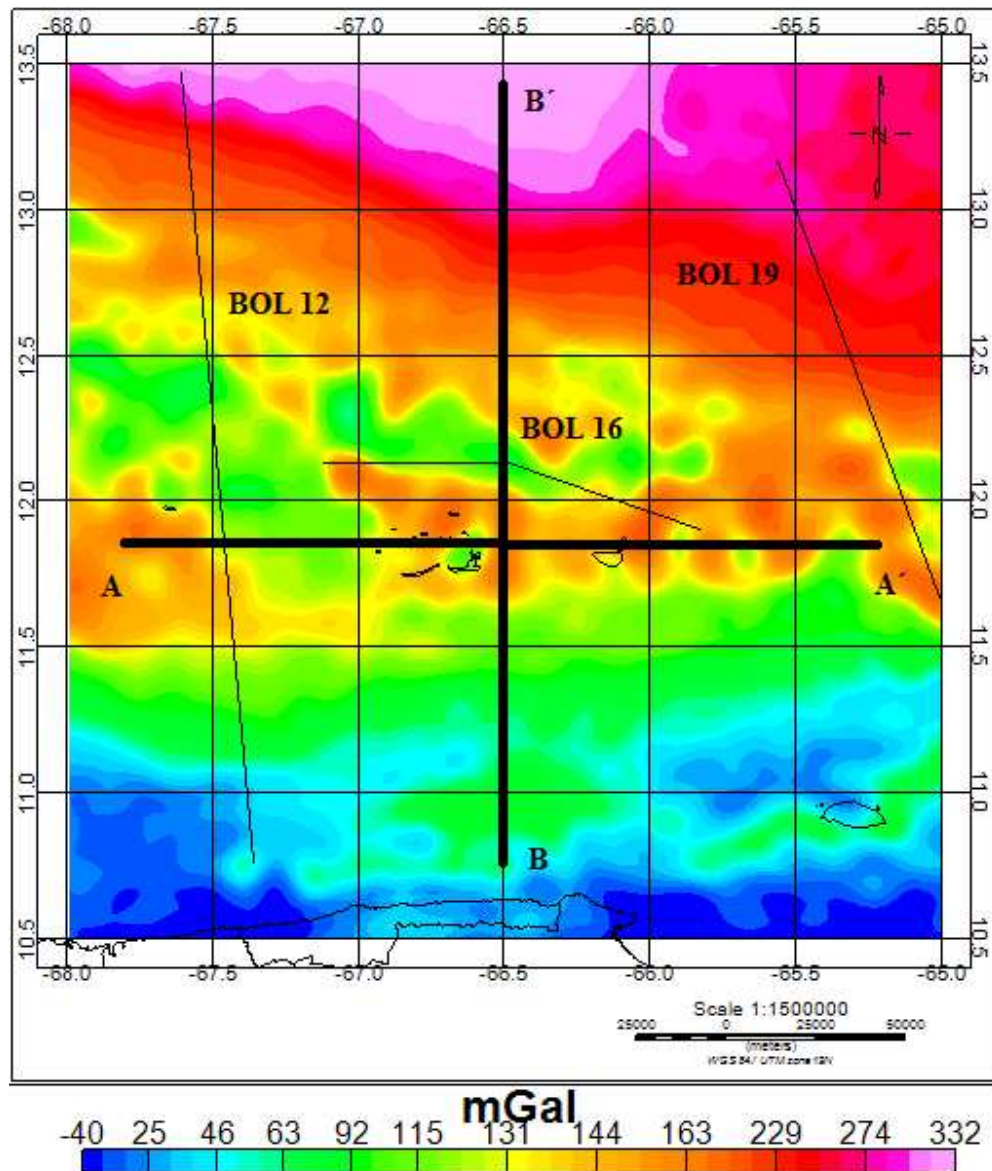


Figura 4.39. Ubicación de los perfiles considerados para el modelado gravimétrico, denominados A-A' y B-B'

Las densidades fueron estimadas a partir del modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009) y la relación Nafe-Drake (Ludwig *et al.*, 1970) para calcular densidades en

zonas oceánicas, además de tomar en cuenta las densidades empleadas por Paolini (2012) en zonas adyacentes. Cada modelo inicial fue dividido en 5 bloques que representan el manto, corteza inferior, corteza superior, sedimentos terciarios y sedimentos cuaternarios. El programa usado para la realización de los modelos fue GM-SYS (Geosoft). Los valores de densidad y susceptibilidad utilizados en el modelado, se muestran a continuación (Tabla 4.8).

Tabla 4.8. Valores de densidad y susceptibilidad magnética considerados en el modelado.

Unidad	Velocidad aproximada (km/s)	Densidad estimada (g/cm³)
Sedimentos cuaternarios	2-2.5	2.42
Sedimentos terciarios	2.5-5	2.51
Corteza superior	5.5-6.5	2.75
Corteza inferior	6.5-7	2.95
Manto	7.8-8.1	3.3

4.4.1 Perfil A-A'

El modelo se extiende en dirección este-oeste y tiene una longitud aproximada de 253 km. Presenta valores de anomalías gravimétricas entre 62 y 147 mGal. La estructura y rasgo geológico principal presente en el modelo es la cuenca de Bonaire. El modelo inicial se presenta en la Figura 4.40. Las profundidades y otras características de las unidades que conforman el modelo son las siguientes (Figura 4.40 y Tabla 4.9):

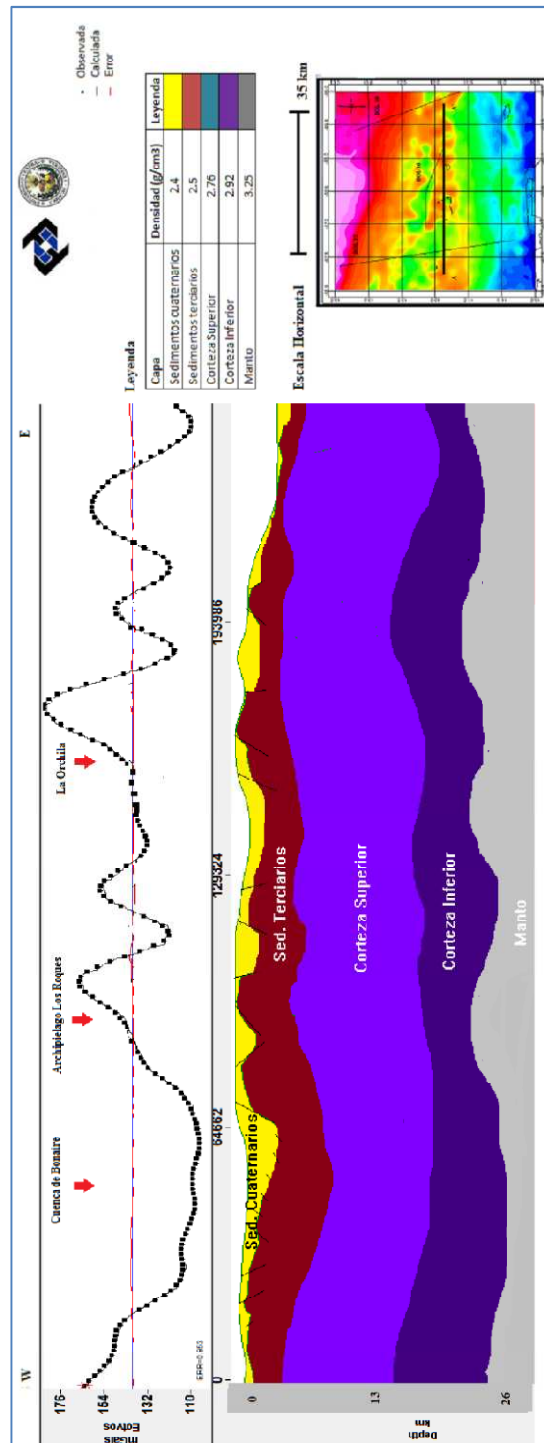


Figura 4.40. Modelado del perfil A-A' a partir de la integración de los resultados sísmicos, y gravimétricos.

Tabla N°4.9. Densidades en modelo A-A'

Capa	Densidad (g/cm ³)	Leyenda
Sedimentos cuaternarios	2.4	
Sedimentos terciarios	2.5	
Corteza Superior	2.76	
Corteza Inferior	2.92	
Manto	3.25	

La profundidad estimada para el tope del manto es de 25 km al oeste del perfil, y aumenta progresivamente hacia el este, a 30 km donde alcanza su máximo valor, entre el archipiélago Los Roques y La Orchila se aprecia un adelgazamiento cortical con una profundidad mínima de 23 km. El límite corteza inferior – corteza superior se encuentra a profundidades entre 11 km y 15 km, variables a lo largo del perfil, con un espesor promedio de 12.5 km. En base a los resultados obtenidos en la deconvolución de Euler se modeló esta interfaz (Figura 4.40). La profundidad del basamento varia a lo largo del perfil, se encuentra entre 2,5 km y 5.5 km. El basamento está fuertemente fallado a lo largo del perfil con una mejor definición de fallas hacia el oeste y cortando los estratos de edad Eoceno – Mioceno Tardío. Los sedimentos presentes son de edad terciaria y cuaternaria, comprenden capas de densidad 2,4 hasta 2,5 gr/cc, respectivamente. El espesor de sedimentos varía de 1,2 km al este a 3,5 km hacia el oeste, donde alcanza su máximo valor.

4.4.2 Perfil B-B'

El modelo se extiende en dirección norte-sur y tiene una longitud aproximada de 330 km. Presenta valores de anomalías gravimétricas entre 25 y 300 mGal. Las estructuras y rasgos geológicos principales presentes en el modelo son la Plataforma de La Guaira, la cuenca de Bonaire, las Antillas de Sotavento y la fosa de Los Roques. El modelo inicial se presenta en la Figura 4.41. Hacia el norte, la curva de gravedad observada tiene un pico de 180mGal de longitud de onda corta que infiere la existencia e influencia de un cuerpo relativamente somero de alta densidad entre las islas y la fosa de Los Roques. Autores como Silver *et al.* (1975) han introducido

por igual el cuerpo de alta densidad, así como también es comparable con la zona de alta velocidad que presenta Magnani *et al.* (2009) entre las islas y la fosa de Los Roques, la cual tiene su respuesta gravimétrica como un máximo debido al adelgazamiento de la corteza a lo largo de la zona. Las profundidades y otras características de las unidades que conforman el modelo son las siguientes (Figura 4.41 y Tabla 4.9):

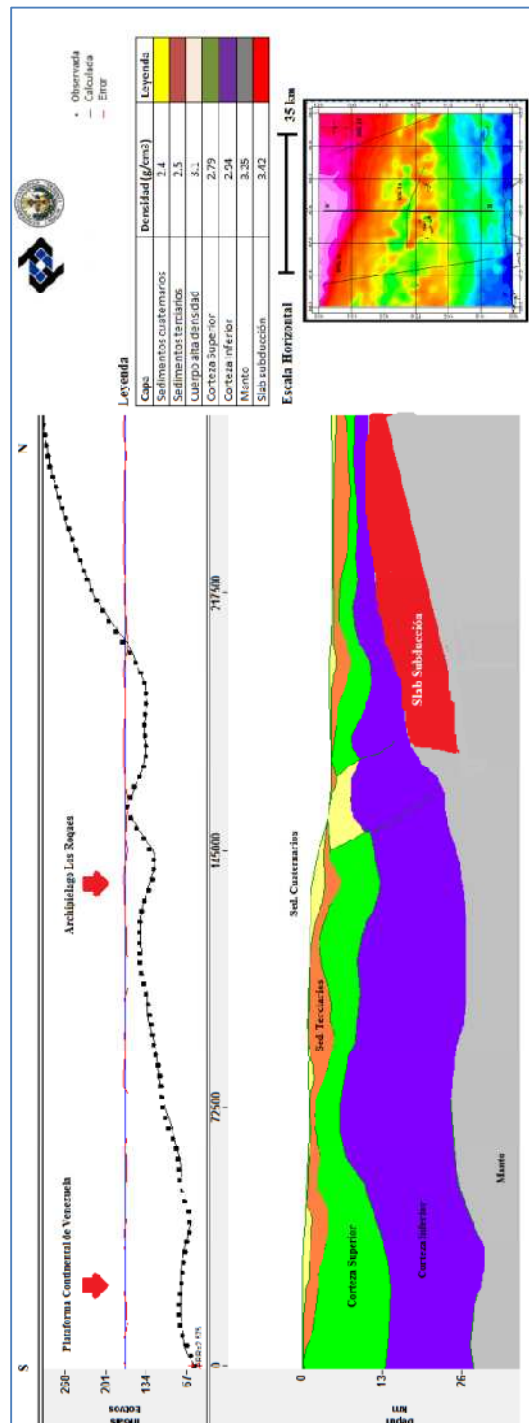


Figura 4.41. Modelado del perfil B-B' a partir de la integración de los resultados sísmicos y gravimétricos.

Tabla N°4.10. Densidades en modelo B-B'

Capa	Densidad (g/cm ³)	Leyenda
Sedimentos cuaternarios	2.4	
Sedimentos terciarios	2.5	
Cuerpo alta densidad	3.1	
Corteza Superior	2.79	
Corteza Inferior	2.94	
Manto	3.25	
Slab subducción	3.42	

La profundidad de Moho aumenta de norte a sur, desde 11 km a 29 km en la zona sur del perfil. Magnani *et al.* (2009) presenta resultados similares al oeste de este perfil a nivel de la cuenca de Bonaire. Al norte, el gradiente es suave y el manto se vuelve más somero. Al norte se observa una disminución de espesores lo cual está correlacionado con los resultados mostrados en el mapa de deconvolución de Euler (Figura 4.41). La profundidad del límite corteza inferior – corteza superior es variable en toda la extensión del perfil. El mayor espesor de esta unidad se ubica en la transición entre la Plataforma de la Guaira y la cuenca de Bonaire, siendo el máximo reportado de 14 km. La profundidad del basamento se ubica en un rango entre 1 km y 6.5 km, siendo más somero al sur, correspondiente a la Plataforma de La Guaira y profundiza al norte hacia la fosa de Los Roques. Se realizó una diferenciación entre cortezas a fin de demarcar zonas de corteza oceánica, transicional y continental. El espesor de sedimentos de edad terciaria y cuaternaria, varia de 0,8 km a 5.3 km en la cuenca de Bonaire. El depocentro de la cuenca es apreciable en la respuesta gravimétrica.

Los modelos gravimétricos permiten caracterizar a las provincias tectónicas del área en estudio de la siguiente manera:

- Fosa de Los Roques

La fosa de Los Roques tiene una resaltante respuesta gravimétrica y magnética, se manifiesta como una depresión caracterizada por valores mínimos de anomalía (60 mGal) en una dirección preferencial NO-SE afirmando el espesor sedimentario en la

zona, con una acumulación de sedimentos importante al norte de las islas Los Roques y La Orchila observable en el mapa de componente residual de la anomalía de Bouguer. En los perfiles sísmicos BOL 19 y BOL 16, la fosa de Los Roques se caracteriza por la presencia de una secuencia espesa de reflectores planos que se acuñan al sur contra el basamento de las islas. El límite sur de la fosa, correspondiente a las Antillas de Sotavento, está bien definido a partir de una alineación de máximos gravimétricos, mientras que a nivel magnético, los mínimos valores de anomalía de campo magnético total, entre -14 y -106 nT corresponden a la ubicación de la fosa de Los Roques lo cual indicaría un amplio espesor sedimentario. La secuencia de reflectores planos no muestra deformación de tipo compresivo y estas estructuras pueden ser explicadas por la rotación en sentido horario del bloque de Bonaire como resultado de dos influencias externas dominantes: (1) movimiento en dirección norte del bloque de Santa Marta relativo a Suramérica como resultado del movimiento entre las placas Nazca y Suramérica, y (2) movimiento dextral entre las placas Caribe y Suramérica (Silver *et al.*, 1975).

- Antillas de Sotavento

A nivel gravimétrico y magnético, la totalidad de las Antillas de Sotavento no se presenta como un cuerpo continuo. Entre Las Aves y Los Roques se observan mínimos de anomalía que se observan tanto en el mapa gravimétrico como el magnético, lo que sugiere la existencia de una frontera que divide las Antillas de Sotavento, tanto a nivel profundo como somero, en dos regiones: Las Aves - Bonaire; y Los Roques – La Orchila. Los Roques y La Orchila tienen afinidad gravimétrica y magnética, con una posible extensión al SE que incluiría La Blanquilla. El basamento de las islas está afectado por estilos estructurales caracterizados por fallas de tipo normal en dirección NO-SE. Estas fallas son formadas a partir del movimiento diferencial a lo largo del margen de placas, donde la zona occidental de las Antillas de Sotavento que incluye Aruba, Curazao y Bonaire, se mueve 20% más lento que la zona oriental del arco que incluye Margarita y Barbados (Pérez *et al.*, 2001; Escalona *et al.*, 2003, Gorney *et al.*, 2007). En los perfiles sísmicos norte-sur el límite entre las

Antillas de Sotavento y la cuenca de Bonaire no es abrupto, es de tipo transicional caracterizado por estilos estructurales diferentes. En las islas predominan fallas de tipo normal que afectan desde el basamento hasta los sedimentos más jóvenes. A nivel somero, se observan valores mínimos de anomalía entre las islas indicando acumulación de sedimentos en esos sectores, rodeados por valores máximos resaltando un basamento más somero en las plataformas de las islas. Las fuertes anomalías magnéticas registradas a lo largo de las islas se deben a la predominancia de diabasas y basaltos en la composición de su basamento (Beets, 1972). Baamonde (1985) plantea que las terrazas del Sangamon situadas entre 1 y 3 m sobre el nivel del mar representan los niveles de carbonatos más altos que se encuentran en Los Roques y La Orchila. En Las Aves de Barlovento y Sotavento no hay afloramientos del Sangamon por encima del nivel del mar. En Los Roques y La Orchila la posición del nivel de las terrazas del Sangamon implican un régimen de subsidencia tectónica con respecto al nivel máximo del Sangamon, el cual fue de aproximadamente 6 m sobre el nivel actual. En La Blanquilla la terraza correspondiente al Sangamon está situada entre +7 y +10 m, lo cual implica un levantamiento tectónico de la isla con respecto al máximo nivel del mar. Esto implica un régimen de subsidencia prevaleciente en La Orchila y Los Roques, mientras que en La Blanquilla se evidencia un levantamiento tectónico, este régimen podría tener efectos en la interfaz manto-corteza, lo cual se correlaciona con los resultados gravimétricos-magnéticos, lo cual implicaría posibles adelgazamientos corticales en la zona.

- Cuenca de Bonaire

Se presenta como una provincia elongada que se extiende al sur de las Antillas de Sotavento desde Curazao hasta La Orchila, geometría apreciable en el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. El área sur de la cuenca está caracterizada por la presencia de una zona de sedimentos deformados y numerosas fallas cortando los estratos sedimentarios. Esta zona corresponde al área por debajo del límite estructural marcado en la porción central de la cuenca, caracterizada por una alineación de mínimos en el mapa residual de la anomalía gravimétrica. En el

modelo gravimétrico B-B' en esta porción se aprecia un basamento más profundo y una secuencia sedimentaria más espesa en concordancia con lo observado en el mapa residual gravimétrico.

El espesor de sedimentos en la cuenca de Bonaire es considerable. Case *et al.* (1974), a partir de perfiles sísmicos de reflexión, afirman que el espesor de sedimentos al sur de la plataforma de las islas está por encima de los 2 km (2 s) e incluso alcanza los 4,5 km en el centro de la cuenca, que han sido plegados y fallados. Silver *et al.*, (1975) a partir de modelado gravimétrico reportan un espesor de al menos 5 km de sedimentos en la cuenca. Bonini *et al.*, (1977) y Bonini (1978), a partir de modelado gravimétrico determinan un espesor de sedimentos para la cuenca entre 2 km y 6 km, aproximadamente.

Magnani *et al.* (2009) definen el basamento cristalino como la isolínea de velocidades correspondiente a 5,5 km/s en el perfil de velocidades, reflejando un espesor máximo de sedimentos en la cuenca de 10 km, aproximadamente. A partir del modelado gravimétrico, el espesor máximo en la cuenca de Bonaire está entre 4,5 km y 4.9 km. La principal diferencia en espesor reportada lo representa el modelo de Magnani *et al.* (2009) con 10 km como valor máximo, a partir del modelo de velocidades, lo cual puede deberse a la presencia de sedimentos con bajas velocidades.

- Basamento

La interfase que define el tope del basamento propuesta en el presente estudio, se observa en las Figuras 4.40 y 4.41 y contempla la información producto del modelado gravimétrico de los perfiles A-A' y B-B'. La profundidad del basamento está en un rango comprendido entre 1 km a 8 km, y es variable a lo largo de la zona de estudio. El mapa en profundidad del basamento nos permite tener una visión regional del comportamiento de la cuenca, observando la forma elongada de la misma al sur de las Antillas de Sotavento, volviéndose estrecha hacia la costa.

En los perfiles sísmicos, la fase Eoceno-Oligoceno está caracterizada por un periodo extensivo reflejado en la presencia de un conjunto de fallas normales, denominadas familia A (equivalentes a la familia 4, según Escalona y Mann, 2011) que afectan el

basamento y los sedimentos de la unidad Paleógeno correspondiente a la unidad U1. El espesor de sedimentos en el bloque inferior de las fallas normales es mayor, lo que permite afirmar que las mismas fueron activas durante el periodo de depositación correspondiente al Eoceno Tardío-Oligoceno. La segunda fase tectónica, Mioceno Temprano-Mioceno Medio, se caracteriza por una apertura este oeste de las Antillas Menores, representado por fallas normales NO-SE que afectan el basamento de las islas, identificadas en las líneas sísmicas como familia B (equivalentes a la familia 5, según Escalona y Mann, 2011). La tercera fase tectónica, del Mioceno Medio al presente, se caracteriza por el levantamiento y la inversión de la cuenca de Falcón de oeste a este. Durante este periodo, el conjunto de fallas normales fueron invertidas al sur de la cuenca de Bonaire, como se muestra en los perfiles en dirección norte-sur, zona caracterizada por estratos deformados y fallados.

- Corteza inferior

La interfase corteza inferior – corteza superior se define a partir del modelado gravimétrico de los dos perfiles, A-A' y B-B'. La profundidad de la interfase varía de 7 km, entre Los Roques y La Orchila, a 26 km al sur de la cuenca de Bonaire y se extiende incluso al suroeste por debajo del continente.

- Manto

Magnani *et al.* (2009), a partir de datos de sísmica de gran ángulo (proyecto BOLIVAR), modelaron la interfase de Moho a una profundidad de 20 km por debajo del CDSC, que continúa profundizando sin cambio en la pendiente hasta 27 km por debajo de las Antillas de Sotavento. Schmitz *et al.* (2008) a partir de perfiles sísmicos de gran ángulo, perpendiculares al límite de las placas Caribe y Suramérica al norte de Venezuela, obtienen información acerca de la estructura de la corteza cuyo espesor varía desde 35 km de profundidad a lo largo de la línea de costa, correspondiente al sistema montañoso del Caribe y decrece hacia las Antillas Holandesas al norte. Hacia el sur de la línea de costa incrementa su espesor a aproximadamente 40 km de profundidad. El espesor de la corteza por debajo de las islas puede explicarse por el

engrosamiento de la misma producto de un periodo de subducción o por el apilamiento de las capas sobrecorridas (Peter, 1972).

CAPÍTULO V

Conclusiones y Recomendaciones

La interpretación integrada a partir de datos geofísicos en la cuenca de Bonaire incluye líneas sísmicas de reflexión 2D, datos gravimétricos y magnéticos derivados de modelos combinados que integran datos de plataformas satelitales, así como también la integración de información batimétrica y geológica permite concluir lo siguiente:

Las Antillas de Sotavento, caracterizadas por valores positivos de anomalías gravimétricas y magnéticas, entre 130 y 200 mGal, y entre 90 y 213 nT, respectivamente, no se presentan como un cuerpo continuo en superficie. Entre las islas Las Aves y Los Roques se observan valores mínimos de anomalías gravimétricas y magnéticas que rompen la continuidad del sistema en sentido NO-SE, afirmando que existe una frontera que divide la cadena de islas, tanto a nivel profundo como somero, en dos regiones: Las Aves - Bonaire y Los Roques – La Orchila. Las Aves tiene afinidad gravimétrica/magnética con Bonaire, y se extiende probablemente al NO hacia Curazao. Los Roques y La Orchila tienen afinidad gravimétrica/magnética, con una posible extensión al SE que incluiría La Blanquilla. Méndez (1985) plantea que las terrazas del Sangamon (entre 125.000 y 131.000 años) situadas entre 1 y 3 m sobre el nivel del mar representan los niveles de carbonatos más altos que se encuentran en Los Roques y La Orchila. En Las Aves de Barlovento y Sotavento no hay afloramientos del Sangamon por encima del nivel del mar. En Los Roques y La Orchila la posición del nivel de las terrazas del Sangamon implican un régimen de subsidencia tectónica con respecto al nivel máximo del Sangamon, el cual fue de aproximadamente 6 m sobre el nivel actual. En La Blanquilla la terraza correspondiente al Sangamon está situada entre +7 y +10 m, lo cual implica un levantamiento tectónico de la isla con respecto al máximo nivel del mar. Esto implica un régimen de subsidencia prevaleciente en La Orchila y Los Roques, mientras que en La Blanquilla se evidencia un levantamiento tectónico, este régimen podría tener

efectos en la interfaz manto-corteza, lo cual se correlaciona con los resultados gravimétricos-magnéticos, que pudieran implicar posibles adelgazamientos corticales en la zona.

La cuenca de Bonaire se presenta como una provincia elongada que se extiende al sur de las Antillas de Sotavento desde Curazao hasta La Orchila, geometría apreciable en el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. El área sur de la cuenca está caracterizada por la presencia de una zona de sedimentos deformados y numerosas fallas cortando los estratos sedimentarios. Esta zona corresponde al área por debajo del límite estructural marcado en la porción central de la cuenca, caracterizada por una alineación de mínimos en el mapa residual de la anomalía gravimétrica. En el modelo gravimétrico B-B' en esta porción se aprecia un basamento más profundo y una secuencia sedimentaria más espesa en concordancia con lo observado en el mapa residual gravimétrico.

La interfase del basamento se encuentra en un rango comprendido entre 1 a 8 km, y es variable a lo largo de la zona de estudio, mientras que la profundidad de Moho varía de 21 km al NE de las Antillas de Sotavento a 38 km al sur, en el continente, con una tendencia general a profundizar en esa dirección. A nivel de las islas, se presenta un bajo estructural entre Las Aves y Los Roques, de 27 km, cónsono con la geometría que presenta el mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer. Es en este sector donde ocurre la división en dos provincias de las Antillas de Sotavento: Bonaire-Las Aves y Los Roques-La Orchila. La profundidad de las fuentes gravimétricas regionales a partir del análisis espectral es de 24 km, acorde con las profundidades estimadas en el centro de la cuenca de Bonaire a partir del modelado gravimétrico/magnético. Por otro lado, se recomienda ampliar los estudios de profundidad de Curie hacia el sur del área de estudio ya que el mapa presentado indica un incremento relativo de la profundidad hacia esta zona.

REFERENCIAS

- ANDERSON, T., SCHMIDT, V. (1983). *The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time*. Geol. Soc. Am. Bul. 94. 941-966.
- AROGUNMATI, A. (2006). *3-D Seismic Structure of the Leeward Antilles Arc from seismic refraction and reflection tomography*. Tesis M.Sc. Universidad de Rice, Houston. 59 pp.
- AROGUNMATI, A., ZELT, C., LEVANDER, A.(2006). *3-d Seismic structure of the Leeward Antilles arc from Seismic refraction and reflection tomography*. Earth Science Department, Rice University, Houston. Pp 50.
- AUBOUIN, J., BALTUCK, M., ARNOTT, R.J., BOURGOIS, J., FILEWIEZ, M., HELM, R., KVENVOLDEN, K.A., LIENERT, B., MC DONALD, T., MC DOUGALL, K., OGAWA, Y., TAYLOR, E.y WINSBOROUGH, B. (1982). *Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project, subduction without accretion, Middle America Trench off Guatemala*. Nature 297, 458– 460.
- AUDEMARD F. A. (2009). *Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean Plate boundary*. Geological Society. London. Special Publications 2009; v. 328; p. 569-586.
- AUDEMARD, F. A. (1993). *Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón)*. Ph.D. thesis, Université Montpellier II, 369 pp.
- AUDEMARD, F. A. (1995). *La Cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica*. IX Congreso Latinoamericano de Geología. Caracas. Venezuela.
- AUDEMARD, F. A. (1997). *Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental*. VIII Congreso Geológico Venezolano. Porlamar. 1, 93–100.
- AUDEMARD, F. A. (1998). *Evolution geodynamique de la facade nord Sud-americaine: Nouveaux apports de l'histoire geologique du Bassin de Falcón*. Venezuela: Proceedings, XIV Caribbean Geological Conference. Trinidad, 1995, Port of Spain, Geological Society of Trinidad and Tobago, 327– 340.
- AUDEMARD, F. A. (2001). *Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela*. Journal of Structural Geology, 23:431- 453.
- AUDEMARD, F. A., MACHETTE, M. N., COX, J. W., DART, R. L. y HALLER K. M. (2000). *Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions*. U.S. Geological Survey, Open-File Report, 00-018.
- AUDEMARD, F. A., ROMERO, G., RENDON, H. y CANO, V. (2005). *Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions*. Earth Science Reviews, 69, 181–233.

- ÁVILA, J. (2005). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Suramericana, Región Oriental de Venezuela (Estado Anzoátegui)*. Trabajo de grado, Universidad Simón Bolívar, inédito, Sartenejas Caracas, Venezuela. pp. 130.
- BALL, M. M., HARRISON, C. G. A. y SUPKO, P. R. (1969). *Atlantic opening and the origin of the Caribbean*. *Nature* 223, 167–168.
- BEETS, D. J. (1972). *Lithology and stratigraphy of the Cretaceous and Danian succession of Curacao*. En: *Natuurwetenschappelijke Studiekring voor Suriname en de Nederlandse Antillen* 70:1–153.
- BEZADA, M., SCHMITZ, M., JACOME, M.I., RODRIGUEZ, J., AUDEMARD, F., y IZARRA, C. (2008). *Crustal structure in the Falcon Basin area, north western Venezuela, from seismic and gravimetric evidence*. *Geodynamics* 45, 191-200.
- BIJU-DUVAL, B., MASCLE, A., ROSALES, H. y YOUNG, G. (1982). *Episutural Oligo-Miocene basins along the north Venezuela mar margin*. en J. Watkins and C. Drake, eds., *Studies in continental margin geology: AAPG Memoir* 34, 347–358.
- BIJU-DUVAL, G., MASCLE, A., MONTADERT, L., y WANNESON, J. (1978). *Seismic investigations in the Colombia, Venezuela and Grenada Basins and on the Barbados Ridge for future IPOD drilling*. *Geol. Mijnbouw*, 57:105-116.
- BLAKELY, R.J., (1988). *Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada*. *Journal of Geophysical Research* 93, 11817–11832.
- BLAKELY, R.J., BROCHER, T.M., y WELLS, R.E.,(2005). *Subduction zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle*. *Geology* 33, 445–448.
- BONINI, W. E. (1978). *Anomalous crust in the eastern Venezuela Basin and the Bouguer gravity anomaly field of northern Venezuela and the Caribbean borderland*. *Geologie en Mijnbouw*, 57(2), 151-162.
- BONINI, W.E., DE GAETA, C. P. y GRATEROL, V. (1977). *Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer en la parte norte de Venezuela y áreas vecinas, escala: 1:1,000,000*. Minist. de Energ. y Minas, Dir. de Geol., Caracas.
- CASE, J. E., T. L. HOLCOMBE y MARTIN, R. G. (1984). *Map of geologic provinces in the Caribbean region*. En: Bonini, W., Hargraves, R. (Eds.), *The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. GSA Memoir of America. Boulder, CO, USA. vol. 162, 1–30. Geological Society
- DIEBOLD, J. B., STOFFA, P. L., BUHL, P. y TRUCHAN, M. (1981). *Venezuela Basin crustal structure*. *Journal of Geophysical Research*. V. 86, 7901-7923.
- DIMITRIADIS, K., TSELENTIS, G.A., y THANASSOULAS, K., (1987). *A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation*. *Computers & Geosciences* 13 (5), 549–560.
- DONNELLY T. (1994). *The Caribbean Sea Floor. Caribbean Geology: An Introduction*. U.W.I Publisher Association, Kingston.
- DONNELLY, T. (1989). *Geologic history of the Caribbean and Central America*. En: *The geology of North America-an overview*. Bally, A., y Palmer, A. (eds). Boulder. Colorado, Geol. Soc. Am., *Geology of North America*, vol. A. 299-231.

- DUNCAN, R. A. y HARGRAVES, R. B. (1984). *Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame*. En: Bonini, W. E., Hargraves, R. B., y Shagam, R. (Eds.). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Mem. Geol. Soc. Am., 162:81-94.
- DUVAL, B., A. MASCLE, H. ROSALES, y YOUNG G. (1982). *Episutural Oligo-Miocene basins along the north Venezuela margin*, En J. Watkins and C. Drake, (Eds.). *Studies in continental margin geology*. AAPG Memoir 34, 347–358.
- ESCALONA, A., A. SENA, y P. MANN. (2003). *Basement blocks and basin inversion structures mapped using reprocessed Gulfex 2D seismic data, Caribbean – South America oblique collisional zone*. American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco. 141-161.
- ESCALONA, A., JAIMES, M. y MANN, P., (2009). *Miocene to recent Cariaco basin, offshore Venezuela: Structure, tectonosequences, and basin-forming mechanisms*. Marine and Petroleum Geology XXX, 1–23.
- ESCALONA, A., y MANN, P. (2011). *Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone*. Marine Petroleum Geol., 28, 8-39, doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.01.016, #2142
- EVA, A., K. BURKE, P. MANN, y G. WADGE (1989). *Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean*. Marine and Petroleum Geology. v. 6, p. 9–21.
- FRISCH, W., MESCHÉDE, M. y SICK, M. (1992). *Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results*. Geol. Soc. Am. Bull. 104 (10), 1301–1314. 140
- GHOSH N., HALL S. A. y CASEY J. F. (1984). *Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin*. Geol. Soc. Am. Memoria 162. Houston, Texas.
- GIUNTA G., MARRONI, M., PADOA, E. y PANDOLFI, L. (2003). *Geological constraints for the geodynamic evolution of the southern margin of the Caribbean plate*. AAPG Mem. 79, 104- 125.
- GIUNTA, G., BECCALUVA, L., COLTORTI, M. y SIENA, F. (1999). *Caribbean plate evolutionary model for Caribbean* PT Web Page. 6 p.
- GONZALEZ DE JUANA C., ITURRALDE J. y PICARD X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Ediciones FONINVES. Caracas, v.1, p. 407 y v. 2, p. 624.
- GORNEY, D., A. ESCALONA y MANN P. (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*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 91(5), 653–684.
- GUÉDEZ, R. (2003). *Estudio cortical en el área centro – norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sismica de refracción*. Tesis de grado, Universidad Central de Venezuela. Inédito, Caracas. Pp 123.
- HOLCOMBE, T. L., LADD, J. W., WESTBROOK, G., EDGAR, N. T. y BOWLAND, C. L. (1990). *Caribbean Margin Geology; Ridges and Basins of the Plate Interior*. En

- Dengo G., Case j. E., eds., *The Caribbean region*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, v. H, p. 231-260.
- JAMES, K. (2000). *The Venezuelan hydrocarbon habitat: Part 2. Hydrocarbon occurrences and generated-accumulated volumes*. Journal of Petroleum Geology, v. 23, p. 133–164.
- JAMES, K. (2006). *Arguments for and against the pacific origin of the Caribbean Plate and arguments for an in situ origin*. Caribbean Journal of Earth Science, v. 39, p. 47-67.
- KELLOGG, J. (1984). *Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela–Colombia, and adjacent basins*. En W. Bonini, R. Hargraves, and R. Shagam, eds., *The Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics*: Geological Society of America Memoir 162, p. 239–261.
- KERR, A. C., ITURRALDE-VINENT, M. A., SAUNDERS, A. D., BABBS, T. L., y TARNEY, J. (1999). *A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks*. Geological Society of America Bulletin, 111, 1581–1599.
- KLITGORD, K. Y SCHOUTEN, H. (1986). *Plate kinematics of the central Atlantic*. En: Tucholke, B.E., Vogt, P.R. (Eds.), *The Western Atlantic Region (The Geology of North America, vol. M)*. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 351– 378.
- LOWES, F.,(2007). *Geomagnetics spectrum, spatial*. En: Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 350–353.
- LUDWIG, W. J.; NAFE, J. E. y DRAKE, C. L. (1970): *Seismic refraction*. En: *The Sea*. Vol. 4, part 1. New concepts of sea floor evolution (Ed. A. E. Maxwell). Wiley-Interscience, Nueva York, 53-84.
- MACDONALD, K.C. y HOLCOMBE, T.L. (1978). *Inversion of magnetic anomalies and sea floor spreading in the Cayman Trough*. Earth and Planetary Science Letters, 40,407-414.
- MACELLARI, C. (1995). *Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia*. En: Tankard A. J, R. Suarez S. y Welsink H. J. (Eds.). *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, 757-780.
- MAGNANI, M. B., ZELT, C. A., LEVANDER, A. y SCHMITZ, M. (2009). *Crustal structure of the South American–Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data*. J. Geophys. Res., 114.
- MANN, P. (1999). *Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting*. En: Mann, P. (Ed.), *Sedimentary Basins of the World, 4, Caribbean Basins*, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 3 31.
- MANN, P., C. SCHUBERT, y BURKE K. (1990). *Review of Caribbean neotectonics*. En: G. Dengo and J. Case, (Eds.). *The Caribbean region*: Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. H, 307– 338.
- MARTIN-KAYE, P. H. A. (1969). *A summary of the geology of the Lesser Antilles*. Overseas Geology and Mineral Resources, 10, 172-206.

- MASY, J. (2007) *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Sur América en las Antillas de Sotavento*. Trabajo de grado, Universidad Simón Bolívar, inédito, Sarteneja Caracas, Venezuela. pp 146.
- MAUS, S., BARCKHAUSEN, U., BERKENBOSCH, H., BOURNAS, N., BROZENA, J., CHILDERS, V., DOSTALES, F., FAIRHEAD, J., FINN, C., VON FRESE, R., GAINA, C., GOLYNSKY, S., KUCKS, R., LUHR, H., MILLIGAN, P., MOGREN, S., MULLER, R., OLESEN, O., PILKINGTON, M., SALTUS, R., SCHRECKENBERGER, B., THEBAULT, E. Y MESCHÉDE, M. Y FRISCH, W. (1998). *A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate* *Tectonophysics* 296, 269–291.
- Metallogeny, the evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, Geological Association of Canada, Minerals Deposits Division, Special Publication No.5, 971–982.
- MENDEZ, J. (1985). *Transgresiones y regresiones marinas en el pleistoceno tardío. Subsistencia y levantamiento en Los Roques, Las Aves y La Blanquilla*. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas, Venezuela. 5586-5589.
- NAFE, J. E., y DRAKE, C. L. (1963). *Physical properties of marine sediments*. En: *The Sea*, Vol.3, edited by M. N. Hill, Interscience, New York. 794–815.
- ORIHUELA, N. y GARCIA, A. (2011). *Deconvolución de Euler en datos gravimétricos de la región Nor-Central de Venezuela*. I Congreso Venezolano de Geociencias, Caracas, 4 p., aceptado.
- PAOLINI, M.(2012). *Interpretación geofísica integrada del sector occidental de la plataforma centro norte costera de Venezuela*. Trabajo de grado de maestría no publicado. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- PETER, G. (1972). *Geologic structure offshore north-central Venezuela*. Trans. Caribb. Geol. Conf., 6th, 283–294.
- PINDELL, J. y KENNAN, L. (2001). *Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean*. Transactions, Petroleum Systems of deep-water basins: Global and Gulf of Mexico experience. GCSSEPM, 21st, Research Annual Conference, Houston, Texas.
- PINDELL, J., (1985). *Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea*. *Tectonics* 3, 133–156. Pindell, J.L., (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: *Caribbean Geology: An Introduction* (Eds. Donovan, S.K., Jackson, T.A.). U.W.I. Publishers' Association, Kingston, Jamaica, pp. 13-39.
- PINDELL, J., CANDE, S., PITMAN, W., ROWLEY, D., DEWEY, J., LABRECQUE, J., y HAXBY, W., (1988). *A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution*. *Tectonophysics*, 155. 121-138.
- PINDELL, J., DEWEY, J.F. (1982). *Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region*. *Tectonics* 1 (2), 179–212.
- PINDELL, J., KENNAN, L., MARESCH, W., STANCK, K., DRAPER, G. y HIGGS, R. (2005). *Plate Kinematics and Crustal Dynamics of Circum Caribbean Arc Continent*

- Interactions: Tectonic controls on basin development in proto Caribbean margins.* Geological Society of America, Spatial Paper 394, 7-52.
- PINDELL, J.L., y BARRETT, S.F. (1990). *Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective.* En: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean Region (The Geology of North America, vol. H).* Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 339–374.
- PINET, B., LAJAT, D., LE QUELLEC, P. y BOUYASSE, P. (1985). *Structure of the Aves Ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data.* En Mascle, A. (ed.), *Geodynamique des Caraïbes*, Technip, Paris. 53-64.
- PORRAS, L. (2000). *Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire.* VII Congreso Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Caracas, Venezuela, 279–292.
- REGAN, R. D. y HINZE, W. J. (1976): *The effect of finite data length in the spectral analysis of ideal gravity anomalies.* Geophysics, 41, 1, 44-55.
- ROSENCRANTZ, E. y SCLATER, J.G. (1986). *Depth and age of the Cayman Trough.* Earth and Planetary Science Letters, 79, 133-144.
- ROSS, M.I. y SCOTSE, C.R., (1988). *A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region.* En: Scotese, C.R., Sager, W.W. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions.* Tectonophysics 155, 139– 168.
- RUIZ, F., INTROCASO, A., (2004). *Curie point depth beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies.* Gondwana Research 7 (4), 1133–1142.
- SANDWELL, D. y SMITH, W. (1997). *Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry.* Journal of Geophysical Research B 102, 10039–10054.
- SCHMITZ, M., J. AVILA, M. BEZADA, E. VIEIRA, M. YANEZ, A. LEVANDER, C. A. ZELT, M. I. JACOME, y M. B. MAGNANI (2008). *Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations,* Tectonophysics, 459, 14–26.
- SHIVE, P.N., BLAKELY, R.J., y FOUNTAIN, D.M., (1992). *Magnetic Properties of the lower continental crust.* En: Fountain, D.M., Arculus, R., Kay, R.W. *Continental Lower Crust, Development in Geotectonics 23*, ed. Fountain D.M., Elsevier, Netherlands, pp. 145–199.
- SILVER, E. A., J. E CASE y MACGILLAVRY H. J. (1975). *Geophysical Study of the Venezuelan Borderland.* Geological Society of America. Bulletin 86, 213–226.
- SMITH W. H. F., y SANDWELL D. T. (1997). *Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings,* Science, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997.
- SOULAS, J. P., GIRALDO, C., BONNOT, D. y LUGO, M. (1987). *Actividad cuaternaria y características sismogénicas del sistema de fallas Oca-Ancón y de las fallas de Lagarto, Urumaco, Rio Seco y Pedregal. Afinamiento de las características sismogénicas de las fallas de Mene Grande y Valera. (Proyecto COLM).* Reporte no publicado, Intevp, Funvisis.

- STEPHAN, J. F. (1982). *Evolution geodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela)*. These d'état. Paris, Francia.
- STEPHAN, J.F. (1985). *Andes et chaîne caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). Evolution geodynamique*. Proceedings of Symposium Geodynamique des Caraïbes, Paris, 505–529.
- STEPHAN, J.F., 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., y DERCOURT, J. (1990). *Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present*. Bull. Soc. Geol. Fr. 8 (6), 915–919.
- SYKES, L.R., MC CANN, W.R. y KAFKA, A.L. (1982). *Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements*. J. Geophys. Res. 87, 10656–10676.
- TANAKA, A., OKUBO, Y., y MARSUBAYASHI, O., (1999). *Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia*. Tectonophysics 306, 461–470.
- TRENKAMP, R., J. KELLOGG, H. MORA, J. FREYMUELLER, T. DIXON, y L. LEFFER (1995). *Active Panama arc, northern Andes collision, GPS displacement vectors 1988– 1994 (abs.): Transactions*. American Geophysical Union, 1995 Fall Meeting, San Francisco, California, p. 613.
- TRENKAMP, R., KELLOGG, J.N., FREYMULLER, J.T., y MORA, H.P. (2002). *Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASAGPS observations*. Journal of South American Earth Sciences 15, 157–171.
- UGHI, A.; D. GONZÁLEZ y TOLOZA A. (2012). *Delimitación del margen septentrional de Suramérica mediante el realzado de la anomalía gravimétrica*. En: Schmitz, M., F. Audemard y F. Urbani (Eds.), *El límite noreste de la Placa Sudamericana - estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Revista de la Facultad de Ingeniería, Edición Especial, en revisión.
- VAN DER HILST, R., y P. MANN. (1994). *Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America*: Geology, v. 22, 451–454.
- VIEIRA, E. (2005). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Suramericana, Región Central de Venezuela (Estados Aragua y Guárico)*. Trabajo de grado, Universidad Simón Bolívar, inédito, Sarteneja Caracas, Venezuela. pp 125
- WEBER, J.C., DIXON, T.H., DEMETS, C., AMBEH, W.B., JANSMA, P., MATTIOLI, G., SALEH, J., SELLA, G., BILHAM, R., y PEREZ, O. (2001). *GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela*. Geology 29, 75–78.
- WHEELER, C., (1963). *Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcon Basin*. Venezuela: AAPG Bulletin, v. 47, 35–68.

- YSACCIS, R. (1997). *Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore*, Doctoral thesis, Rice University Houston, Texas, USA. pp 285.
- ZELT C. A. (2005) *Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure*. Geophysical Journal International, 108, p. 16-34.