

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA PLATAFORMA CENTRO NORTE COSTERA DE VENEZUELA

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Nuris Orihuela

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Ing. Paolini I., Mónica C.
Para optar al Título de
Magister Scientiarum en Geofísica

Caracas, 2012

© Mónica Paolini, 2012
Hecho el Depósito de Ley.
Depósito Legal lft4872012551435



VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo de Grado** presentado por la **ING. MÓNICA CECILIA PAOLINI INFANTE**, portadora de la Cédula de Identidad No. 16.114.016, bajo el título **“INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA PLATAFORMA CENTRO NORTE COSTERA DE VENEZUELA”**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magíster Scientiarum en Geofísica dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 24 de Febrero de 2012, a las 9:00 a.m., para que la autora lo defendiera en forma pública, lo que esta hizo en el salón Zuloaga, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con la ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado

Para dar este veredicto, el jurado estimó que el trabajo examinado representa en su conjunto un aporte importante al conocimiento geológico del área de estudio. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de Geofísica; por lo cual por lo cual se le aprueba con la calificación de **“Publicación”**, de acuerdo a lo establecido en el artículo 53 del Reglamento de Estudios de Postgrado de la UCV.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores M.Sc. Nuris Orihuela, Dr. Michael Schmitz y Dra. Crelia Padrón, estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de Geofísica.

20
Cepeda
Wald

En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los veinte (24) días del mes de Febrero del año 2012, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado la M.Sc. Nuris Orihuela.

Dr. Michael Schmitz
C.I. E-84.322.148
Facultad de Ingeniería UCV

Dra. Creliá Padrón
C.I. 11.344.310
Universidad Simón Bolívar

M.Sc. Nuris Orihuela
C.I. 4.289.428
Facultad de Ingeniería UCV
Tutora



Am/24-02-2012.

*A mis padres, Ana Cecilia y Plinio,
por su amor infinito y apoyo incondicional.*

*A Erwin,
mi novio, esposo, mi mejor amigo y compañero de vida,
nada sería posible sin ti.*

*“Si supiera que el mundo se acaba mañana, yo, hoy todavía, plantaría un
árbol”
Martin Luther King*

*“Vivir no es sólo existir,
sino existir y crear,
saber gozar y sufrir
y no dormir sin soñar.
Descansar, es empezar a morir”
Gregorio Marañón*

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre y Magna casa de estudio, Universidad Central de Venezuela, por haberme permitido estar en sus aulas y hacerme sentir orgullosa de formar parte del grupo selecto de profesionales graduados en esta bella obra arquitectónica, hija de Villanueva: la casa que vence las sombras!

A mi amada Alma Mater, Universidad Simón Bolívar, porque ahí comenzó todo este largo camino de aprendizaje que aun recorro con tanta satisfacción.

A mis padres, Ana Cecilia y Plinio, de quienes estaré infinitamente agradecida. A Erwin, porque el amor todo lo vence. A mi hermano, por su apoyo y por darme la dicha de ser tía, Diego te amo.

A FUNVISIS, mi segunda casa, donde no dejo de aprender y conocer a gente maravillosa. El lugar donde nacieron las ideas y donde escribí cada una de las páginas de mi tesis.

A PDVSA-Intevep por proporcionar los datos sísmicos usados en la tesis. En especial, a Karmele León por su continuo apoyo e incondicional ayuda y a todo su equipo quienes me abrieron sus puertas y colaboraron en la búsqueda continua de datos.

A Nuris Orihuela y Michael Schmitz, mis profesores, mentores y amigos, fuentes de inspiración y ejemplos a seguir! Por su compromiso, dedicación y entrega para que este trabajo se llevara a cabo con éxito.

A la profesora Crelia Padrón, por su valiosa ayuda en la interpretación de datos sísmicos, por su paciencia y por alentarme a continuar con el trabajo.

A mis panas: Jennifer, Eduin, Kenny, Carlos, Sirel, Víctor, Jélime, Javier, Cecilio, Luis, Chuo, por escuchar, por entender y por estar!

A todas aquellas personas que creyeron en mí y de alguna u otra forma contribuyeron en el desarrollo de mi carrera.

GRACIAS!

Paolini I., Mónica C.

INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA PLATAFORMA CENTRO NORTE COSTERA DE VENEZUELA

Tutor Académico: Prof. Nuris Orihuela

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Año 2012, 154 p.

Palabras Claves: sísmica de reflexión, gravimetría, magnetometría, modelado, plataforma centro norte costera, Venezuela.

Resumen. A objeto de estudiar el régimen tectónico-estructural de la plataforma centro norte costera venezolana, se analizaron datos geofísicos que incluyen datos sísmicos de reflexión 2D, así como también información gravimétrica y magnética derivados de modelos combinados que integran datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales. La metodología de trabajo fue dividida en tres fases principales: La fase de interpretación sísmica incluye el análisis de seis perfiles regionales de reflexión 2D, dos en dirección este-oeste y cuatro en dirección norte-sur. Fueron identificadas cuatro secuencias depositacionales limitadas por cuatro discordancias, correspondientes a los ciclos Eoceno superior - Oligoceno inferior, Oligoceno superior - Mioceno inferior, Mioceno medio - superior y Plioceno - Reciente. La fase de interpretación gravimétrica/magnética comprende la aplicación del análisis espectral tanto a los datos gravimétricos como a los magnéticos, con la finalidad de generar el espectro de potencia radial correspondiente para realizar la separación de la componente regional y residual de las anomalías, y calcular la profundidad de las fuentes que las generan. La última fase corresponde al proceso de modelado integrando la información batimétrica, sísmica, gravimétrica y magnética a lo largo de tres perfiles, dos en dirección este-oeste y uno en dirección norte-sur. Los resultados muestran la configuración regional de la plataforma centro norte costera de Venezuela a nivel profundo, intermedio y somero. El Moho aumenta su profundidad de norte a sur, de 21 km al NE de las Antillas de Sotavento a 38 km al sur, en el

continente. Paralelo a la costa la tendencia del Moho no es estrictamente lineal en dirección este-oeste, sino que se observan altos y bajos que indican un Moho más profundo al sur de la Cuenca de Bonaire hacia la costa (33 km) que se vuelve más somero hacia la Plataforma de La Guaira (28 km) y vuelve a profundizar al este, hacia Cabo Codera (32 km). La Cuenca de Bonaire se presenta como una provincia alargada que se extiende al sur de las Antillas de Sotavento desde Curazao hasta La Orchila, con un máximo espesor de sedimentos de 5 km.

INDICE GENERAL

	Pág.
RESUMEN	vi
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2 JUSTIFICACIÓN	2
1.3 OBJETIVOS	4
1.3.1 Objetivo general	4
1.3.2 Objetivos específicos	4
1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
1.5 ANTECEDENTES	6
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	14
2.1 REGIÓN CARIBE	14
2.1.1 Provincias tectónicas	17
2.2 TECTÓNICA LOCAL	19
2.2.1 Cuenca Falcón-Bonaire	20
2.2.1.1 Fases tectónicas	21
2.2.2 Geomorfología	26
2.2.3 Fallamiento activo	30
2.2.3.1 Sismicidad histórica	32
2.2.3.2 Sismo 12 de septiembre de 2009	35
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA	39
3.1 BASE DE DATOS	39
3.1.1 Sistema de coordenadas	40
3.1.2 Datos batimétricos	41
3.1.3 Datos sísmicos	42
3.1.4 Datos gravimétricos	43
3.1.5 Datos magnéticos	44
3.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA	45
3.2.1 Interpretación de horizontes	45
3.2.2 Interpretación de fallas	45
3.2.3 Conversión tiempo a profundidad	46

3.3 INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA/MAGNÉTICA	48
3.3.1 Análisis espectral	48
3.3.1.1 Profundidad de las fuentes	51
3.3.2 Separación regional/residual a partir del análisis espectral	52
3.4 MODELADO GRAVIMÉTRICO / MAGNÉTICO DE LOS PERFILES SÍSMICOS	53
3.4.1 Definición de cuerpos y estimación de profundidades	54
3.4.2 Estudio de densidades	56
3.4.3 Profundidad de la isoterma de Curie	57
3.4.4 Estudio de susceptibilidades magnéticas	58
CAPÍTULO IV: RESULTADOS Y ANÁLISIS	60
4.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA	60
4.1.1 Perfiles sísmicos	61
4.1.1.1 Perfil PC1	61
4.1.1.2 Perfil PC2	62
4.1.1.3 Perfil PC3	65
4.1.1.4 Perfil PC4	65
4.1.1.5 Perfil PC5	65
4.1.1.6 Perfil PC6	69
4.1.2 Provincias	72
4.1.3 Horizontes y unidades sísmicas	77
4.1.4 Sistema de fallas	81
4.1.5 Mapas isócronos e isópacos	85
4.1.7 Fases tectónicas	88
4.2 INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA	91
4.2.1 Mapa de anomalía de Bouguer	91
4.2.2 Profundidad de las fuentes gravimétricas a partir del análisis espectral	92
4.2.3 Mapas regional / residual gravimétrico	94
4.3 INTERPRETACIÓN MAGNÉTICA	98
4.3.1 Mapa de anomalía magnética	98
4.3.2 Profundidad de las fuentes magnéticas a partir del análisis espectral	100
4.3.3 Mapas regional / residual magnético	101

4.4 MODELADO GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO	104
4.4.1 Perfil A - A'	105
4.4.2 Perfil B - B'	112
4.4.3 Perfil C - C'	115
4.5 DISCUSIÓN	117
4.5.1 Fosa de Los Roques	119
4.5.2 Antillas de Sotavento	119
4.5.3 Cuenca de Bonaire	121
4.5.4 Plataforma de La Guaira	122
4.5.5 Basamento	124
4.5.6 Corteza inferior	126
4.5.7 Manto	127
CAPÍTULO V: CONCLUSIONES	133
REFERENCIAS	136
Anexo 1. PARES TWT-PROFUNDIDAD	148
Anexo 2. ESPECTROS DE POTENCIA PROMEDIADOS RADIALMENTE	152
Anexo 3. INTERPRETACIÓN DE PERFILES SÍSMICOS (en digital)	155

LISTA DE FIGURAS, ILUSTRACIONES O GRÁFICAS

FIGURAS

- Figura 1. (A) Ubicación y mecanismo focal asociado al sismo ocurrido el 12 de septiembre de 2009, 6,4 Mw, con epicentro costa afuera a 40 km al NE de Morón, estado Carabobo (FUNVISIS: http://www.funvisis.gob.ve/mecanismos_focales.php?pag=2). (B) Fenómeno de licuación reportado como producto del sismo (FUNVISIS, 2009). (C) Daños reportados en edificación en Tucacas: descomposición del núcleo de concreto y pérdida en la cobertura de concreto (FUNVISIS, 2009). 2
- Figura 2. Mecanismos focales de los eventos sísmicos ocurridos desde abril a septiembre de 2009 en la región norcentral de Venezuela (FUNVISIS, 2009). 3
- Figura 3. (A) Mapa de la región sureste del Caribe con las principales provincias tectónicas y características estructurales de la región (modificado de Hippolyte y Mann, 2011). Las flechas representan los vectores de desplazamiento compilados por Pérez *et al.*, (2001) y Trenkamp *et al.*, (2002). (B) Mapa topográfico/batimétrico de la región centro norte costera de Venezuela indicando el área de estudio enmarcada en color rojo. Los datos topográficos/batimétricos provienen del Modelo Digital de Elevación SRTM30 plus v6.0. 5
- Figura 4. a) Área de estudio. b) Mapa en profundidad de la interface de Moho determinado por Arogunmati (2006). 7
- Figura 5. Perfiles indicando modelo de velocidades y profundidad estimada de Moho. Modificado de Arogunmati (2006). 7
- Figura 6. Mapa de la profundidad de Moho estimada a partir de funciones receptoras realizado por Niu *et al.*, (2007). 8
- Figura 7. Área de ubicación del perfil, modelo de velocidades (arriba) y modelado gravimétrico de anomalías de Bouguer en tierra y anomalías de Aire Libre en mar (abajo) generado por Bezada *et al.* (2008). 9
- Figura 8. Sección sísmica sin interpretar e interpretada de un perfil N-S a lo largo de la región central de la Cuenca de Bonaire realizada por Gorney *et al.*, (2007). 10
- Figura 9. Mapa de la profundidad de Moho en Venezuela realizado por Schmitz *et al.* (2008). 11
- Figura 10. a) Área de estudio y ubicación del perfil 67°O. b) Modelo de velocidades y profundidad de Moho realizado por Magnani *et al.* (2009). 12
- Figura 11. Mapa gravimétrico (superior) y magnético (inferior) de Venezuela a partir de datos derivados de modelos combinados que integran

datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales, realizado por García (2009).	13
Figura 12. Esquemas de los modelos de la Evolución de la Tectónica Caribe. a) Modelo Pacífico. b) Modelo origen “ <i>in situ</i> ”. Modificado de Meschede y Frisch (1998).	15
Figura 13. Mapa de la región Caribe mostrando las principales unidades morfológicas (modificado de Donnelly, 1994).	17
Figura 14. (a) Modelo <i>pull-apart</i> (Mussig, 1978; Macellari, 1995), (b) Modelo retroarco (Audemard, 1993, 1998; Mann, 1999; Porras, 2000).	21
Figura 15. Mapas isócronos de las fases tectónicas correspondientes al Paleógeno (A), Mioceno temprano (B) y Mioceno tardío (C). Modificado de Gorney <i>et al.</i> , (2007).	22
Figura 16. Mapas paleoambientales correspondientes al Eoceno tardío (A), Mioceno tardío (B) y Plioceno temprano (C). Modificado de Porras (2000).	23
Figura 17. Modelo sedimentario esquemático durante el Oligoceno - Mioceno Temprano para la cuenca de Falcón-Bonaire. Tomado de Porras (2000).	24
Figura 18. Esquema de la evolución tectónica del NO de Venezuela. Tomado y modificado de Gorney <i>et al.</i> (2007).	26
Figura 19. Provincias fisiográficas de oeste a este: Plataforma de Golfo Triste, Cuenca de Choroní, Plataforma de La Guaira y ubicación de los cañones submarinos. Modificada de Sellier de Civrieux (1971).	27
Figura 20. Mapa de fallas cuaternarias de la región norcentral de Venezuela. Modificado de Audemard <i>et al.</i> , 2000.	32
Figura 21. Reubicación de algunos eventos históricos, con base en las evidencias de licuación de suelos. Rodríguez <i>et al.</i> (2006).	34
Figura 22. Mecanismos focales para algunos de los eventos sísmicos reportados en la región norcentral de Venezuela para el período abril-septiembre de 2009. Las soluciones evidencian un movimiento preferencial transcurrente dextral. La cartografía de fallas se basa en Beltrán (1993). Modificada de Palma (2011).	37
Figura 23. Distribución de datos batimétricos, sísmicos, gravimétricos y magnéticos en el área de estudio. Los datos batimétricos están separados cada 1 km (Becker <i>et al.</i> , 2009) y las estaciones gravimétricas/magnéticas tienen una separación de 3,7 km, aproximadamente (Pavlis <i>et al.</i> , 2008).	40
Figura 24. Proyecto generado en el programa Geomerú (Geostratos) con la totalidad de líneas sísmicas disponibles en la zona de estudio.	42
Figura 25. Ubicación de los seis perfiles sísmicos de reflexión 2D seleccionados en la plataforma centro norte costera de Venezuela, denominados PC1, PC2, PC3, PC4 PC5 y PC6.	43

Figura 26. Ubicación de los seis pseudo pozos a lo largo del perfil PC5 (Magnani <i>et al.</i> , 2009), identificados de norte a sur como: -75km, 0km, 50km, 75km, 100km, 125km.	47
Figura 27. 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).	49
Figura 28. Mapa con la representación de las cuatro áreas consideradas para el análisis espectral indicadas como A1, A2, A3 y A4.	51
Figura 29. Cálculo de la pendiente de la componente regional y residual del espectro de potencia para la estimación de profundidades de las fuentes correspondiente al área A1.	52
Figura 30. Simplificación del modelo geológico inicial para la modelización de los perfiles gravimétricos-magnéticos.	54
Figura 31. Deconvolución de Euler aplicada a tres perfiles ubicados en la región norcentral de Venezuela. Tomado y modificado de Orihuela y García (2011).	55
Figura 32. Curva Nafe-Drake (sector gris) para relación velocidad-densidad. Modificada de Salisbury y Snyder (2007).	57
Figura 33. Perfil sísmico PC1. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).	63
Figura 34. Perfil sísmico PC2. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).	64
Figura 35. Perfil sísmico PC3. Se observan tres zonas características del perfil correspondientes a la Plataforma de La Guaira, Cuenca de Bonaire y las Antillas de Sotavento. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).	66
Figura 36. Perfil sísmico PC4. Se observan tres zonas características del perfil correspondientes a la Plataforma de La Guaira (PLG), Cuenca de Bonaire y las Antillas de Sotavento. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).	67
Figura 37. Perfil sísmico PC5. Se presenta una porción del perfil correspondiente a la Cuenca de Bonaire indicando la presencia del cañón submarino de Mamo. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).	68
Figura 38. (a) Ubicación de cañones submarinos: Cañón de Ocumare, Cañón de Mamo y Cañón "A" y perfiles sísmicos PC1, PC2 y SC (Modificado de Sellier de Civrieux, 1971). (b) Perfil batimétrico SC tomado de Sellier de Civrieux (1971). (c) Perfil sísmico PC5.	70
Figura 39. Perfil sísmico PC6. Se presenta una porción del perfil correspondiente a la Cuenca de Bonaire. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).	71

Figura 40. Ubicación de perfiles sísmicos este-oeste e identificación de las principales provincias.	72
Figura 41. Ubicación de perfiles sísmicos norte-sur e identificación de las principales provincias.	72
Figura 42. Mapa estructural con la representación de las provincias presentes en la región.	75
Figura 43. Reflectores y unidades identificadas en los perfiles sísmicos.	77
Figura 44. Identificación de la discordancia denominada R2 que representa el límite entre las unidades U1 y U2 que representan los estratos Paleógenos y Mioceno inferior, respectivamente. En la unidad U1 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).	79
Figura 45. Reflectores de la unidad U2 truncados por la discordancia R3 (Mioceno medio), en los perfiles PC1 (este-oeste), PC3 y PC4 (norte-sur).	81
Figura 46. 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. Cada grupo de fallas está representado con un color y los números representan la familia de fallas asignadas por los autores (Modificada de Escalona y Mann, 2011).	82
Figura 47. (A) Sección sísmica sin interpretar del perfil PC3. (B) Sección sísmica interpretada en el cual puede observarse los dos grupos de fallas identificadas en los perfiles sísmicos. La familia A corresponde a fallas normales que hacia el sur fueron invertidas. La familia B corresponde a fallas normales situadas a lo largo de las islas con dirección preferencial NO-SE.	84
Figura 48. Diagrama con la representación de los perfiles sísmicos PC1, PC2, PC3, PC4 y PC6, donde se aprecian las unidades, reflectores sísmicos y fallas interpretadas.	85
Figura 49. Mapas isócronos realizados a partir de la interpretación de los horizontes en las líneas sísmicas. R1 = base del Eoceno; R2 = base del Mioceno temprano; R3 = base del Mioceno medio; R4 = base del Plioceno.	86
Figura 50. Mapas isópacos realizados a partir de la interpretación de los horizontes en las líneas sísmicas. R1 = base del Eoceno; R2 = base del Mioceno inferior; R3 = base del Mioceno medio; R4 = base del Plioceno.	87
Figura 51. Mapa de anomalía de Bouguer en la plataforma centro norte costera de Venezuela. Datos de García (2009).	92

Figura 52. Espectros de potencia promediados radialmente (superior) a partir de los datos de anomalía de Bouguer según las áreas indicadas en el mapa: A1, A2, A3 y A4 (inferior).	93
Figura 53. Espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía de Bouguer para la totalidad del área de estudio.	95
Figura 54. Mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer en la plataforma centro norte costera de Venezuela. Datos de García (2009).	96
Figura 55. Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer en la plataforma centro norte costera de Venezuela.	98
Figura 56. Mapa de anomalía magnética en la plataforma centro norte costera de Venezuela. Datos de García (2009).	99
Figura 57. Espectro de potencia de la anomalía magnética correspondiente al área denominada A2.	100
Figura 58. Espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía magnética para la totalidad del área de estudio.	101
Figura 59. Mapa de la componente regional de la anomalía magnética en la plataforma centro norte costera de Venezuela.	102
Figura 60. Mapa de la componente residual de la anomalía magnética en la plataforma centro norte costera de Venezuela.	103
Figura 61. Ubicación de los perfiles considerados para el modelado gravimétrico/magnético, denominados A-A', B-B' y C-C', que coinciden con la ubicación de los perfiles sísmicos PC1, PC2 y PC3, respectivamente.	104
Figura 62. Modelado del perfil A-A' a partir de la integración de los resultados sísmicos, gravimétricos y magnéticos. Modelo inicial (superior) y modelo modificado (inferior). AB = anomalía de Bouguer; AM = Anomalía magnética; CB = Cuenca de Bonaire; PLG = Plataforma de La Guaira.	106
Figura 63. Sector oriental del perfil PC1, sin interpretar (superior) e interpretado (inferior). Se indica el cruce del perfil PC5. Arriba se muestra el gráfico profundidad vs. tiempo generado a partir del modelo de velocidades (Magnani <i>et al.</i> , 2009) y se presenta una tabla con los pares profundidad-TWT a partir de la ecuación obtenida del gráfico superior para los datos de Magnani <i>et al.</i> (2009) y el presente estudio	110
Figura 64. Modificación de la interface correspondiente al tope del basamento para el perfil A-A'. La línea punteada representa la superficie original, con datos aportados de la interpretación sísmica. La superficie modificada representa las variaciones realizadas a nivel de basamento.	112
Figura 65. Modelado del perfil B-B' a partir de la integración de los resultados sísmicos, gravimétricos y magnéticos. Modelo inicial (superior) y	

<p>modelo modificado (inferior). AB = anomalía de Bouguer; AM = Anomalía magnética; CB = Cuenca de Bonaire</p>	113
<p>Figura 66. Modificación de la interface correspondiente al tope del basamento para el perfil B-B'. La línea punteada representa la superficie original, con datos aportados de la interpretación sísmica. La superficie modificada representa las variaciones realizadas a nivel de basamento.</p>	114
<p>Figura 67. Modelado del perfil C-C' a partir de la integración de los resultados sísmicos, gravimétricos y magnéticos. Modelo inicial (superior) y modelo modificado (inferior). AB = anomalía de Bouguer; AM = Anomalía magnética; PLG = Plataforma de La Guaira; CB = Cuenca de Bonaire; AS = Antillas de Sotavento.</p>	116
<p>Figura 68. Integración del mapa estructural con la representación de las provincias presentes en la región (Figura 42) y los mapas de anomalía gravimétrica/magnética y sus componentes regionales/residuales.</p>	118
<p>Figura 69. Mapa del basamento en profundidad realizado a partir de los modelos gravimétricos-magnéticos.</p>	125
<p>Figura 70. Mapa de la interfase corteza inferior - corteza superior en profundidad realizado a partir de los datos extraídos de los modelos gravimétricos-magnéticos.</p>	127
<p>Figura 71. (a) Ubicación geográfica del perfil de velocidades Magnani et al. (2009). (b) Perfil de velocidades y profundidad de Moho (Magnani et al., 2009). (c) Comparación en la profundidad del Moho utilizando el método de tomografía de reflexión, Moho propuesto por Magnani et al. (2009) (línea negra gruesa) y Moho propuesto por Schmitz et al., (2008) (Schmitz, 2011).</p>	128
<p>Figura 72. Mapa de Moho en profundidad, realizado a partir de los modelos gravimétricos-magnéticos. El perfil PC5 corresponde a Magnani <i>et al.</i>, (2009).</p>	129
<p>Figura 73. Profundidad de Moho reportada por diferentes autores (Arongunmati, 2006; Niu <i>et al.</i>, 2007; Schmitz <i>et al.</i>, 2008; Magnani <i>et al.</i>, 2009) indicada en la Tabla 16, por sector (derecha). Mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer como referencia (izquierda). CBcentro=Cuenca de Bonaire, centro; CBSur=Cuenca de Bonaire, sur; FLR=Fosa de Los Roques; ALSur=Arco de islas, sur; PLG=Plataforma de La Guaira.</p>	131

TABLAS

Tabla 1. Resumen de las teorías que explican el origen tectónico del Caribe: origen Pacífico y origen “ <i>in situ</i> ” (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).	16
Tabla 2. Parámetros de ruptura del sismo ocurrido el 12 de septiembre de 2009 en la plataforma centro norte costera de Venezuela, a 45 km de la ciudad de Morón, estado Carabobo (Palma, 2011).	38
Tabla 3. Parámetros del sistema de coordenadas geográficas usado en la compilación de la base de datos.	41
Tabla 4. Pares tiempo doble de viaje (TWT) y profundidad generados a partir del modelo de velocidades de Magnani <i>et al.</i> (2009) para el pseudo-pozo 0km.	47
Tabla 5. Áreas consideradas para el cálculo del espectro de potencia promediado radialmente.	50
Tabla 6. Densidades estimadas de las unidades a modelar.	57
Tabla 7. Datos de susceptibilidad magnética estimados para la corteza y el manto.	58
Tabla 8. Datos de entrada y salida del módulo IGRF (Geosoft).	59
Tabla 9. Grupos de fallas identificadas (Escalona y Mann, 2011).	83
Tabla 10. Tabla resumen con la descripción de los reflectores sísmicos a nivel de la cuenca de Bonaire y correlación con facies depositacionales, eventos tectónicos, litologías y formaciones geológicas a nivel de la Cuenca de Falcón (<i>onshore</i>).	90
Tabla 11. Profundidad de las fuentes gravimétricas regionales y residuales a partir del análisis espectral.	94
Tabla 12. Rango de número de onda reportada para las fuentes gravimétricas regionales y residuales.	95
Tabla 13. Profundidad de las fuentes magnéticas regionales y residuales a partir del análisis espectral.	100
Tabla 14. Rango de número de onda reportada para las fuentes magnéticas regionales y residuales.	101
Tabla 15. Valores de densidad y susceptibilidad magnética considerados en el modelado.	105
Tabla 16. Profundidad de Moho en la región centro norte costera de Venezuela según Arongunmati, 2006; Niu et al., 2007; Schmitz et al., 2008; Magnani et al., 2009 y los resultados obtenidos en el presente estudio	131

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El norte de Venezuela comprende la zona de interacción entre la placa Caribe y la placa Suramericana. 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 (Audemard, 1993), donde gran parte del movimiento lateral dextral es distribuido a lo largo del sistema de fallas Boconó-San Sebastián-El Pilar (Molnar y Sykes, 1969; Minster y Jordan, 1978; Pérez y Aggarwal, 1981; Stephan, 1982; Aggarwal, 1983, Schubert, 1984; Soulas, 1986; Beltrán y Giraldo, 1989) y el resto de la deformación se distribuye a lo largo de las fallas en la plataforma continental de Venezuela (Audemard *et al.*, 2000).

El 12 de septiembre de 2009 ocurrió un sismo de magnitud 6,4 Mw, con epicentro costa afuera a 40 km al NE de Morón, estado Carabobo. La ausencia de daños al sur del epicentro y daños estructurales menores a moderados al oeste (a 50 km, en las poblaciones de Tucacas y Chichiriviche, estado Falcón) sugiere un posible patrón de directividad de la energía disipada relacionada al evento (FUNVISIS, 2009) y nos permite reflexionar acerca de la complejidad estructural del área (Figura 1).

La caracterización de estructuras geológicas costa afuera es más limitada en relación a la caracterización en tierra, debido principalmente a una menor disponibilidad de datos. En este sentido, la contribución de los estudios geofísicos juega un papel fundamental en el entendimiento de la configuración estructural tanto regional como local de la plataforma continental.

El presente estudio contempla la caracterización de la plataforma centro norte costera de Venezuela a partir de información sísmica que incluye líneas sísmicas de reflexión 2D, así como también datos gravimétricos y magnéticos derivados de modelos combinados que integran datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales, 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.

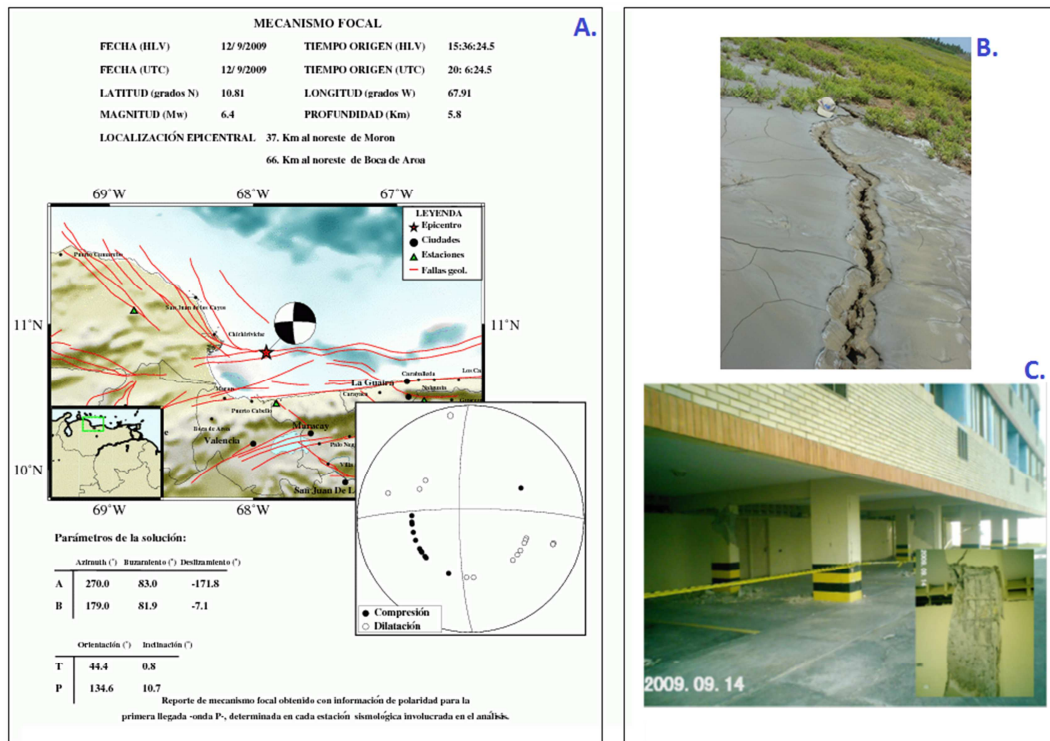


Figura 1. (A) Ubicación y mecanismo focal asociado al sismo ocurrido el 12 de septiembre de 2009, 6,4 Mw, con epicentro costa afuera a 40 km al NE de Morón, estado Carabobo (FUNVISIS: http://www.funvisis.gob.ve/mecanismos_focales.php?pag=2). (B) Fenómeno de licuación reportado como producto del sismo (FUNVISIS, 2009). (C) Daños reportados en edificación en Tucacas: descomposición del núcleo de concreto y pérdida en la cobertura de concreto (FUNVISIS, 2009).

1.2 JUSTIFICACIÓN

A lo largo de la historia, Venezuela ha sido afectada por numerosos sismos que han causado daños considerables a la población. Las regiones más pobladas corresponden a los cinturones montañosos del norte y oeste del país, zonas que presentan la mayor actividad sísmica, tanto en tiempos históricos como modernos. Pérdidas cuantiosas han generado los terremotos de Cumaná de 1530, La Grita de 1610, Cúa de 1641, Cumaná de 1797, Caracas y Mérida de 1812, Cumaná de 1853,

Cúa de 1878, Santa Cruz de Mora de 1894, Curiepe de 1900, Cumaná de 1929, El Tocuyo de 1950, Caracas de 1967 y Cariaco de 1997 (Audemard, 2002).

En el año 2009 fueron registrados varios eventos sísmicos en el país, mostrando un incremento en la sismicidad regional en la zona norcentral (Figura 2): 5 de abril, 4,3 Mw (sistema de fallas de San Sebastián), seguido por un sismo 4,2 Mw en Churuguara (sistema de fallas Oca-Ancón), 6 de abril, 4,4 Mw cerca de Tucacas; 4 de mayo, 5,4 Mw al sur de Los Teques (falla La Victoria); y finalmente, el 12 de septiembre a las 3:40pm hora local, fue reportado un sismo 6,4 Mw localizado costa afuera al NE de Morón, con una profundidad focal de 5,8 km y un mecanismo focal que expresa movimiento lateral dextral (FUNVISIS, 2009).

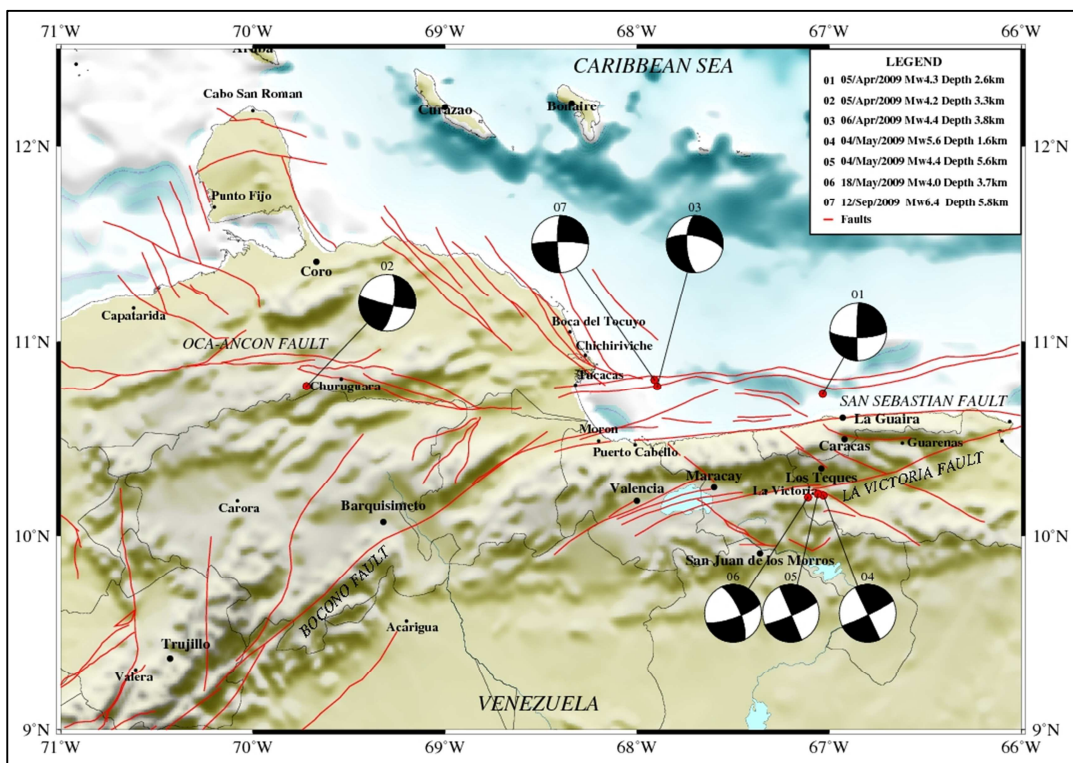


Figura 2. Mecanismos focales de los eventos sísmicos ocurridos desde abril a septiembre de 2009 en la región norcentral de Venezuela (FUNVISIS, 2009).

Este último evento sísmico representa el punto de partida a un conjunto de estudios llevados a cabo por diversas instituciones nacionales: Universidad Central

de Venezuela (UCV), Universidad Simón Bolívar (USB), Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) y PDVSA-Intevep, con la finalidad de entender la complejidad estructural de la plataforma centro norte costera venezolana, incorporando nuevos datos geofísicos como aporte al conocimiento de la tectónica del área.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo general

Generar un modelo geológico estructural a partir de la integración de datos sísmicos de reflexión y datos gravimétricos y magnéticos, en la región centro norte costera de Venezuela como aporte a la comprensión de la tectónica presente en el área.

1.3.2 Objetivos específicos

- Compilar información publicada de fallamiento activo en la plataforma centro norte costera venezolana.
- Interpretar las principales secuencias sísmicas y rasgos estructurales en seis perfiles seleccionados en el área de estudio.
- Elaborar mapas de anomalía de Bouguer y anomalía magnética.
- Realizar la separación de fuentes regionales y residuales a partir del análisis espectral de los datos gravimétricos y magnéticos.
- Realizar modelaje gravimétrico y magnético 2.5D de tres perfiles que coinciden con la ubicación de tres de las líneas sísmicas seleccionadas para este estudio.
- Construir un modelo geológico estructural mediante la integración de la información derivada de la interpretación sísmica, gravimétrica y magnética del área de estudio.

1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio comprende la plataforma centro norte costera de Venezuela, entre las longitudes 68,62°O y 65,43°O y las latitudes 10,23°N y 12,71°N y abarca un área aproximada de 96.000 km² (Figura 3).

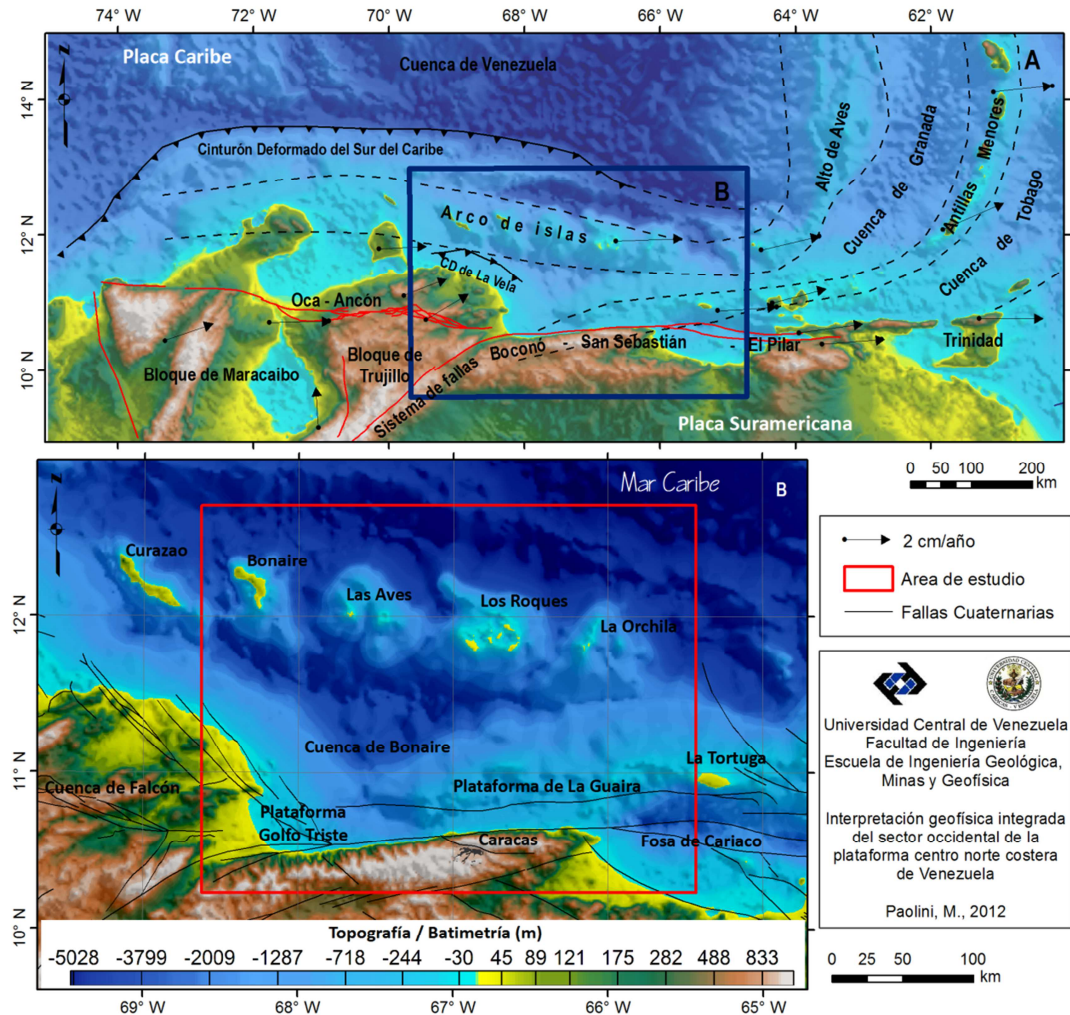


Figura 3. (A) Mapa de la región sureste del Caribe con las principales provincias tectónicas y características estructurales de la región (modificado de Hippolyte y Mann, 2011). Las flechas representan los vectores de desplazamiento compilados por Pérez *et al.*, (2001) y Trenkamp *et al.*, (2002). (B) Mapa topográfico/batimétrico de la región centro norte costera de Venezuela indicando el área de estudio enmarcada en color rojo. Los datos topográficos/batimétricos provienen del Modelo Digital de Elevación SRTM30 plus v6.0. Fallas cuaternarias según Audemard *et al.*, (2000).

1.5 ANTECEDENTES

Peter (1972) realiza un estudio del margen continental al noreste de Venezuela a partir de datos marinos de tipo gravimétrico, magnético, sísmica de reflexión, batimetría y muestras de rocas del subsuelo marino. El estudio demuestra la extensión de anomalías geofísicas asociadas a elementos tectónicos discretos del arco de islas formado por Aruba, Curazao Y Bonaire, truncada por la presencia de sistema de fallas principales en dirección N-S, conocida como falla de Urica que se extiende hacia la plataforma continental venezolana.

Rial (1973), a partir de perfiles sísmicos marinos de reflexión realizados frente a la costa al NO de La Guaira, determina que el sistema de falla de Tacagua, de rumbo N65O, cuya expresión superficial es la quebrada de Tacagua al NO de Caracas, es una estructura tipo graben. Concluye que las fallas observadas en las líneas sísmicas conforman el graben de Tacagua dislocando el fondo marino y los sedimentos más recientes.

Silver *et al.* (1975) realizan una descripción de las cuencas presentes hacia el sur de la Cuenca de Venezuela a partir de perfiles sísmicos y datos gravimétricos. Muestran que las mismas presentan diferentes estilos estructurales relacionados a una compleja historia de movimiento relativo entre las placas Caribe y Suramérica a partir del Cretácico tardío. Indican que el adelgazamiento de la corteza bajo la Cuenca de Bonaire es consistente con un origen por colapso extensional (*rifting*) que se inició entre el Oligoceno y el Mioceno.

Arogunmati (2006), en el marco del proyecto BOLIVAR (*Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region*), realiza un modelo de velocidades y un modelo de la interface de Moho para la región que comprende parte de Las Antillas Holandesas a partir de datos sísmicos de ángulo alto (Figura 4). Los modelos que muestran la interface de Moho presentan una variación en profundidad que va desde 19 km hasta 37 km en el área de estudio, con un promedio de 27 km por debajo del arco de las Antillas Holandesas y 29 km por debajo de la cuenca de Bonaire, al sur de Las Aves. En la Figura 5 se observan perfiles con el modelo de velocidades propuesto y la profundidad de Moho estimada en el área de estudio.

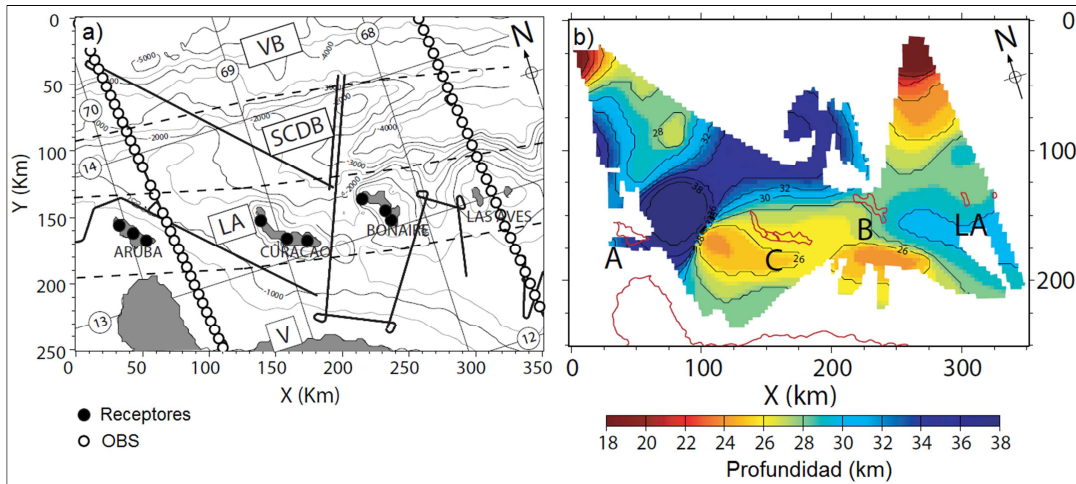


Figura 4. a) Área de estudio. b) Mapa en profundidad de la interface de Moho determinado por Arogunmati (2006).

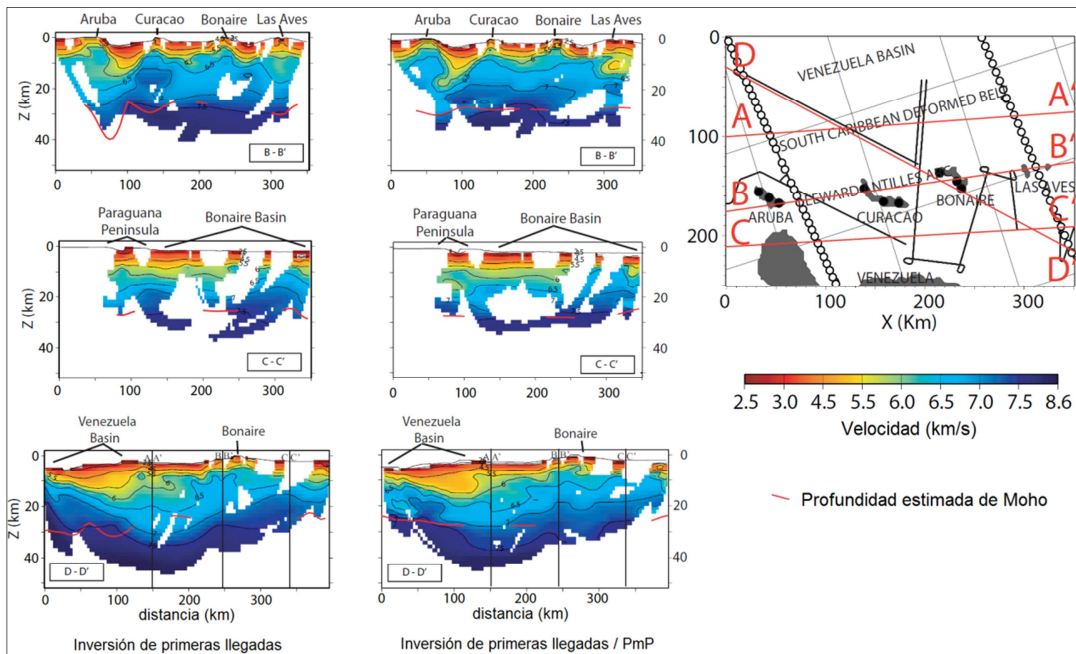


Figura 5. Perfiles indicando modelo de velocidades y profundidad estimada de Moho. Modificado de Arogunmati (2006).

Niu *et al.* (2007) realizaron investigaciones acerca de la composición y el espesor de la corteza terrestre a lo largo del margen sur de la placa Caribe a partir de la técnica de funciones receptoras usando datos telosísmicos adquiridos en el marco del proyecto BOLIVAR y de registros procedentes de la red sísmica nacional

de Venezuela. Las profundidades reportadas para el Moho son variables, desde 16 km por debajo de la Cuenca de Venezuela hasta 52 km al noreste del país y Andes de Venezuela. La Figura 6 presenta el mapa de la interface de Moho a lo largo de todo el país. Hacia la región que comprende el arco de las Antillas Holandesas, Cuenca de Bonaire y Cordillera de La Costa, el rango de profundidades varía entre 24 y 30 km, aumentando en dirección norte-sur.

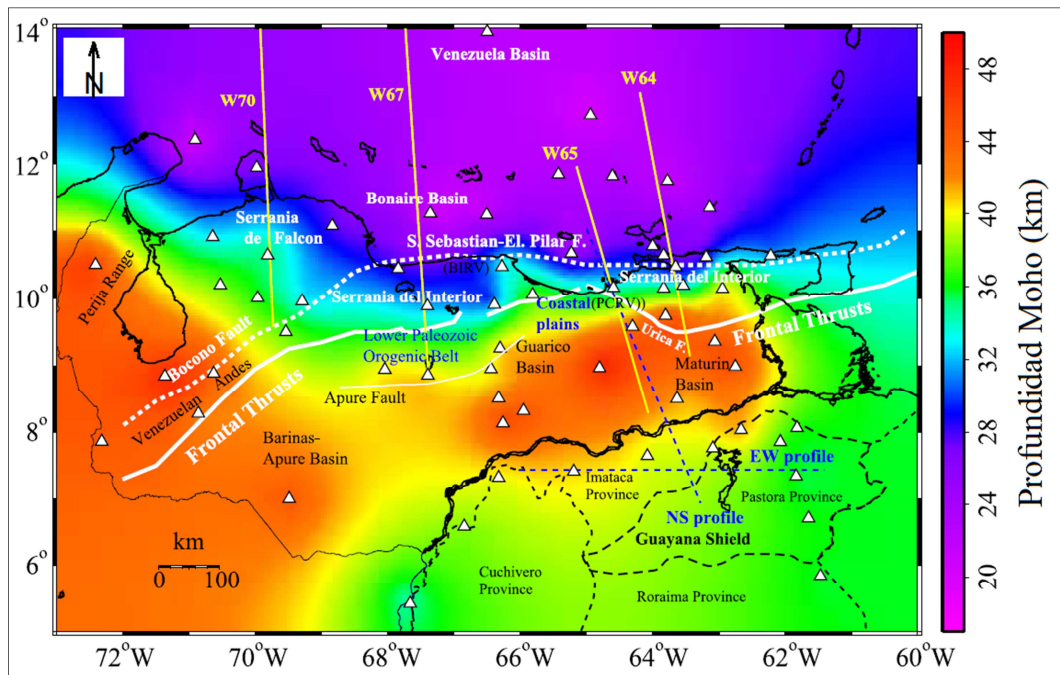


Figura 6. Mapa de la profundidad de Moho estimada a partir de funciones receptoras realizado por Niu *et al.*, (2007).

Bezada *et al.* (2008), a partir de la interpretación de datos sísmicos de reflexión generan un modelo de velocidades de ondas P a lo largo de un perfil de 450 km aproximadamente, ubicado a lo largo de la Cuenca de Falcón. El modelo final muestra adelgazamiento de la corteza terrestre por debajo de la cuenca del Falcón donde la profundidad de Moho varía de 27 km a 40 km a lo largo del perfil. Los valores de velocidad fueron convertidos a densidad, realizando un modelado gravimétrico a lo largo del perfil (Figura 7). El adelgazamiento de la corteza propuesto por los autores es compatible con la teoría que indica que el origen de la cuenca de Falcón es producto de un colapso orogénico (Soulas *et al.*, 1987; Audemard, 1993, 1995, 1997; Porras, 2000; Bezada *et al.*, 2008, Audemard, 2009).

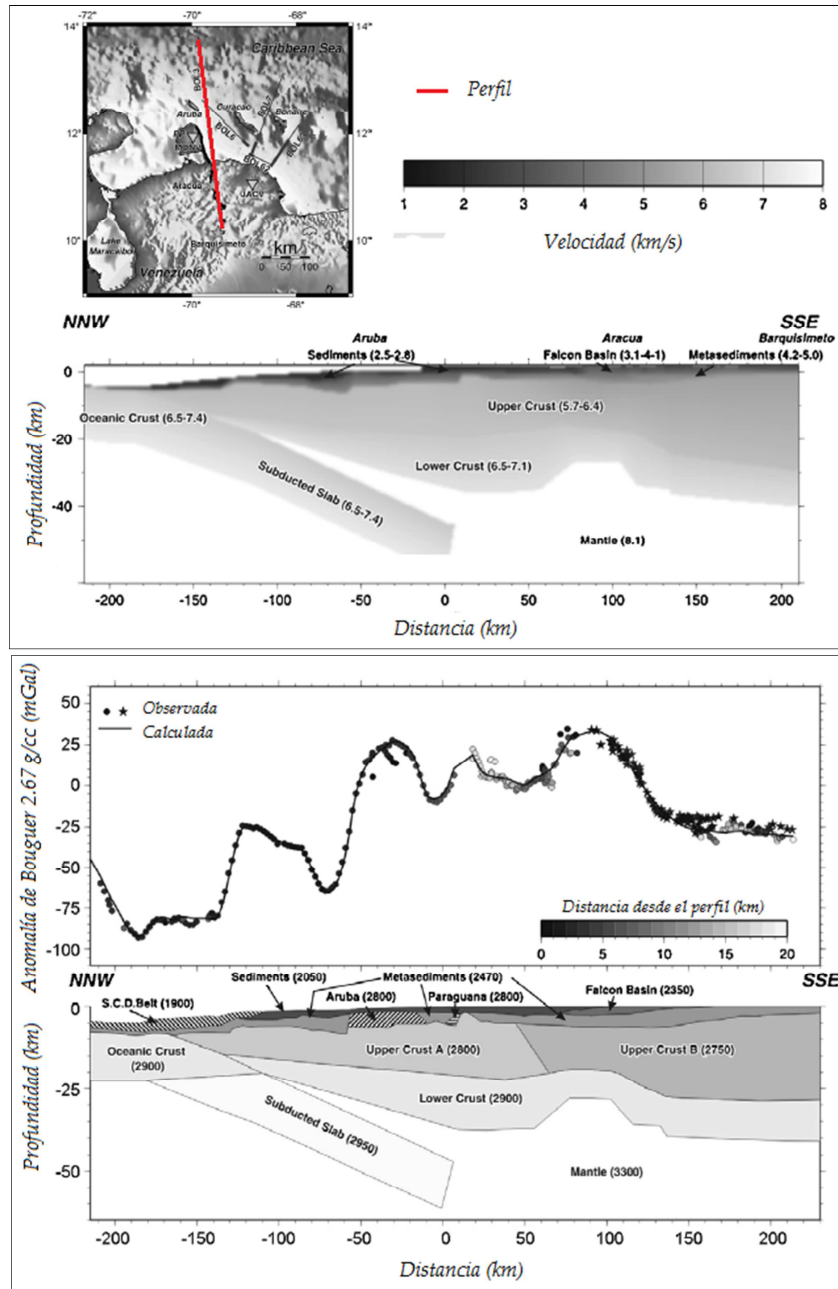


Figura 7. Área de ubicación del perfil, modelo de velocidades (arriba) y modelado gravimétrico de anomalías de Bouguer en tierra y anomalías de Aire Libre en mar (abajo) generado por Bezada *et al.* (2008).

Gorney *et al.* (2007) usaron datos sísmicos de reflexión en mar ubicados en la Cuenca de Bonaire y alrededor de las Antillas Holandesas (Figura 8) combinados con datos geológicos y geofísicos existentes en el área para examinar la cronología

de los eventos tectónicos de esta porción del límite de placas Caribe y Suramérica durante el Cretácico Tardío-Cenozoico. Los autores infieren tres fases tectónicas: 1) Eoceno-Oligoceno Temprano: apertura N-S de la cuenca Falcón-Bonaire con presencia de fallas normales E-O invertidas por procesos tectónicos posteriores; 2) Oligoceno a Mioceno Temprano: fallamiento normal, segunda fase de apertura; 3) Mioceno Medio: inversión de la cuenca Falcón-Bonaire.

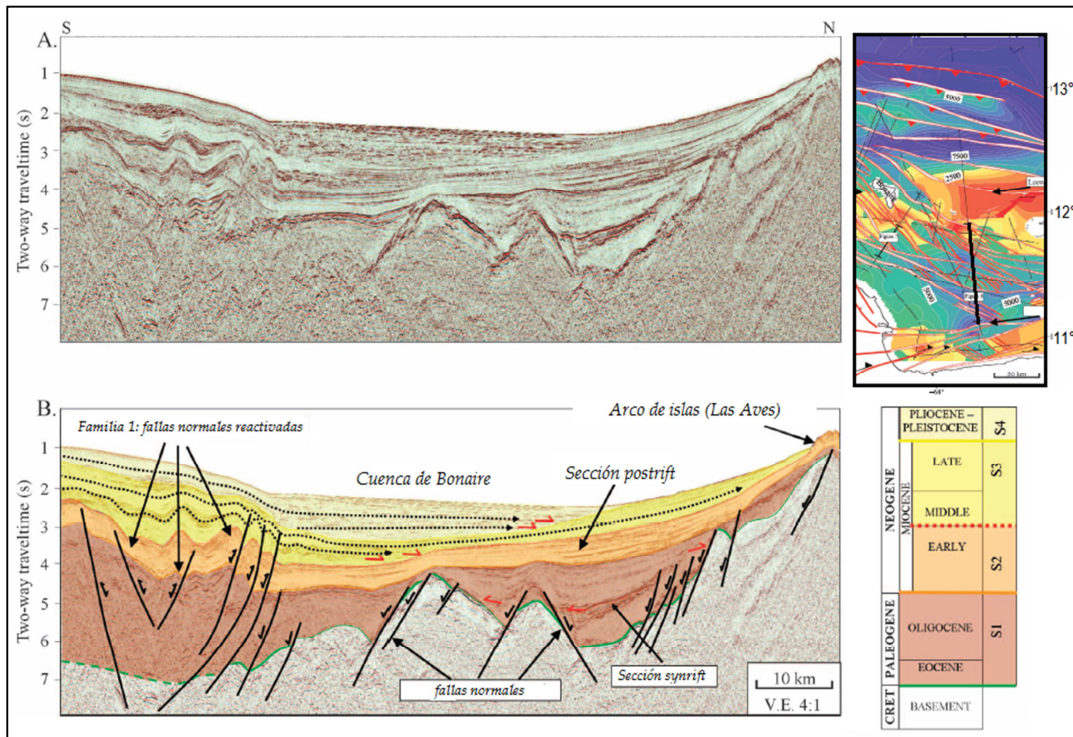


Figura 8. Sección sísmica sin interpretar e interpretada de un perfil N-S a lo largo de la región central de la Cuenca de Bonaire realizada por Gorney *et al.*, (2007).

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 (Figura 9), 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 35 km de profundidad. Reportan dos zonas de espesor anómalo de la corteza: al este de la Cuenca de Venezuela donde la corteza alcanza espesores de 50 km, interpretado

como material retrabajado de la corteza inferior y manto, asociado a la interacción entre las placas Caribe y Suramérica; la segunda zona corresponde a un adelgazamiento de la corteza de 35 km a 27 km en la Cuenca de Falcón, extendiéndose al este hacia la Cuenca de Bonaire.

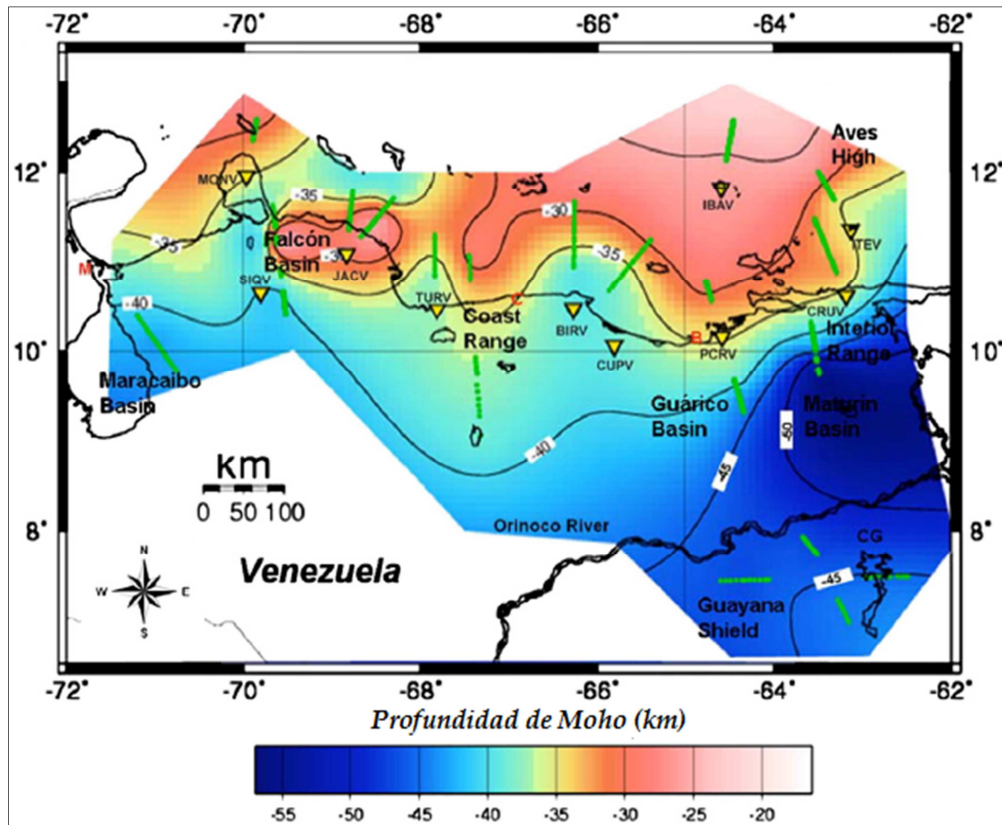


Figura 9. Mapa de la profundidad de Moho en Venezuela realizado por Schmitz *et al.* (2008).

Magnani *et al.* (2009), a partir de datos de sismica de gran ángulo (proyecto BOLIVAR), modelan la interface de Moho en el límite entre las placas Caribe y Suramérica a lo largo de un perfil en dirección NO-SE ubicado a 67°O. El Moho es modelado a una profundidad de 20 km por debajo del Cinturón Deformado Sur del Caribe (CDSC), y continúa profundizando sin cambio en la pendiente hasta 27 km por debajo del arco de islas. Desde el arco de islas hacia la Cuenca de Bonaire, el Moho varía en forma suave entre 23 y 27 km, y de forma más abrupta desde la Cuenca de Bonaire hacia el continente de 22 a 44 km por debajo del Cinturón de Villa de Cura. A lo largo del perfil 67° la Cuenca de Bonaire se caracteriza por la

presencia de una corteza de espesor aproximado de 25 km, con un gradiente de velocidades que varía desde el tope del basamento cristalino con 5,5 km/s hasta la base de la corteza con 6,9 - 7,0 km/s a 8,0 - 8,1 km/s correspondiente al manto superior (Figura 10).

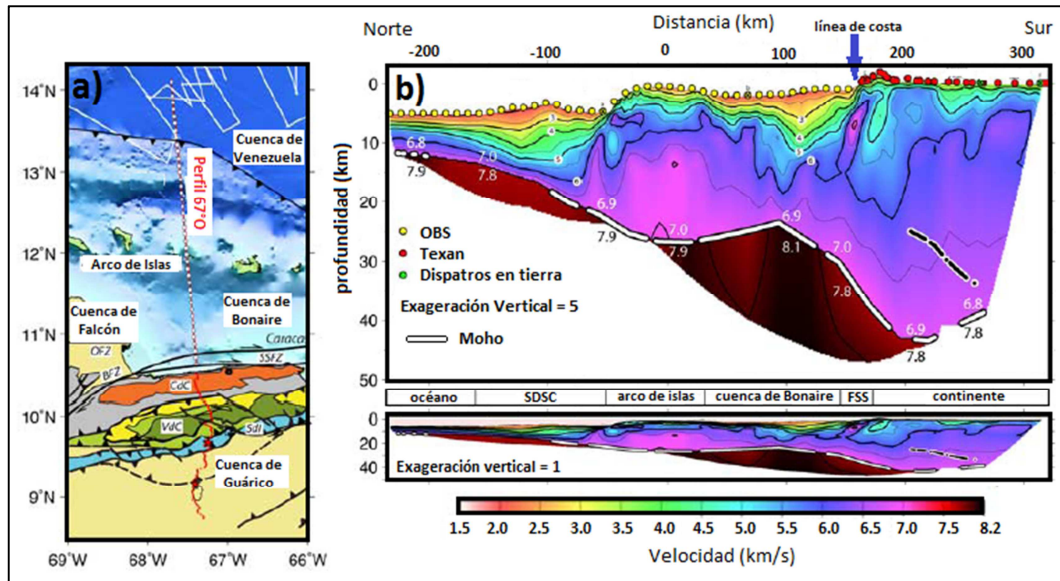


Figura 10. a) Área de estudio y ubicación del perfil 67°O. b) Modelo de velocidades y profundidad de Moho realizado por Magnani *et al.* (2009).

García (2009) realizó el procesamiento de modelos combinados con datos satelitales tanto gravimétricos como magnéticos a fines de generar un mapa de anomalías gravimétricas y magnéticas para toda Venezuela entre los meridianos 74° y 58° longitud oeste; y los paralelos 13° y 0° de latitud norte que comprende un área de 2.562.768 km² (Figura 11).

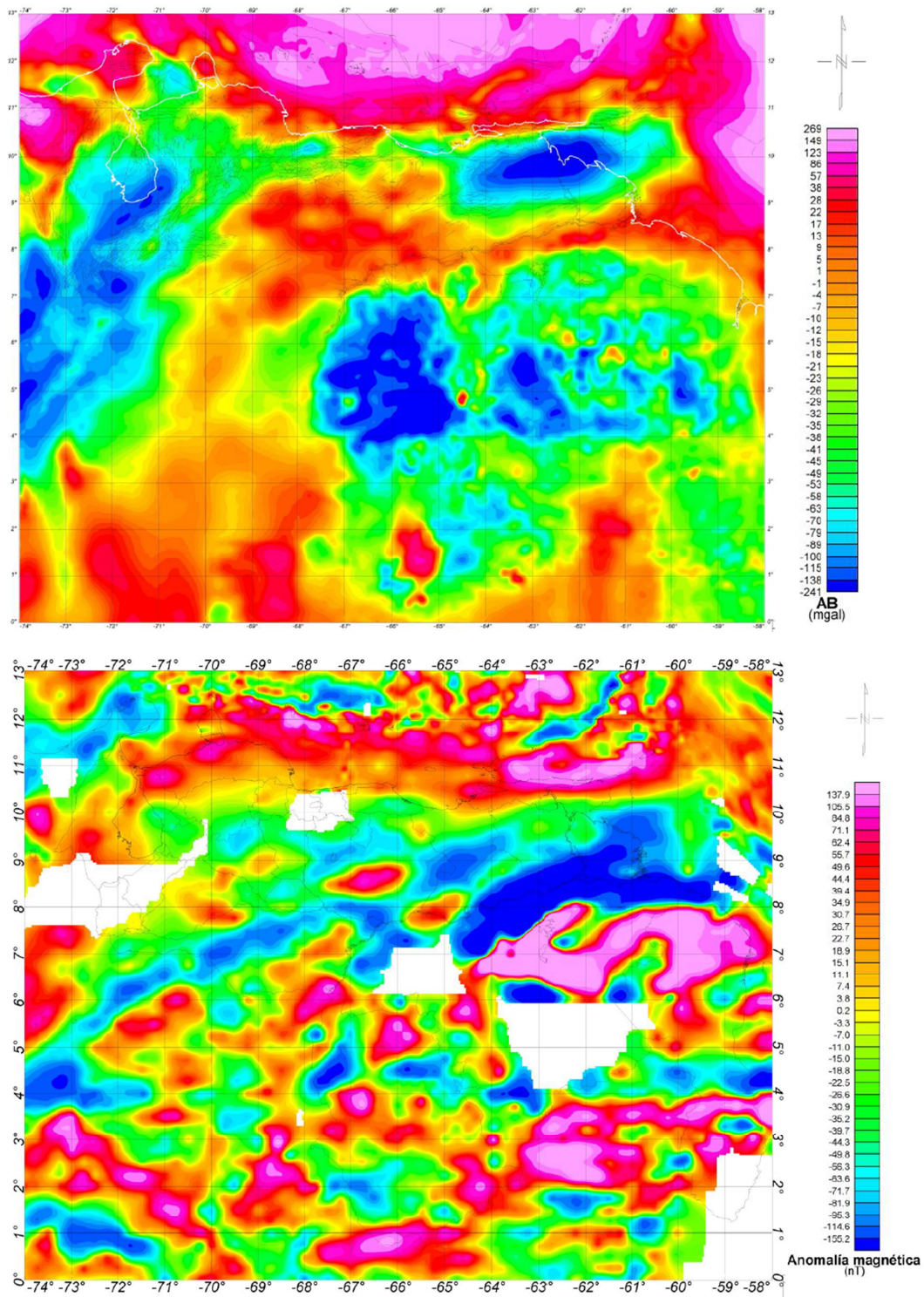


Figura 11. Mapa gravimétrico (superior) y magnético (inferior) de Venezuela a partir de datos derivados de modelos combinados que integran datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales, realizado por García (2009).

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 12a). El *plateau* basáltico del Caribe se originó como producto del punto caliente (*hotspot*) 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 12b) (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).

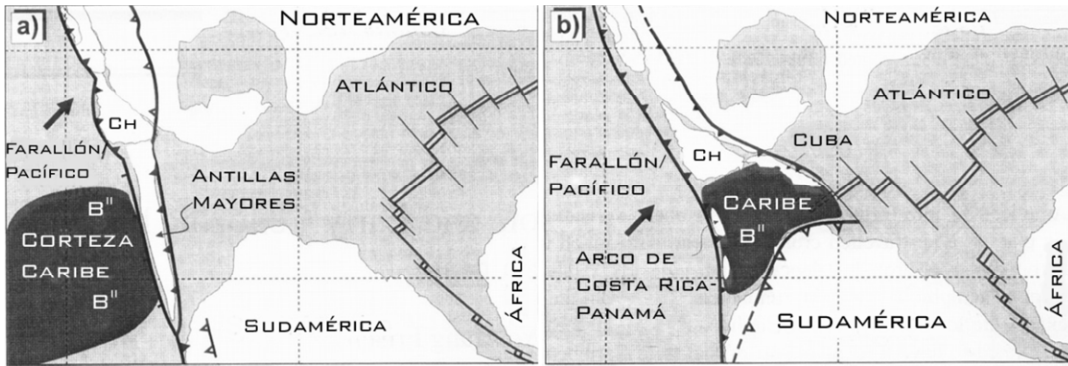


Figura 12. Esquemas de los modelos de la Evolución de la Tectónica Caribe. a) Modelo Pacífico. b) Modelo origen "in situ". Modificado de Meschede y Frisch (1998).

Un resumen de ambas teorías que explican el origen tectónico del Caribe se presenta en la Tabla 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 al sur de América (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 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 <i>"in situ"</i>
Jurásico	<u>Formación de corteza oceánica del Caribe</u> . Apertura del Atlántico y separación de las Américas que forma el Protocaribe entre ellas.	<u>Formación de corteza oceánica del Caribe</u> . 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.

2.1.1 Provincias tectónicas

Datos de gravedad compilados por Sandwell y Smith (1997) muestran en la región Caribe áreas con expresiones gravimétricas distintivas que corresponden a provincias tectónicas bien definidas que incluye de oeste a este: 1) la Cuenca de Yucatán, 2) la Fosa Caimán, 3) el Alto de Nicaragua, 4) la Cuenca de Colombia, 5) la Dorsal de Beata, 6) la Cuenca de Venezuela, 7) el Alto de Aves, 8) la Cuenca de Granada y 9) el Arco de las Antillas Menores. A continuación se describen brevemente las principales provincias tectónicas de la región Caribe (Figura 13).

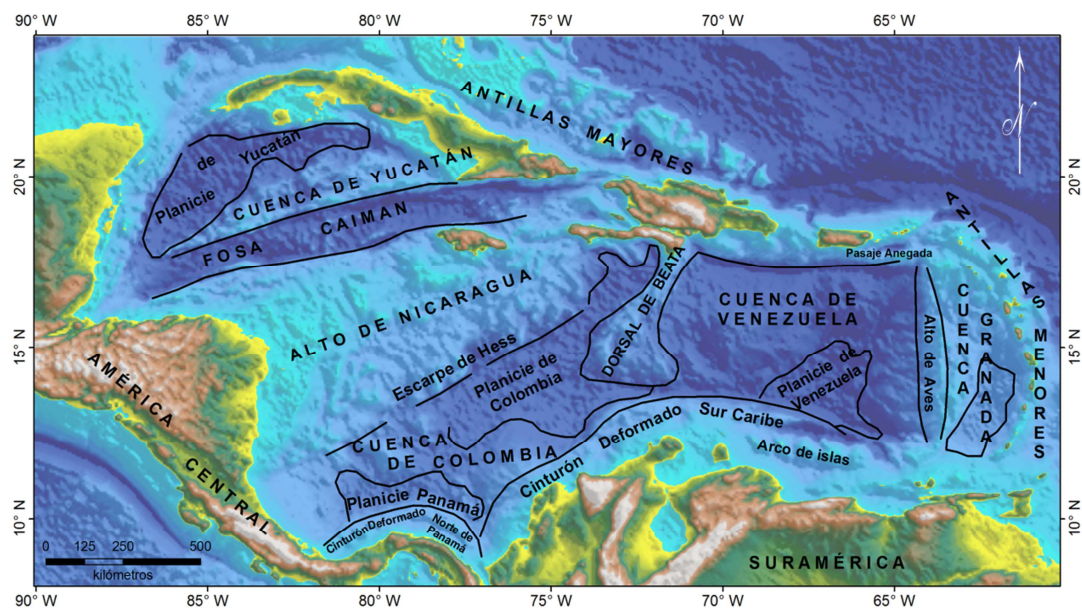


Figura 13. Mapa de la región Caribe mostrando las principales unidades morfológicas (modificado de Donnelly, 1994).

Cuenca de Yucatán: delimitada hacia el norte por Cuba, al oeste por la Península de Yucatán y por la Fosa Caimán y al sur por el Alto de Nicaragua. Al SE, la cuenca se encuentra dominada por un par de crestas conocidas como crestas de Camagüey (Holcombe *et al.*, 1990).

Fosa Caimán: tiene una extensión de 1.600 km, 120 km de ancho y 6 km de profundidad. Se extiende hacia el oeste desde el Pasaje Windward hacia el Golfo de Honduras. El tiempo de apertura de la fosa según MacDonald y Holcombe (1978)

data del Mioceno, mientras que Rosencrantz y Sclaster (1986) reconocieron anomalías magnéticas que marcan la apertura de la fosa para el Eoceno medio (Draper *et al.*, 1994).

Alto de Nicaragua: está delimitado hacia el norte por la Fosa Caimán y la falla transformante del borde noroccidental de la placa Caribe y hacia el sur por el Escarpe de Hess, que separa el Alto de Nicaragua de la Cuenca de Colombia. La estructura hacia su margen norte está representada por extensos bancos de sedimentos carbonáticos recientes (Donnelly, 1994).

Cuenca de Colombia: Limita al norte por el escarpe de Hess y al sur por el margen continental de Panamá y Colombia. Se extiende a profundidades entre 4.000 m y 4.400 m (Draper *et al.*, 1994). Es más estrecha y topográficamente más compleja que la Cuenca de Venezuela (Donnelly, 1994). La morfología del suelo se encuentra dominada por un gran abanico submarino, una planicie en la región oriental y elementos morfológicos menores en el extremo occidental. Los mayores relieves están asociados a bloques fallados y levantados (Alto de Mono) y a canales en los abanicos (Holcombe *et al.*, 1990).

Dorsal de Beata: Es un alto estructural de 400 km de largo aproximadamente, con un relieve de 2.000 m y compuesto por una serie de crestas menores que se vuelven menos pronunciadas hacia el sur (Draper *et al.*, 1994). Se encuentra delimitada al este por la Cuenca de Venezuela, al oeste por la Cuenca de Colombia, al norte por Hispaniola y al sur por el CDSC. (Donnelly, 1994).

Cuenca de Venezuela: Tiene una profundidad entre 4.000 y 5.000 m ubicando las mayores profundidades en los bordes septentrional y meridional. Perfiles de reflexión sísmica sobre esta cuenca muestran dos reflectores prominentes denominados A" y B". El horizonte A" se correlaciona con la interface entre sedimentos poco consolidados de edad Eoceno-Mioceno y sedimentos consolidados de edad Paleoceno-Eoceno (Holcombe *et al.*, 1990). El horizonte B" identificado entre 0,5 y 1,5 km de profundidad representa la superficie superior del *plateau* basáltico (Donnelly, 1994). La Cuenca de Venezuela puede dividirse en una región occidental, donde el horizonte B" es una superficie suave en la interfase entre estratos de velocidades menores de 5 km/s y rocas ígneas con velocidades mayores

a 5 km/s, y una región suroccidental donde la base de los estratos es una superficie irregular (Biju-Duval *et al.*, 1978; Diebold *et al.*, 1981).

Alto de Aves: se ubica a 200 km al oeste del arco de las Antillas Menores y se extiende aproximadamente 500 km en dirección N-S. Se trata de un *plateau* entre 50 y 150 km de ancho que incluye varios escarpados, uno de los cuales se eleva sobre el nivel del mar para formar la isla de Aves. Las rocas subyacentes al alto comprenden un basamento compuesto por basaltos, andesitas y granitos, cubiertos por unos 1500 m de sedimentos pelágicos (Case *et al.*, 1984, Draper *et al.*, 1994).

Cuenca de Granada: separa la porción sur del Alto de Aves del arco de las Antillas Menores. Al sur, la cuenca alcanza profundidades de unos 3.000 m, disminuyendo la profundidad del agua hacia el norte donde el Alto de Aves y la Cuenca de Granada se funden en una sola plataforma conocida como Banco de Saba (Draper *et al.*, 1994). En esta zona la litósfera es típica de una cuenca de retroarco compuesta por dos capas de corteza oceánica anormalmente gruesas similar a la presente en la Cuenca de Venezuela (Pinet *et al.*, 1985).

Arco de las Antillas Menores: es un arco volcánico compuesto por una serie de islas que se extienden de sur a norte desde Granada hasta el Pasaje de Anegada a una distancia de 850 km. El área ha sido descrita como un sistema de doble arco que se unen en la mitad sur de la cadena para formar las islas de Granada, Granadinas, St. Vicent, St. Lucía y Martinica (Martin-Kaye, 1969; Draper *et al.*, 1994).

2.2 TECTÓNICA LOCAL

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 ígneo-metamórfico. Por encima de esta discordancia 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 varía 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).

2.2.1 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 CDSC al norte. La teoría sugiere la presencia de aproximadamente 200 km de ancho de fallamiento lateral dextral durante el Oligoceno tardío - Eoceno (Figura 14a).

- b) **Modelo retroarco** (Soulas *et al.*, 1987; Audemard, 1993, 1995, 1997; Porras, 2000; Bezada *et al.*, 2008, Audemard, 2009). Audemard (1995, 1997) propone 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 colisionó 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 14b).

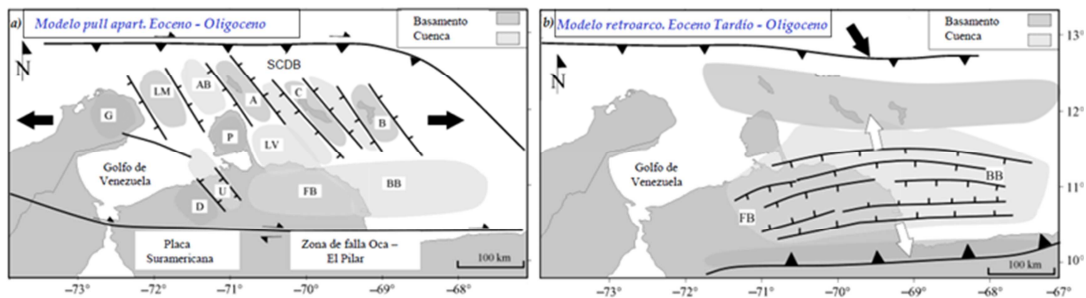


Figura 14. (a) Modelo *pull-apart* (Mussig, 1978; Macellari, 1995), (b) Modelo retroarco (Audemard, 1993, 1998; Mann, 1999; Porras, 2000). Abreviaciones: A=Aruba, AB=Cuenca de Aruba, B=Bonaire, BB=Cuenca de Bonaire, C=Curazao, D=Alto de Dabajuro, FB=Cuenca de Falcón, G=Península de la Guajira, LM=Isla Los Monjes, LV=Bahía de la Vela, P=Península de Paraguaná, U=Surco de Urumaco. Modificado de Gorney *et al.*, 2007.

2.2.1.1 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: Paleógeno. Extensión intraarco

Para este período 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 (Figura 15).

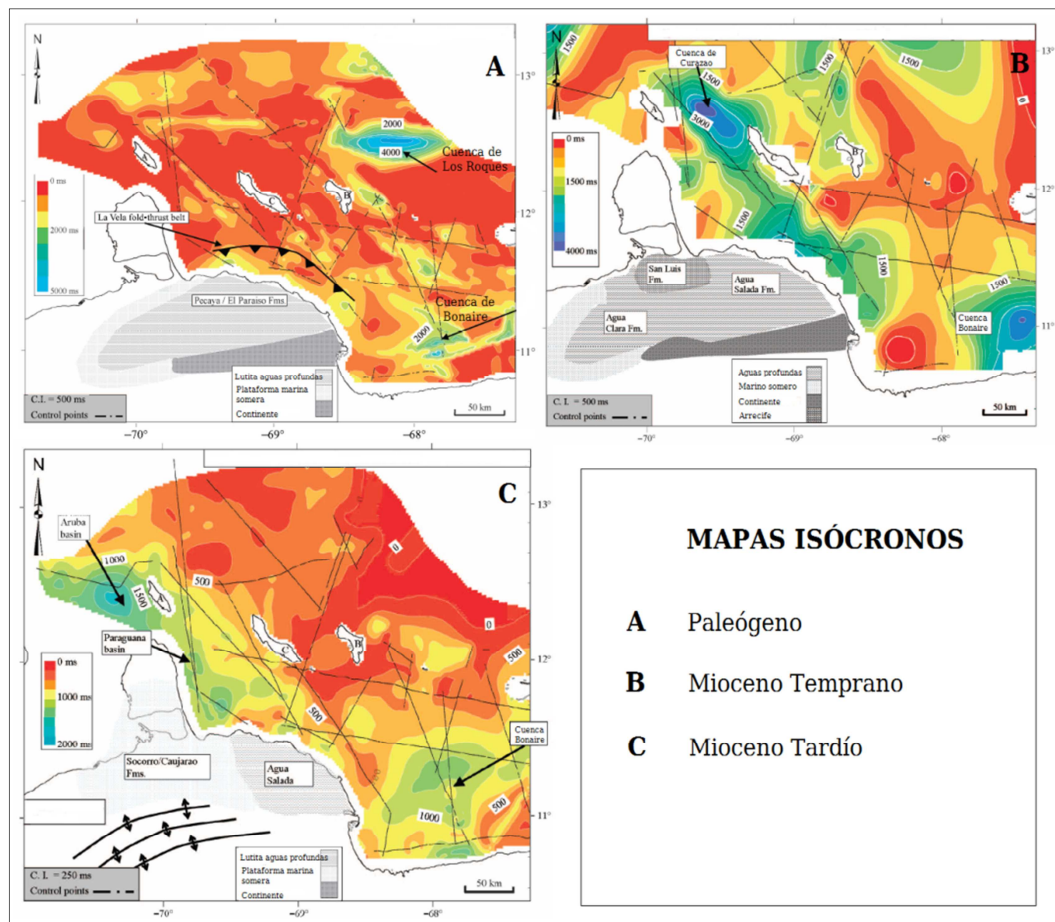


Figura 15. Mapas isócronos de las fases tectónicas correspondientes al Paleógeno (A), Mioceno temprano (B) y Mioceno tardío (C). Modificado de Gorney *et al.*, (2007).

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 (Porras, 2000).

FASE 2: Oligoceno-Mioceno temprano. Extensión

Durante este período 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 (Figura 16) (Porras, 2000).

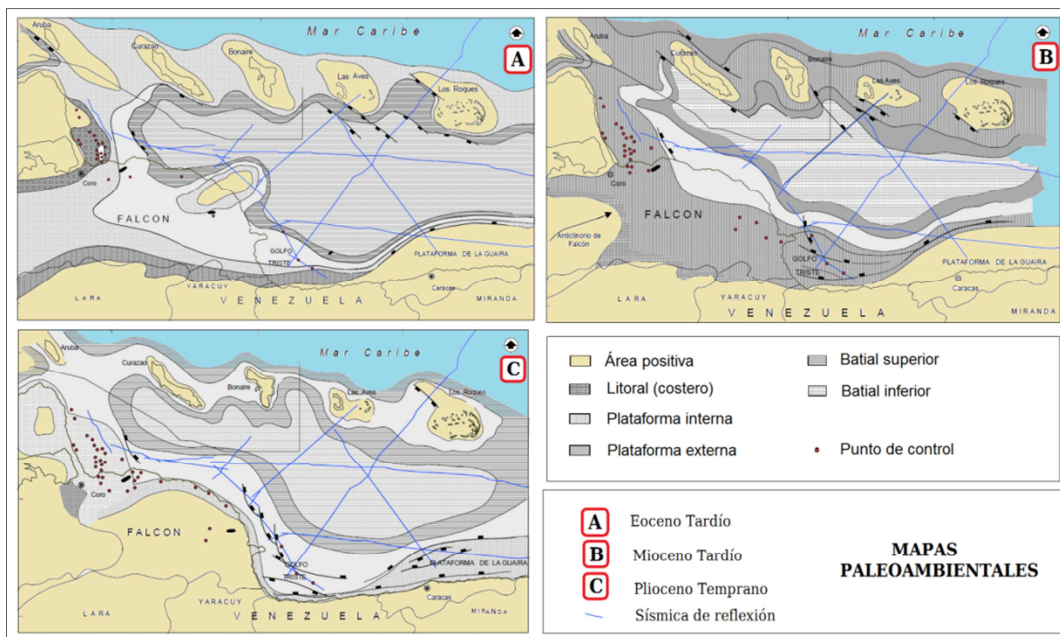


Figura 16. Mapas paleoambientales correspondientes al Eoceno tardío (A), Mioceno tardío (B) y Plioceno temprano (C). Modificado de Porras (2000).

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 17.

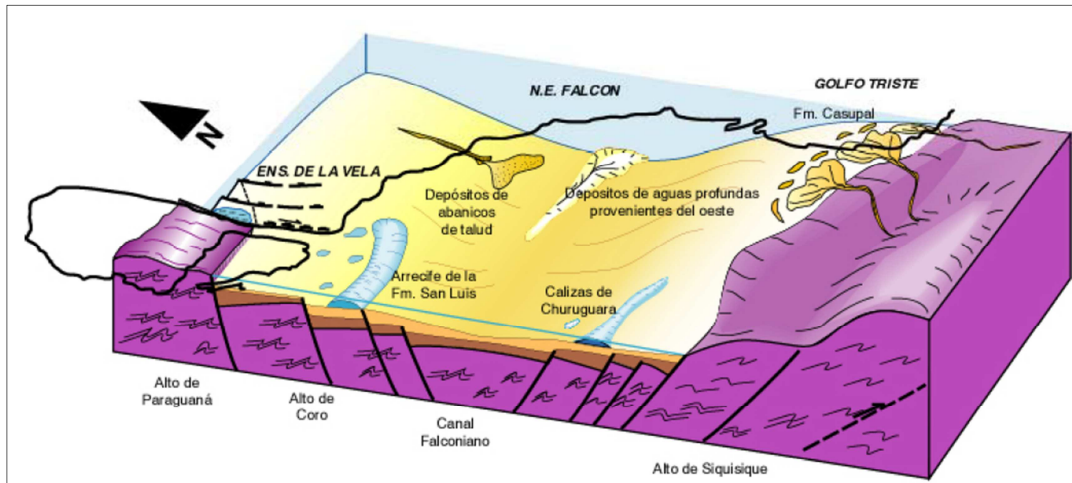


Figura 17. Modelo sedimentario esquemático durante el Oligoceno - Mioceno Temprano para la cuenca de Falcón-Bonaire. Tomado de Porrás (2000).

Las cuencas de Bonaire y Curazao experimentaron altas tasas de deposición 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: Mioceno medio - tardío. Inversión de la cuenca

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; Van der Hilst y Mann, 1994). 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: Plioceno-Pleistoceno. Transtensión - transpresión

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 un 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 Figura 18 (Gorney *et al.*, 2007).

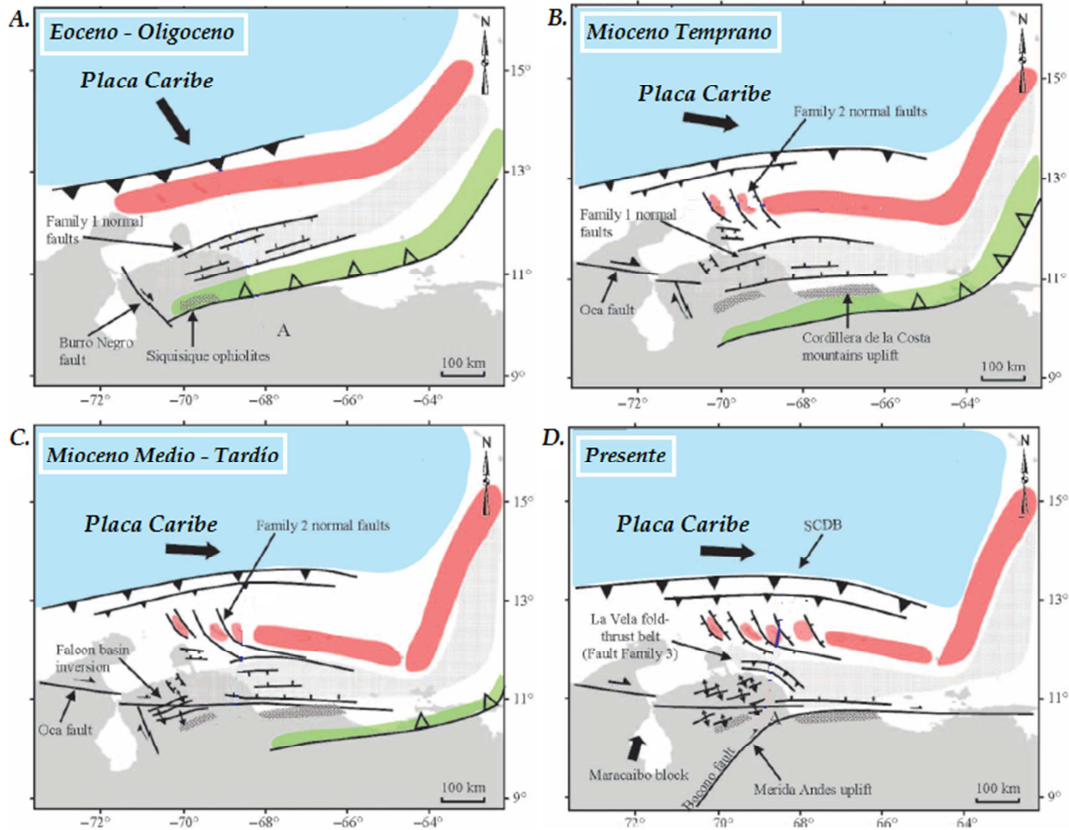


Figura 18. Esquema de la evolución tectónica del NO de Venezuela. Tomado y modificado de Gorney *et al.* (2007).

2.2.2 Geomorfología

El área comprendida entre Cabo Codera (estado Miranda) hasta Golfo Triste (estado Falcón) se distingue morfológicamente de las demás regiones marinas situadas frente a Venezuela por la profundidad poco usual a la cual se inicia el talud continental. En esta región, hacia el este, se observa una planicie submarina entre 0 y 360 m con mayor declive entre 0 y 200 m (correspondiente a la plataforma continental actual), seguida por una zona de pendiente suave y uniforme hasta los 360 m, pero interrumpida por tres mesetas que se levantan abruptamente desde el fondo y alteran la regularidad del declive. Hacia el oeste, a los 360 m comienza una pendiente mucho más pronunciada y continúa hasta la Cuenca de Bonaire donde parece indicar una posición antigua del talud continental. Todos estos factores permiten deducir la existencia de un fenómeno de subsidencia en la mayor parte de

la plataforma continental original de la región hasta alcanzar unos 360 m de profundidad en su borde inferior (Sellier de Civrieux, 1977).

Sellier de Civrieux (1971) destaca tres provincias fisiográficas bien diferenciadas denominadas: Plataforma de Golfo Triste, Cuenca de Choróní y Plataforma de la Guaira (Figura 19). Ambas plataformas de tipo erosional, se hallan separadas entre sí por la Cuenca de Choróní, cuyos declives abruptos parten desde la línea de costa entre los ríos Ocumare y Mamo (Figura 19).

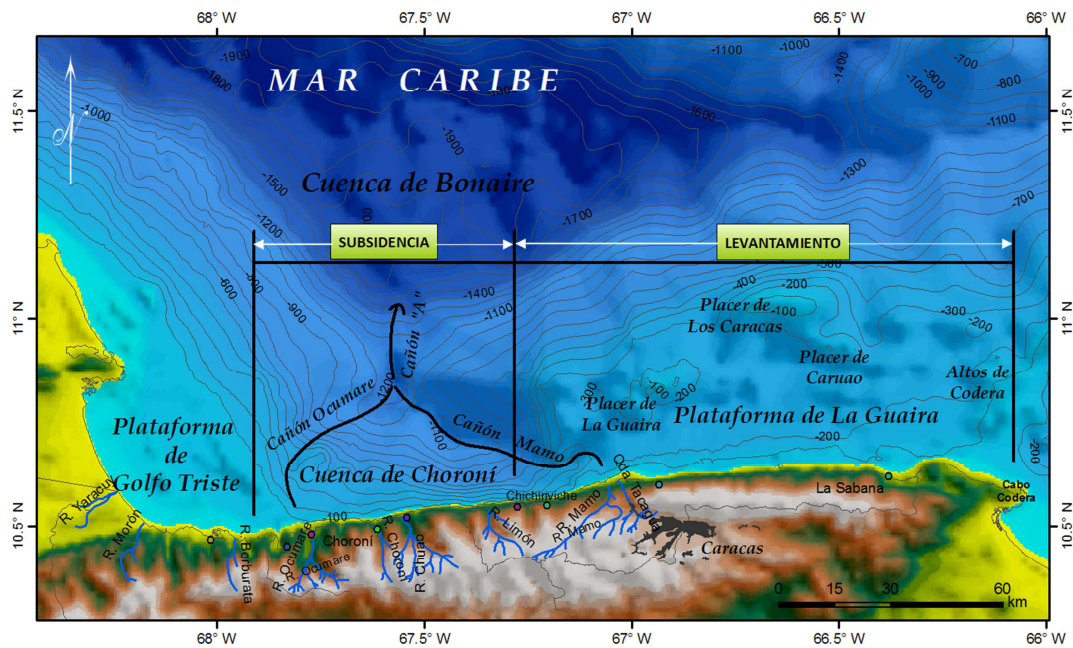


Figura 19. Provincias fisiográficas de oeste a este: Plataforma de Golfo Triste, Cuenca de Choróní, Plataforma de La Guaira y ubicación de los cañones submarinos. Modificada de Sellier de Civrieux (1971).

La reducción progresiva de la planicie submarina y de la plataforma continental actual hacia el oeste, sugiere una mayor subsidencia hacia la Cuenca de Choróní, la cual parece representar la zona de mayor hundimiento cortical cerca de la costa, conectada fisiográficamente con la Cuenca de Bonaire. Entre Uricao y Ocumare de La Costa la plataforma continental ha quedado prácticamente eliminada en contraste evidente con la Plataforma de Golfo Triste (Sellier de Civrieux, 1977) (Figura 19).

El borde sur de la plataforma es abrupto y escarpado, y entre las poblaciones de Chuao y Chichiriviche es una costa de subsidencia (Picard y Goddard, 1975). Al oeste de Choróní comienza a ensancharse la plataforma y al norte de Turiamo muestra una geomorfología diferente, representada por la plataforma de Golfo Triste (Figura 19).

Picard (1974) describe el margen continental de Venezuela al norte de la Cordillera de La Costa como una plataforma angosta representada por dos rasgos geomorfológicos contrastantes: La Plataforma de la Guaira en la mitad oriental, entre Chichiriviche y Cabo Codera, caracterizada por una plataforma con evidencias de erosión y levantamiento; la depresión de Turiamo en la mitad occidental, entre Puerto Cabello y Chichiriviche, caracterizada por acantilados hundidos (hasta 200 m). Picard y Goddard (1975) indican que estos dos tramos o unidades geomorfológicas, están separados por la Falla de Tacagua al menos hacia el sur, y posiblemente a lo largo del cañón del río Mamo (Figura 19).

Picard (1974) clasificó la costa de acantilados de la Cordillera de la Costa, entre Puerto Cabello y Cabo Codera, subdividiendo la región en dos sectores (Figura 19): hacia el oeste de Chichiriviche, constituido por acantilados sumergidos hasta 200 m y otro hacia el este, constituido por acantilados con plataforma de erosión, producto de un fallamiento cercano a la costa, lo que explica la linealidad de la misma, modificada por procesos erosionales y depositacionales fluviales y marinos; y hacia el este una zona caracterizada por levantamiento.

Hacia el este, en la planicie submarina entre Uricao y Cabo Codera se observan tres mesetas que se levantan desde el fondo, denominadas Placeres de La Guaira, Los Caracas y Caruao (Figura 19). El tipo de microfauna del Pleistoceno encontrada sobre el Placer de La Guaira indica un ambiente de tipo arrecifal, hoy sumergido a profundidades considerables, que evidencia una subsidencia tectónica reciente superpuesta a una transgresión eutética y levantamiento de la costa entre Playa Grande y Maiquetía (Sellier de Civrieux, 1977). Schubert *et al.* (1977) calcularon en base a edades isotópicas en roca de playa que la Cordillera de la Costa probablemente se ha levantado a velocidades entre 0,003 y 0,06 cm/año durante los últimos 2.000 a 3.000 años.

Al oeste de Uricao, el fondo marino se inclina notablemente con pendientes del orden de 3° hasta una depresión denominada Cuenca de Turiamo (Maloney, 1965) de 1300 m de profundidad aproximadamente, surcada por varios cañones submarinos, siendo el más notable el cañón del río Mamo.

La Cuenca de Choróní es una depresión profunda que alcanza las inmediaciones de la costa en la zona donde desembocan los ríos Uricao y Ocumare, cortada por profundos cañones submarinos (Sellier de Civrieux, 1971). El autor describe la existencia de dos cañones submarinos bien diferenciados en dicha cuenca, que presentan una estrecha relación con el drenaje actual de la Serranía del Litoral, destacando el río Mamo, siendo el de mayor longitud y caudal en la zona. A poca distancia de la boca del río Mamo se halla la cabecera del más importante de los cañones de la cuenca de Choróní denominado Cañón de Mamo. El segundo cañón se denomina Cañón de Ocumare por su cercanía a la desembocadura del río Ocumare. Ambos cañones se unen en el centro de la cuenca de Choróní formando un nuevo cañón, denominado "A" por el autor, que se dirige a su vez hacia el norte, por vía del cual una parte de las cargas turbidas arrastradas a la depresión pueden ser drenadas hasta la cuenca de Bonaire (Figura 19). Estos cañones se emplazaron probablemente durante el Pleistoceno y parecen estar relacionados con antiguas descargas turbidas de los ríos mencionados que según las evidencias poseían mayor caudal durante los lapsos pluviales del Pleistoceno. El fondo actual de la cuenca presenta aspecto de graben (Sellier de Civrieux, 1977; Silver *et al.*, 1975).

El rasgo geológico más notable de la Cuenca de Choróní es el control tectónico del Cañón de Mamo como continuación de la Falla de Tacagua (Rial, 1973). Sellier de Civrieux (1971) indica que las irregularidades del fondo marino, incluyendo los cañones submarinos, están controladas estructuralmente. Aguerrevere (1972) comparó las localidades de epicentros con la geomorfología de la región y propuso tentativamente identificar las zonas de fallas activas sobre la base de la expresión topográfica del fondo y la ubicación de dichos epicentros.

2.2.3 Fallamiento activo

La tectónica activa en el país está dominada por el marco geodinámico imperante, estando Venezuela surcada por un límite de placas activo de tipo compresivo-transcurrente. Esta tectónica activa resultante de la partición de esfuerzos se caracteriza por (Audemard, 2002):

- La deformación neotectónica no se reparte en forma homogénea en todo el territorio nacional, sino que se organiza en franjas, donde se concentran los desplazamientos. El cinturón principal de fallamiento transcurrente y plegamiento corresponde gruesamente con los sistemas montañosos mayores (Andes, serranías de la Costa e Interior centrales y orientales). Igualmente, hay otras zonas móviles secundarias: las serranías de Falcón con el sistema este-oeste dextral de Oca-Ancón, franja NO-SE del oriente de Falcón con pliegues y fallas inversas asociadas al fallamiento transcurrente y franja NO-SE del Cañón de Los Roques, cuyas fallas presentan una componente vertical de tipo normal.
- La zona de mayor movilidad, donde ocurren las principales deformaciones, la constituye el cinturón de unos 100 km de ancho, desarrollado en los dos bloques contiguos separados por los accidentes dextrales de primer orden de Boconó (NE-SO), San Sebastián y El Pilar (ambos este-oeste). Desde la frontera con Colombia hasta Trinidad, estos tres accidentes se concatenan para formar un sistema continuo de más de 1.200 km de largo, donde se concentra lo esencial del movimiento relativo dextral entre Caribe y Suramérica o el Bloque Triangular de Maracaibo y Caribe, constituyendo así el límite transcurrente principal dentro del cinturón en deformación. De hecho, este sistema tiene una velocidad promedio del orden de 1 cm/a, cuando las demás fallas superan escasamente 1 mm/a (Oca-Ancón, Valera, Burbusay, La Victoria localmente), y por lo general tienen velocidades por debajo de este último valor (Audemard *et al.*, 2000). Esta alta tasa de desplazamiento, asociada con la gran longitud del sistema Boconó-San Sebastián-El Pilar, se traduce por una marcada actividad sísmica, estando la gran mayoría de los terremotos históricos de magnitud $M_s \geq 7$, reportados en territorio venezolano desde el año 1530, esencialmente asociados a la ruptura de tramos de dicho sistema principal de fallas (Audemard, 1997; Pérez *et al.*, 1997; Audemard, 1999).

- El sistema principal Boconó - San Sebastián - El Pilar presenta numerosas complicaciones estructurales de escala kilométrica, en particular en transtensión (cuencas *pull-apart* de San Juan de Lagunillas, Apartaderos, Cabudare, Cariaco; entre otras), o en transpresión (Cerros de Caigüire, en Cumaná, y de Guarapiche; ambos en el estado Sucre y en asociación con la Falla de El Pilar); pero no ofrece ninguna complicación a escala regional, salvo en sus extremos suroeste y este, en Colombia por una parte, y en el Golfo de Paria-Trinidad por la otra.
- Algunos accidentes de segundo orden, y de gran extensión geográfica, se alejan oblicuamente del sistema transcurrente principal y se salen de los límites del cinturón principal de deformación. Tal es el caso de la Falla de Urica.
- Los demás accidentes de orden inferior pueden ser subparalelos a los mayores, como también francamente oblicuos con respecto a estos. Sus desplazamientos son frecuentemente horizontales dextrales (fallas de Caparo, Piñango, Tácata, La Victoria, etc.), y mucho más escasamente sinestrales (fallas de la Punta Charagato, en la isla de Cubagua, y Laguna Grande, en la península de Araya).
- El bloque triangular de Maracaibo, delimitado por la falla sinistral de Bucaramanga, y las dextrales de Boconó y Oca-Ancón, se caracteriza por estar en su sector más oriental compartimentado en bloques de eje mayor norte sur a NE-SO, los cuales están separados por fallas esencialmente sinestrales (con componentes verticales secundarias inversas), tales como: Icotea, Valera, Burbusay, Hato Viejo, entre otras. Esta estructuración mayor resulta de un mecanismo en estantería de libros ("*bookshelf rotation*") generado por la cupla cizallante introducida por las fallas de Boconó y Oca-Ancón. Este caso particular es atípico puesto ambas fallas no son paralelas entre sí más bien presentan una relación angular de 45°, lo cual genera deformaciones particulares; así como cambio de sentido de transcurrencia de algunas fallas en el tiempo.

El mapa de fallas cuaternarias para la región norcentral de Venezuela (Audemard *et al.*, 2000) puede observarse en la Figura 20.

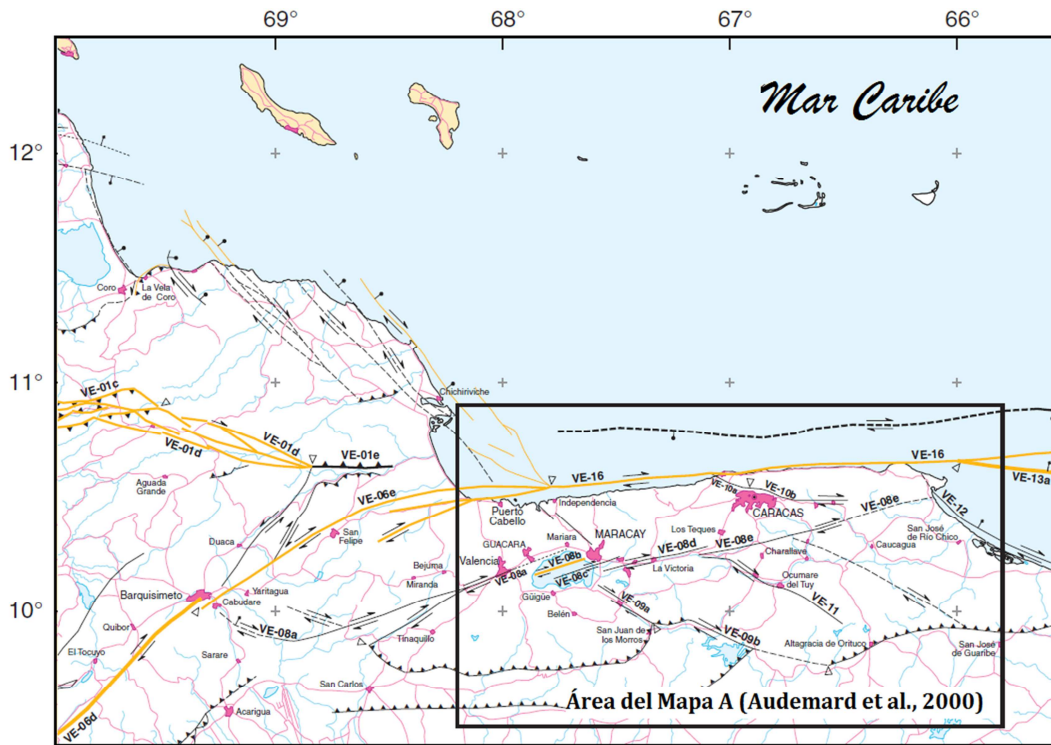


Figura 20. Mapa de fallas cuaternarias de la región norcentral de Venezuela. Modificado de Audemard *et al.*, 2000. Nomenclatura: VE-06a = Falla de Boconó (Sección sur de Mérida); VE-08a = Sistema de falla La Victoria (Falla Guacamaya); VE-08b = Sistema de falla La Victoria (Falla La Cabrera); VE-08c = Sistema de falla La Victoria (Falla El Horno); VE-08d = Sistema de falla La Victoria (Falla La Victoria); VE-08e = Sistema de falla La Victoria (Falla Pichao); VE-09a = Falla Río Guárico (sección norte); VE-09b = Falla Río Guárico (sección sur); VE-10a = Falla Tacagua; VE-10b = Falla El Ávila; VE-11 = Falla Tácata; VE-12 = Falla Píritu; VE-13a = Falla El Pilar (sección offshore); VE-16 = Falla San Sebastián.

2.2.3.1 Sismicidad histórica

De los sismos devastadores con reporte de daños en la región central de Venezuela, destacan:

- 11 de junio de 1641. fue designado de “desastroso” por Centeno (1940), quién asignó intensidades $I_M = 9$ a 10 e $I_{MCS} = 10$ a 11 . Es el primer evento descrito en los catálogos (Centeno, 1969; Grases *et al.*, 1999). Audemard (2002), ubica el epicentro con cierto grado de incertidumbre sobre el sistema de fallas La Victoria y Hernández (2009) lo ubica sobre la Falla La Tortuga. Hernández y Schmitz (2011) asignan una intensidad (I_{EMS}) de 8 a 9 .

- 26 de marzo de 1812. Este evento, que afectó Barquisimeto, San Felipe y Caracas, principalmente, resultó de una ruptura compuesta con al menos dos focos (Audemard, 2002). Fieldler (1961) ubica los dos epicentros, con magnitudes Ms 6,2 y 6,3 respectivamente, en 10,2° N - 69,1°O (entre San Felipe y Barquisimeto) y 10,6° N - 66,9° O (al norte de Caracas). Del análisis de la sismicidad contemporánea. Audemard (2002) propone que este evento debería haber ocurrido más al oeste sobre la falla de San Sebastián, en una posición más intermedia entre Puerto Cabello y La Guaira, en función de las intensidades descritas por Fiedler (1961) para los centros poblados de la región centro-norte del país; con un segundo foco sobre la terminación norte de la falla de Boconó, a lo largo del valle del Yaracuy, en el segmento de dicha falla (VE-06e en Audemard *et al.*, 2000) que se extiende desde la cuenca en tracción de Cabudare hacia el NE. Igualmente, debería ubicarse al oeste de la ruptura del sismo de Caracas del 29 de julio de 1967 de magnitud 6,3 que luego ocurre para completar una secuencia sísmica conjuntamente con los sismos de 1812 y 1900, y geográficamente intercalada entre las rupturas de ambos eventos (Audemard, 2002). Altéz (1998 y 2005) plantea que el evento tiene dos focos: un foco en el segmento correspondiente a la terminación del sistema Boconó entre San Felipe y Morón y el segundo foco entre Puerto Cabello y La Guaira. Rodríguez *et al.* (2006), partiendo de la distribución del fenómeno de licuación de sedimentos, calculan la ubicación de uno de los focos en la región central al norte de Choroni (Figura 21). Hernández (2009) ubica el sismo sobre el segmento oeste de la falla de San Sebastián y recientemente Choy *et al.* (2010), lo ubican al norte de La Guaira.
- 12 de abril de 1878. Concentrándose los daños en la población de Cúa, el epicentro Audemard (2002) lo ubica sobre la Falla Tácata, aun cuando no ha podido ser atribuido con certeza a ninguna falla en particular de la región al sur de Caracas.
- 29 de octubre de 1900. Este sismo afectó la región norcentral de Venezuela, produciendo numerosos daños en poblaciones costeras del Litoral central, ciudades de la región central, depresión de Barlovento y a poblaciones tan alejadas como Clarines y Barcelona (Grases, 1990). La ocurrencia de olas de

varios metros en Puerto Tuy (costa de Barlovento) conllevó a ubicar este sismo en el mar (Grases, 1990), pero su ubicación epicentral definitivamente está muy alejada hacia el norte, aunque la magnitud asignada Ms 7,6 por el mismo autor parece apropiada a algo sobreestimada (Audemard, 2002). Al igual que para el sismo de 1853, ajustes en la localización epicentral y la magnitud han corregido problemas con la relación antes mencionada para las evidencias de licuación de este evento; coincidiendo con la localización epicentral propuesta por Fiedler (1961). Este sismo se le asigna al segmento de la falla de San Sebastián contiguo al este de la ruptura del sismo de Caracas de julio de 1967, completándose así una secuencia sísmica, de oeste a este sobre la falla de San Sebastián, compuesta por los eventos de 1812, 1967 y 1900. A su vez, el evento de 1900 pareciese venir a completar un segmento limitado por las rupturas previas de los eventos de 1812 y 1853, todos de magnitudes Ms ≥ 7 , aunque no cumplió el cometido de conectar ambas rupturas porque se requirió para ello del evento de Caracas de 1967; evento de un orden de magnitud inferior (Ms 6,3) (Audemard, 2002). Rodríguez *et al.* (2006) en relación con los sitios afectados por el proceso de licuación, ubica el epicentro al NE de Barlovento. Hernández (2009) ubica el epicentro sobre la Falla La Tortuga.

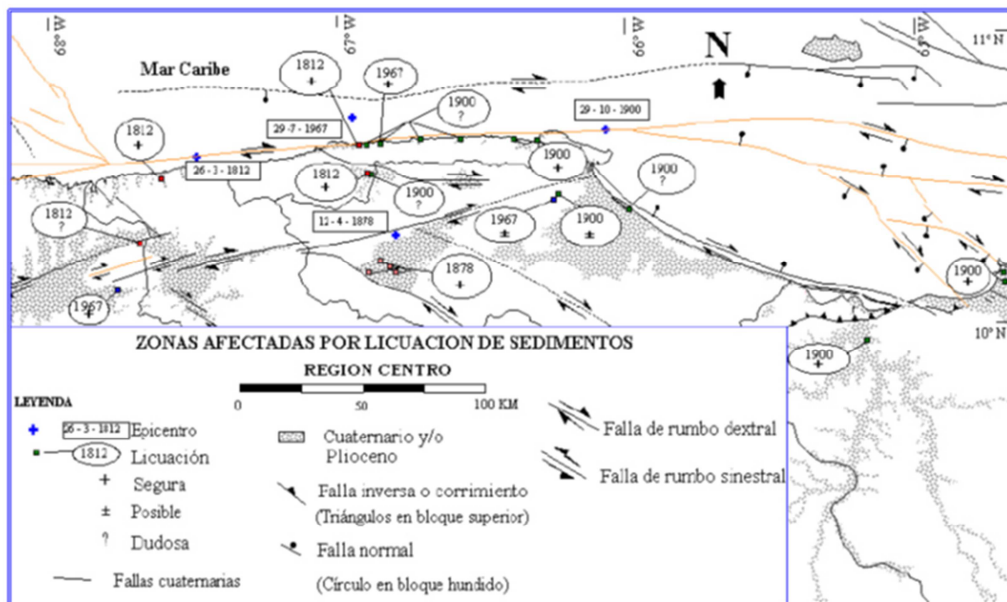


Figura 21. Reubicación de algunos eventos históricos, con base en las evidencias de licuación de suelos. Rodríguez *et al.* (2006).

- 29 de julio de 1967. Terremoto de Caracas, Suárez y Nábelek (1990) reevalúan la información sísmica de este evento y proponen que, aunque siendo un sismo multi-focal (3 sub-eventos transcurrentes dextrales con progresión de la ruptura hacia el este y un cuarto inverso más profundo y hacia el norte), este sismo ocurre sobre una porción muy segmentada y compleja de la falla de San Sebastián y que la separación de unos 95 km entre los dos sub-eventos más alejados no representa la longitud total de ruptura.

2.2.3.2 Sismo del 12 de septiembre de 2009 de Tucacas

El sismo ocurrido el 12 de septiembre de 2009 en la plataforma centro norte costera de Venezuela, a 45 km de la ciudad de Morón, estado Carabobo, permitió abrir una gama de discusión en torno a la complejidad estructural de la zona. Este evento sísmico de magnitud Mw 6,4 ocurrido costa afuera, por la distribución relativa de daños sugiere un posible patrón de directividad de la energía, basado en los reportes de daños en poblados cercanos al área epicentral: pocos daños al sur del evento (Puerto Cabello y Valencia), y mayores daños de carácter geológico y estructural al oeste, en los poblados de Boca del Tocuyo, Boca de Mangle, Blanquillo, Tucacas y Chichiriviche, donde los principales daños a estructuras se asocian a las inadecuadas técnicas de construcción y en algunos casos debido a efectos de licuación (FUNVISIS, 2009).

En la zona epicentral del sismo tanto a escala regional como local, se distinguen procesos tectónicos que podrían ser responsables de la complejidad estructural presente en el área:

- Interacción entre la placa Caribe y Suramericana y movimiento relativo entre ambas a una tasa de 20 mm/año (Pérez *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2001; Trenkamp *et al.*, 2002), donde el límite entre ellas representa una zona de deformación de 100 km de ancho, aproximadamente, y gran parte del movimiento lateral dextral es distribuido a lo largo del sistema de fallas Boconó-San Sebastián-El Pilar (Molnar y Sykes, 1969; Minster y Jordan, 1978; Pérez y Aggarwal, 1981; Stephan, 1982; Aggarwal, 1983; Schubert, 1984; Soulas, 1986;

Beltrán y Giraldo, 1989), y el resto de la deformación se distribuye a lo largo de las fallas costa afuera de Venezuela (Audemard *et al.*, 2000).

- El contacto entre las placas Caribe y Suramericana al norte de Venezuela está bajo un campo de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNO-SSE y un mínimo horizontal en dirección ENE-OSO (régimen transcurrente) (Audemard *et al.*, 2005), responsable de la cinemática actual a lo largo del cinturón de deformación, caracterizado por la presencia de numerosas fallas lateral-dextrales este-oeste, fallas dextrales en dirección NO-SE (sintéticas de las fallas este-oeste), fallas normales en dirección NNO-SSE, y fallas inversas ENE-OSO (subparalelas al eje de los pliegues) (Audemard *et al.*, 2005).
- Punto de convergencia entre las fallas de Boconó, Oca-Ancón y San Sebastián, con tasas de movimiento 9 mm/año para Boconó (Soulas, 1986; Audemard, 1997; Audemard *et al.*, 1999), 2 mm/año para Oca-Ancón (Audemard, 1998) y de 3 a 5 mm/año aproximadamente para San Sebastián, cuyo conocimiento de la traza en mar es limitado (Audemard *et al.*, 2000).

A inicios del 2009 se observó una reactivación de la sismicidad regional en la zona norcentral del país: 5 de abril, Mw 4,3 al noroeste de La Guaira (sistema de fallas de San Sebastián), seguido por un sismo Mw 4,2 en Churuguara (sistema de fallas Oca-Ancón), 6 de abril, Mw 4,4 al este de Tucacas; 4 de mayo, Mw 5,4 al sur de Los Teques (Falla La Victoria) seguidos por dos réplicas de Mw 4,4 y Mw 4,0 (FUNVISIS, 2009) (Figura 22).

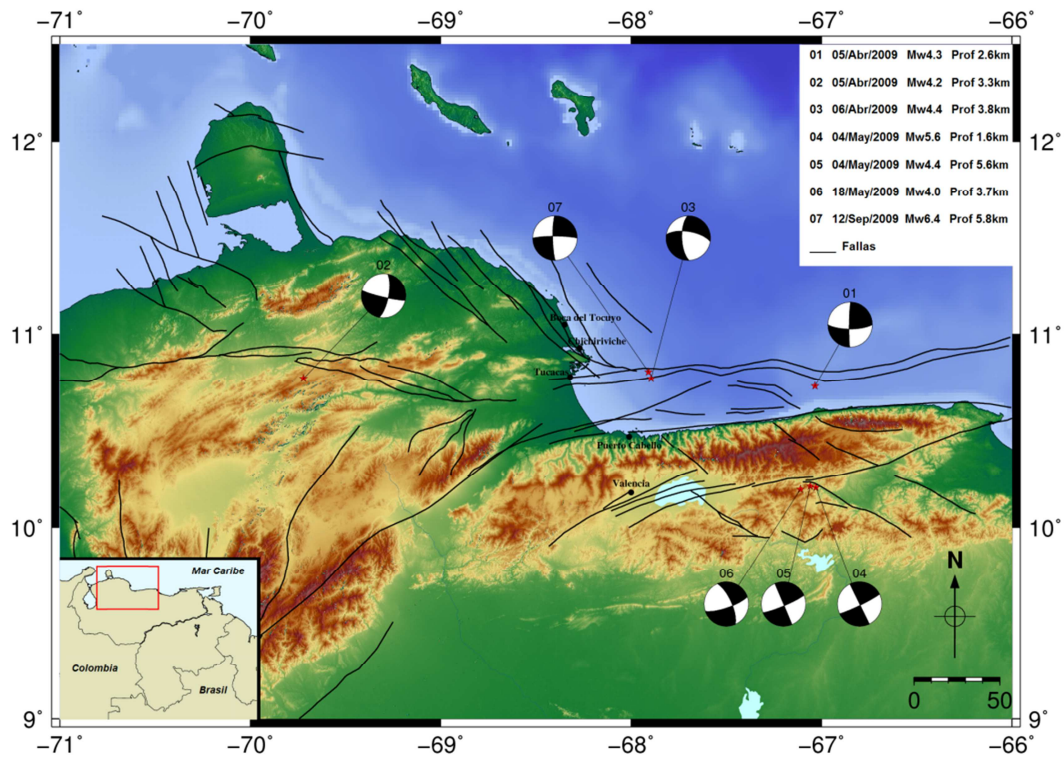


Figura 22. Mecanismos focales para algunos de los eventos sísmicos reportados en la región norcentral de Venezuela para el período abril-septiembre de 2009. Las soluciones evidencian un movimiento preferencial transcurrente dextral. La cartografía de fallas se basa en Beltrán (1993). Modificada de Palma (2011).

Palma (2011) a partir de datos telesísmicos usando el método de Kikuchi y Kanamori (2003) realizó la inversión de ondas P y SH registradas a distancias telesísmicas con la finalidad de extraer información referente a los parámetros de ruptura del sismo ocurrido el 12 de septiembre de 2009, los cuales se presentan en la Tabla 2. El área del plano de falla es de $40 \times 30 \text{ km}^2$, aproximadamente, y los resultados sugieren una orientación del plano de falla en dirección este-oeste buzando hacia el sur, con un proceso de ruptura compuesto de al menos dos subeventos que distribuyen la energía total a lo largo de los dos focos, uno superficial cercano a la localización hipocentral, y el segundo distribuido a lo largo del plano de falla.

Tabla 2. Parámetros de ruptura del sismo ocurrido el 12 de septiembre de 2009 en la plataforma centro norte costera de Venezuela, a 45 km de la ciudad de Morón, estado Carabobo (Palma, 2011).

	Datos
Azimut	89°
Buzamiento	74°
Desplazamiento	-177°
Profundidad del punto de ruptura inicial	4,9 km
Duración del evento	18 s

La distribución del desplazamiento a lo largo del plano de falla refleja un patrón principalmente en sentido oeste y además una importante propagación de la ruptura en profundidad. Menos del 50% de la energía disipada tiene lugar en el hipocentro, mientras que la energía restante se distribuye a lo largo de una aspereza localizada al este del hipocentro. En este sentido, el patrón de propagación, así como también la dificultad en algunos casos para realizar la inversión de ondas es debido a la gran complejidad de la zona y atribuible a la presencia de fallas con cambios de buzamiento en profundidad (fallas lítricas) (Palma, 2011).

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

En el presente capítulo se detalla la metodología usada a lo largo de la investigación, comenzando con la descripción de la base de datos disponibles que incluye datos batimétricos, sísmicos de reflexión 2D y datos gravimétricos y magnéticos derivados de modelos combinados que integran datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales. La metodología de trabajo fue dividida en tres fases principales: interpretación sísmica, interpretación gravimétrica/magnética, y modelado gravimétrico/magnético incorporando los resultados obtenidos de la interpretación sísmica. La fase de interpretación sísmica incluye la descripción del proceso de identificación e interpretación de horizontes y fallas, así como también del proceso de conversión tiempo-profundidad de los resultados producto de la interpretación. La fase de interpretación gravimétrica/magnética detalla la aplicación del análisis espectral tanto a los datos gravimétricos como a los magnéticos, con la finalidad de generar el espectro de potencia radial correspondiente, y posteriormente realizar la separación de la componente regional y residual de las anomalías, así como también calcular la profundidad de las fuentes que las generan. La última fase corresponde a la descripción del proceso de modelado integrando la información batimétrica, sísmica, gravimétrica y magnética a partir de la definición de cuerpos y estimación de profundidades de los mismos, así como también de las densidades y susceptibilidades magnéticas asociadas.

3.1 BASE DE DATOS

La información disponible para el desarrollo de la investigación consta de datos batimétricos correspondientes al Modelo Digital de Elevación SRTM30 plus v6.0, datos sísmicos de reflexión 2D que comprenden campañas de adquisición de la industria petrolera (PDVSA, Caribe Central) y del proyecto “*Broadband Ocean-Land Investigation of Venezuela and the Antilles arc Region*” -BOLIVAR- (Levander *et al.*, 2006), así como también datos gravimétricos y magnéticos derivados de

modelos combinados que integran datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales. La distribución de los datos en el área de estudio puede observarse en la Figura 23.

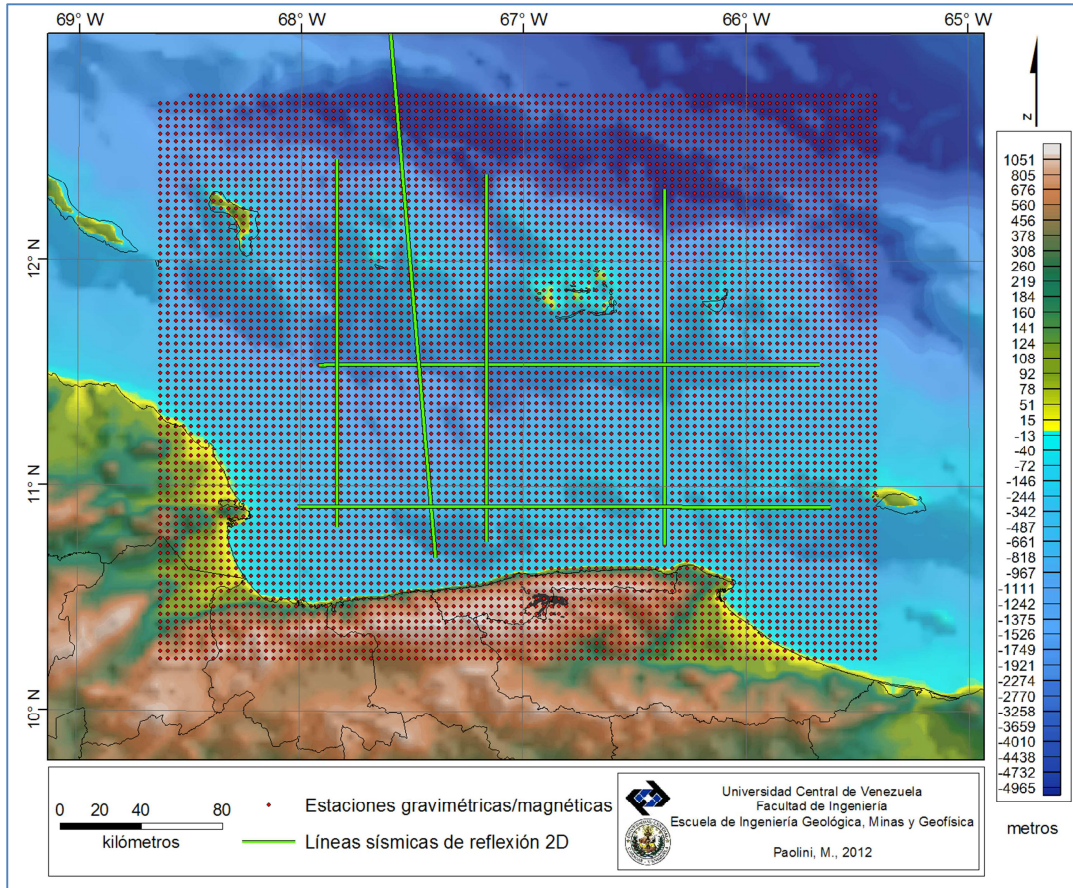


Figura 23. Distribución de datos batimétricos, sísmicos, gravimétricos y magnéticos en el área de estudio. Los datos batimétricos están separados cada 1 km (Becker *et al.*, 2009) y las estaciones gravimétricas/magnéticas tienen una separación de 3,7 km, aproximadamente (Pavlis *et al.*, 2008).

3.1.1 Sistema de coordenadas

Los datos disponibles (batimétricos, sísmicos, gravimétricos y magnéticos) no tienen el mismo sistema de coordenadas de origen. Se empleó la proyección Lambert Cónica Conforme, basada en el sistema de coordenadas geográficas La Canoa en unidad métrica, con la finalidad de unificar criterios llevando los datos a un sistema de coordenadas común.

La proyección Lambert Cónica Conforme es una proyección estándar que se utiliza para representar áreas cuya extensión este-oeste es grande en comparación con la norte-sur. Esta proyección es "conforme" en el sentido que las líneas de latitud y longitud, que son perpendiculares entre ellas en la superficie terrestre, también lo son en el dominio proyectado. Los parámetros que definen la proyección Lambert Cónica Conforme son un meridiano central, una latitud de referencia, y dos paralelos estándar. El falso norte y el falso este representan coordenadas X y Y, respectivamente, en un sistema de coordenadas planas. El meridiano central debe pasar por el medio de la región de interés, la latitud de referencia debe pasar por donde considere que deba ubicarse el origen del sistema de coordenadas (Fallas, 2003). Los parámetros correspondientes se presentan en la Tabla 3:

Tabla 3. Parámetros del sistema de coordenadas geográficas usado en la compilación de la base de datos.

Parámetros	
Falso este	1.000.000
Falso norte	1.000.000
Meridiano central	-66
Paralelo 1	3
Paralelo 2	9
Factor de escala	1
Latitud de referencia	6

3.1.2 Datos batimétricos

Se utilizó el Modelo Digital de Elevación SRTM30 plus v6.0, descargado del portal del Instituto de Oceanografía de la Universidad de California (<http://topex.ucsd.edu/index.html>). El SRTM (por sus siglas en inglés: *Shuttle Radar Topographic Mission*) es producto original de la NASA y representa un gran avance en la cartografía digital del mundo, permitiendo la accesibilidad a datos de elevación de alta calidad. Esta versión incluye datos topográficos y batimétricos distanciados a 30 segundos de arco, equivalentes a 1 km entre estaciones (Becker *et al.*, 2009).

3.1.3 Datos sísmicos

Los datos disponibles incluyen líneas sísmicas de reflexión 2D de campañas de adquisición de la industria petrolera (PDVSA) del año 2001 (Caribe Central) y de años anteriores, que forman parte de la base de datos de PDVSA-Intevep, quienes proporcionaron la información para el presente estudio. Igualmente, se cuenta con datos del proyecto “*Broadband Ocean-Land Investigation of Venezuela and the Antilles arc Region*” (BOLIVAR) adquiridas en 2004. La totalidad de líneas sísmicas, que incluyen 25 perfiles sísmicos de reflexión 2D, fueron organizadas en un proyecto usando como herramienta el programa Geomerú (Geostratos), tal como se muestra en la Figura 24.

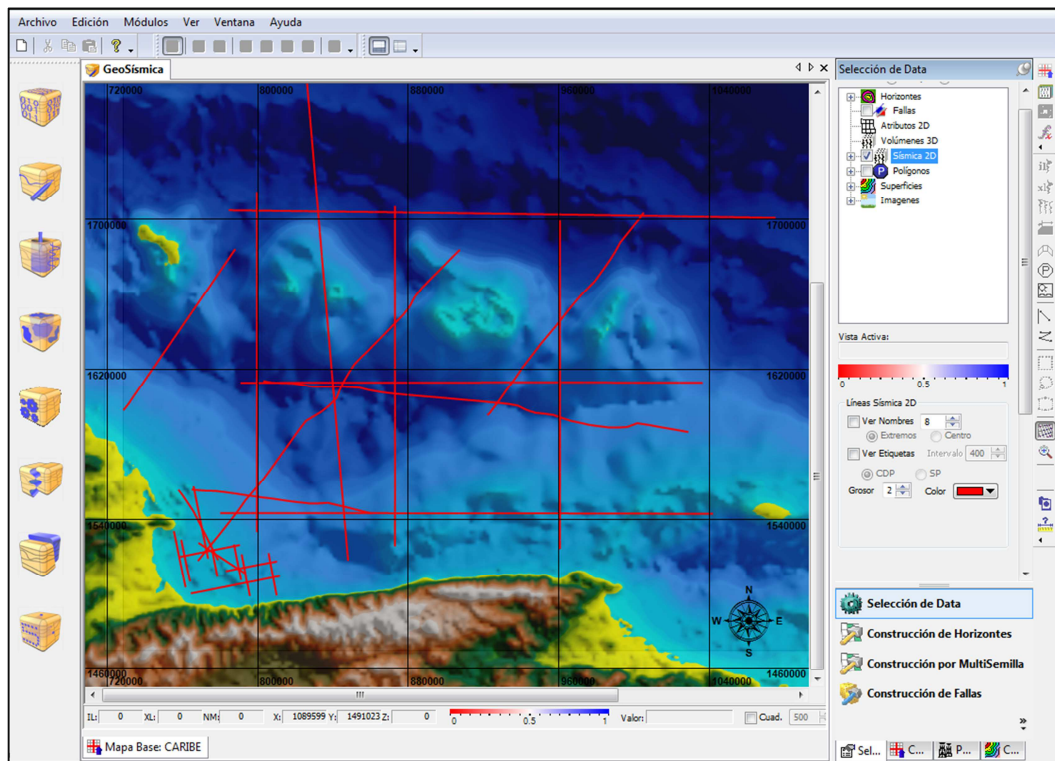


Figura 24. Proyecto generado en el programa Geomerú (Geostratos) con la totalidad de líneas sísmicas disponibles en la zona de estudio.

Los 25 perfiles sísmicos de reflexión 2D fueron considerados para la identificación de fallas y horizontes sísmicos presentes en el área, así como también para la generación de los mapas isócronos e isópacos. De la totalidad de las líneas

sísmicas, se realizó una selección de perfiles basados en su distribución, que comprende un total de seis perfiles regionales, cuatro en dirección norte-sur y dos en dirección este-oeste, equivalentes a 1.245 km de sísmica, con la finalidad de integrar los resultados de la sísmica con los obtenidos a partir del análisis gravimétrico y magnético. La nomenclatura de las líneas sísmicas se definió como PC1, PC2, PC3, PC4, PC5 y PC6, tal como se presenta en la Figura 25.

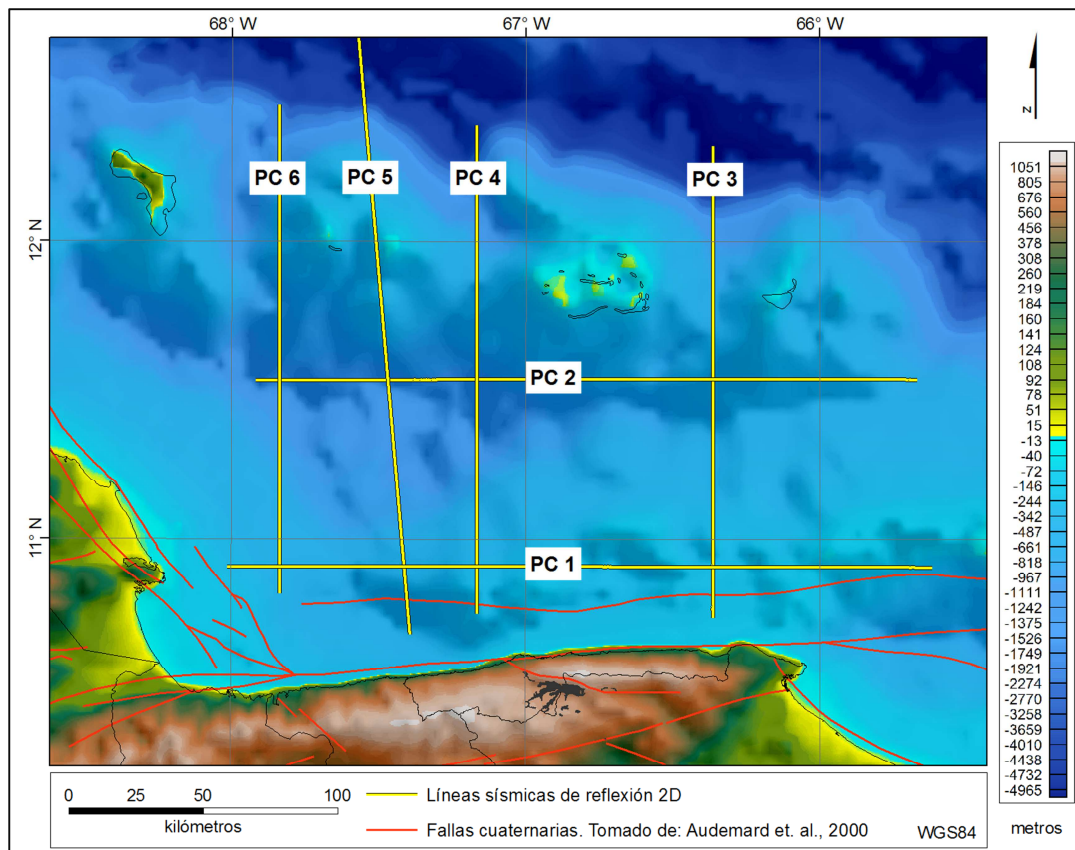


Figura 25. Ubicación de los seis perfiles sísmicos de reflexión 2D seleccionados en la plataforma centro norte costera de Venezuela, denominados PC1, PC2, PC3, PC4 PC5 y PC6.

3.1.4 Datos gravimétricos

La información disponible consta de datos gravimétricos obtenidos de la misión GRACE (por sus siglas en inglés: *Gravity Recovery And Climate Experiment*) basados en el modelo geopotencial combinado EGM2008 (Pavlis *et al.*, 2008),

integrados en el modelo gravitacional terrestre combinado EGM2008, publicado en el año 2008 por la *National Geospatial Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team*. Este modelo gravitacional ha sido completado hasta el grado y orden 2159 de la serie de los armónicos esféricos, y contiene coeficientes adicionales hasta el grado 2190. El sistema de proyección utilizado para el modelo es el WGS84.

La base de datos gravimétricos abarca toda Venezuela, delimitada por las siguientes coordenadas geográficas: -75° a 0° de longitud oeste y 0° a 13° de latitud norte. García (2009) genera los datos de anomalía de Bouguer a partir de la gravedad observada para toda Venezuela, tomando como nivel de referencia el geoide ($h=0$) y una densidad de reducción de Bouguer igual a $2,67$ g/cc, para un total de 189.782 estaciones de medición. La resolución de los datos es de $0,033$ grados (3.700 m, aproximadamente), espaciamiento considerado para la interpolación a través del método de mínima curvatura.

Se realizó una selección de datos de anomalía de Bouguer que comprende la plataforma centro norte costera de Venezuela, correspondiente a 7.292 estaciones de medición (Figura 23).

3.1.5 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 arc-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 7.292 estaciones de medición (Figura 23).

3.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

A partir de los seis 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). Posteriormente, se realiza la conversión de tiempo a profundidad. El programa empleado para la interpretación sísmica fue Geomerú (Geostratos).

3.2.1 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, fueron correlacionados 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.

3.2.2 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).

3.2.3 Conversión tiempo-profundidad

Debido a la ausencia de información de registros de pozo en el área de estudio, el proceso de conversión de tiempo a profundidad de los horizontes sísmicos y las fallas interpretadas fue realizado usando como información base el modelo de velocidades presentado por Magnani *et al.* (2009), que se extiende a lo largo del perfil PC5 (Figura 10 y Figura 25).

El primer paso consiste en la creación de pseudo-pozos ubicados a lo largo del perfil PC5. Se definieron seis pseudo-pozos denominados: -75km, 0km, 50km, 75km, 100km y 125km (Figura 26), y su ubicación depende del punto geográfico estratégico que ocupan y del modelo de velocidades presentado por Magnani *et al.* (2009). En este caso, el pseudo-pozo -75km representa los sedimentos de la Fosa de Los Roques, el pseudo-pozo 0km representa las islas, el pseudo-pozo 50km representa el cruce con la línea sísmica PC2, y los pseudo-pozos 75km, 100km y 125km representan los sedimentos de la Cuenca de Bonaire. Una vez seleccionada la ubicación, y a partir del modelo de velocidades, fueron extraídos pares de datos de velocidad-profundidad que permitieron la posterior generación de pares tiempo doble de viaje (TWT) y profundidad.

Generando un archivo de texto con la información resultante de pares TWT-profundidad (Tabla 4), fueron cargados los pseudo pozos al proyecto en Geomerú (Figura 26), acción que permitió finalmente realizar la conversión a profundidad de los horizontes interpretados originalmente en tiempo, a partir del programa Geomerú (Geostratos). La información referente a los pares TWT-profundidad de los pseudo pozos restantes, puede observarse en el anexo 1. Una vez realizada la conversión a

profundidad de los horizontes, se exportaron los datos (X, Y, Z) como un archivo de texto y posteriormente fueron incorporados en la base de datos de Oasis Montaj (Geosoft) para la posterior generación de mapas en profundidad de los horizontes interpretados.

Tabla 4. Pares tiempo doble de viaje (TWT) y profundidad generados a partir del modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009) para el pseudo-pozo 0km.

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)	V promedio (m/s)	t interval (s)	Tiempo (s)	Tiempo (ms)	TWT (ms)
0	1500				0.00	0.00	0.00
5564	2000	5564	1750	3.18	3.18	3179.43	6358.86
6245	3000	681	2500	0.27	3.45	3451.83	6903.66
6852	3500	607	3250	0.19	3.64	3638.60	7277.20
7988	4000	1136	3750	0.30	3.94	3941.53	7883.06
9200	4500	1212	4250	0.29	4.23	4226.71	8453.42
10716	5000	1516	4750	0.32	4.55	4545.87	9091.73
13519	5500	2803	5250	0.53	5.08	5079.77	10159.54
16398	6000	2879	5750	0.50	5.58	5580.47	11160.93
18974	6500	2576	6250	0.41	5.99	5992.63	11985.25
20187	7000	1213	6750	0.18	6.17	6172.33	12344.66

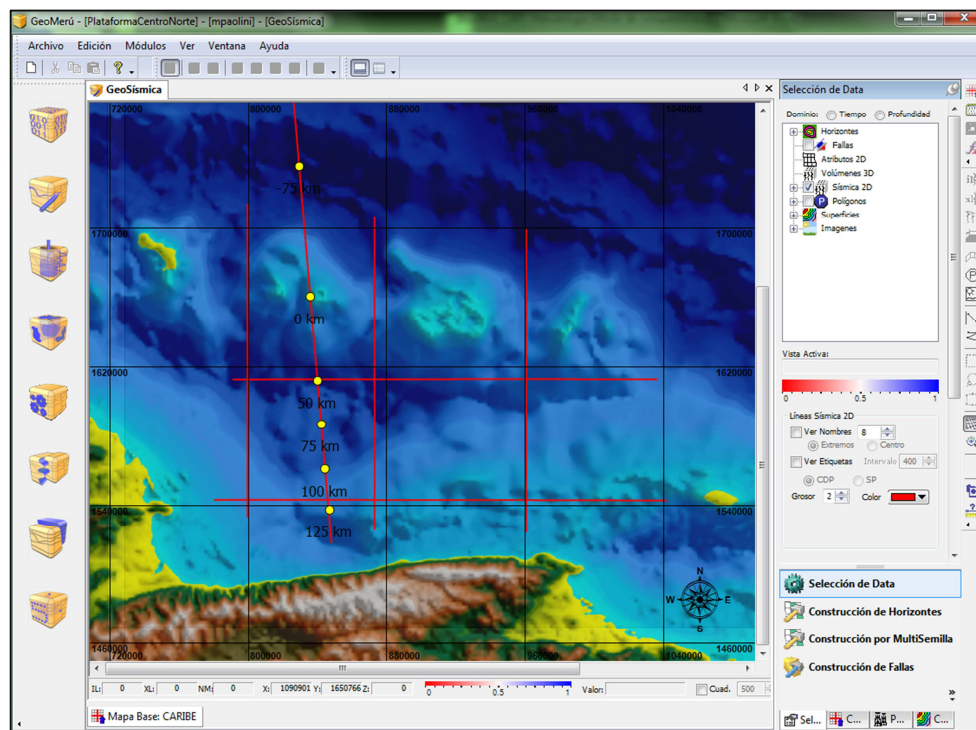


Figura 26. Ubicación de los seis pseudo pozos a lo largo del perfil PC5 (Magnani *et al.*, 2009), identificados de norte a sur como: -75km, 0km, 50km, 75km, 100km, 125km.

3.3 INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA / MAGNÉTICA

La interpretación fue realizada mediante la utilización del programa Oasis Montaj (Geosoft). La metodología llevada a cabo fue aplicada tanto a los datos gravimétricos como a los magnéticos.

3.3.1 Análisis espectral

El método de análisis espectral es usado con la finalidad de obtener las profundidades de las interfases que presenten mayor contraste de densidad/susceptibilidad (Spector y Grant, 1970). Asumiendo un grupo de fuentes prismáticas distribuidas en el subsuelo, el espectro de potencia del conjunto de cuerpos en subsuelo revela una relación casi lineal entre el número de onda y la densidad del espectro de potencia. Graficando el logaritmo natural del espectro de potencia promediado radialmente de las anomalías frente al número de onda, da como resultado un conjunto de segmentos lineales que se corresponde con la profundidad de los contrastes de densidad apreciados (Studinger *et al.*, 1997).

Para el caso de una masa puntual, el logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia está representado por una recta determinada a partir de la Ecuación 1, cuya pendiente está relacionada con la profundidad (z_0) de la masa (m) que causa la anomalía (Figura 27a).

$$\ln P(g) = \ln 4\pi^2 G^2 m^2 - 4\pi |g| z_0 \quad \text{Ecuación 1}$$

En el caso de la separación de una fuente residual y una fuente regional, estamos en presencia de dos distribuciones de masas m_1 y m_2 , a diferentes profundidades z_1 y z_2 respectivamente, donde se asume que $z_2 \gg z_1$ y $m_2 \gg m_1$. En conjunto, ambas masas generan un efecto gravimétrico en una superficie de referencia. El espectro de potencia en este caso viene dado por la Ecuación 2

$$P(g) = 4\pi^2 G^2 m^2 \left(m_1 e^{-4\pi |g| z_1} + m_2 e^{-4\pi |g| z_2} \right) \quad \text{Ecuación 2}$$

Representando el logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia, es posible diferenciar tres tramos bien definidos (Figura 27b): (1) fuente regional donde domina el efecto de la masa más profunda, (2) fuente residual donde domina el efecto de la masa superficial, (3) ruido con una profundidad próxima a cero. Ajustando estos tramos a rectas se pueden estimar las profundidades de las masas regional y residual a partir de sus pendientes. 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 (Ecuación 3). El error en la estimación de la profundidad media estará definido por el error en el ajuste por mínimos cuadrados al conjunto de dato de cada intervalo (Spector y Grant, 1970).

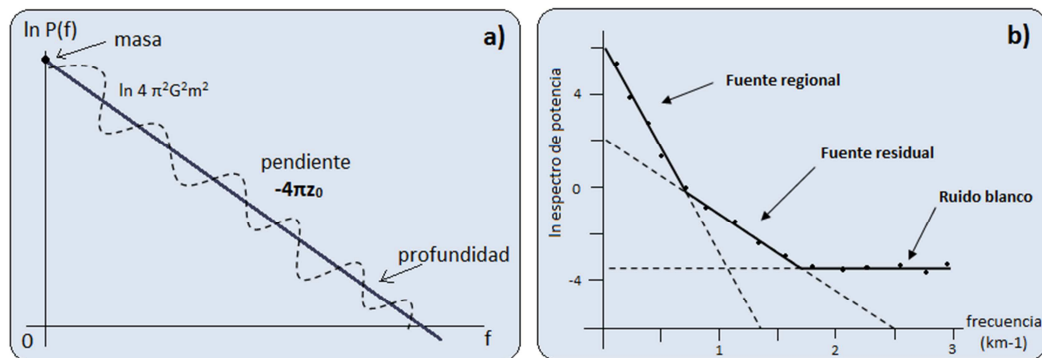


Figura 27. a) Representación gráfica del logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia. b) Representación ideal del espectro de potencia frente a la frecuencia. Modificado de Sánchez (2003).

De la Ecuación 3, observamos que la pendiente de la recta es igual a $4\pi z_0$. Por lo tanto la profundidad será igual a:

$$z_0 = \frac{S}{4\pi} \quad \text{Ecuación 3}$$

siendo S la pendiente del espectro.

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).

Sánchez (2003), para comprobar la influencia de la forma del mapa en la estimación de las profundidades a partir de la gráfica del espectro radial, toma dos áreas de estudio: un área cuadrada y un área rectangular, respetando la consideración mencionada con anterioridad acerca de la distancia mínima requerida para observar el objetivo más profundo. Llega a la conclusión que las diferencias reportadas entre ambas profundidades está en el orden del 3%, por debajo del porcentaje de error aceptable (10%) por lo cual indica que la forma del área escogida para el cálculo no ejerce mayor influencia en los resultados obtenidos.

En este sentido, fueron seleccionadas cuatro áreas para observar la variación en la respuesta de los espectros de potencia calculados (Tabla 5, Figura 28). Las áreas A1 y A2 incluyen únicamente plataforma; A3 y A4 comprenden plataforma y continente.

Tabla 5. Áreas consideradas para el cálculo del espectro de potencia promediado radialmente.

Nombre	Área estimada (km²)
A1	200 x 200
A2	250 x 225
A3	250 x 250
A4	300 x 260

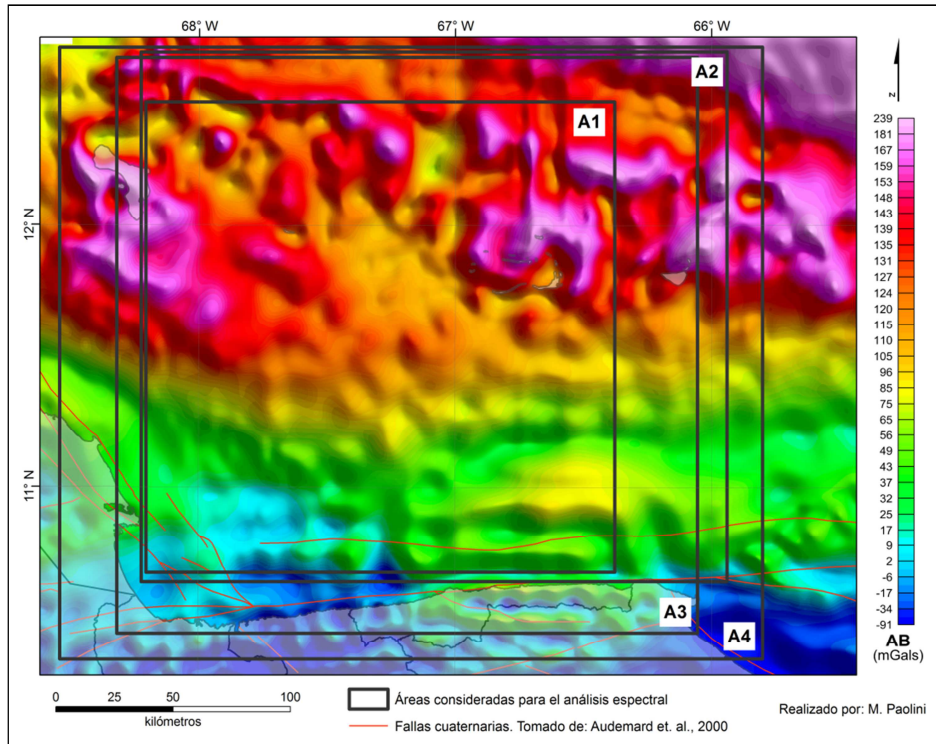


Figura 28. Mapa con la representación de las cuatro áreas consideradas para el análisis espectral indicadas como A1, A2, A3 y A4.

Finalmente, fueron obtenidos los espectros de potencia para cada una de las áreas seleccionadas, utilizando el programa Oasis Montaj (Geosoft).

3.3.1.1 Profundidad de las fuentes

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. En estos casos, el espectro de potencia se representa como una curva de disminución exponencial progresiva y la identificación de los distintos tramos correspondientes a las fuentes se hace más subjetiva y complicada. Por ello, con el análisis espectral no se va a conseguir una perfecta separación de los efectos de fuentes situadas a distinta profundidad, se obtiene una profundidad promedio en el área considerada donde es

necesario recurrir al sentido común y al conocimiento previo que se tenga de la zona de estudio (Sánchez, 2003).

Es posible extraer información referente a la profundidad de las fuentes a partir de la pendiente de la recta de cada tramo. Para ello, de cada curva del espectro de potencia fueron extraídos valores puntuales y a partir de la ecuación de cada recta generada se calculó el valor de la pendiente, tal como se muestra en la Figura 29 y en el anexo 2.

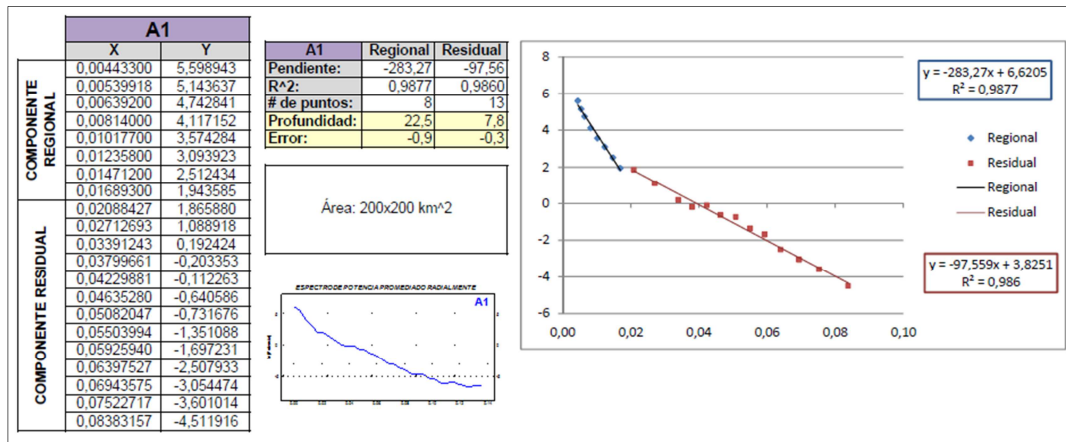


Figura 29. Cálculo de la pendiente de la componente regional y residual del espectro de potencia para la estimación de profundidades de las fuentes correspondiente al área A1.

Una vez obtenido el valor de la pendiente de cada tramo se calculó la profundidad de las fuentes regionales/residuales a partir de la Ecuación 3.

3.3.2 Separación regional/residual a partir del análisis espectral

Fue obtenido el espectro de potencia para la totalidad del área de estudio. A partir del espectro se diferenciaron 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.

3.4 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 $2 \frac{1}{2} D$.

Con una distribución equiespaciada de datos gravimétricos y magnéticos en la plataforma centro norte costera, se trazaron tres perfiles que coinciden con la ubicación de las líneas sísmicas PC1, PC2 y PC3 (Figura 25). La etapa de modelaje 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 en este caso, 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.

Los datos cuentan con la corrección de Bouguer en mar (García, 2009), que consiste en sustituir la densidad del agua del mar por la densidad estándar que se utiliza en las correcciones de Bouguer (Nowell, 1999). 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 gr/m³, que es el valor de densidad considerado en el modelo.

3.4.1 Definición de cuerpos y estimación de profundidades

La primera etapa del modelado consistió en la definición de cuerpos a ser incorporados en los perfiles. Para ello se realizó un modelo geológico simplificado, representado por polígonos a los cuales son asignados valores de densidad, susceptibilidad, dimensión y posición a lo largo de cada perfil. Una simplificación del modelo geológico inicial plasmado en cada uno de los perfiles se presenta en la Figura 30, el cual consta de las siguientes unidades: manto, corteza inferior, corteza superior, sedimentos terciarios, sedimentos cuaternarios y la columna de agua.

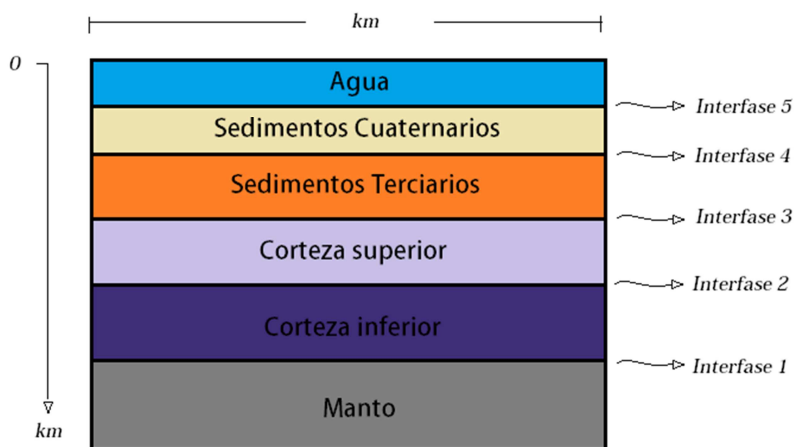


Figura 30. Simplificación del modelo geológico inicial para la modelización de los perfiles gravimétricos-magnéticos.

El límite entre cada cuerpo geológico está representado por interfases, y su profundidad está dada por:

Interfase 1. Moho

La profundidad del límite corteza-manto se determinó a partir de la recopilación de trabajos previos en la zona (Arogunmati, 2006; Niu *et al.*, 2007; Bezada *et al.*, 2008; Schmitz *et al.*, 2008; Magnani *et al.*, 2009). Igualmente, se consideraron los resultados de profundidad obtenidos a partir del espectro de

potencia promediado radialmente para fuentes profundas y someras, así como también la tendencia de la componente regional de la anomalía de Bouguer que refleja el buzamiento de dicha interfase.

Interfase 2. Límite corteza inferior - corteza superior

La profundidad y geometría de esta interfase fue determinada mediante perfiles este-oeste y norte-sur en el área de estudio (Figura 31) realizados a partir de la deconvolución de Euler de los datos gravimétricos para un índice estructural igual a 1 (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. Relaciona el campo magnético o gravitatorio y el gradiente de las componentes donde se localiza la fuente con el grado de homogeneidad 'N', que se interpreta como un 'índice estructural' que es una medida de la tasa de cambio del campo potencial con la distancia (Thompson, 1982).

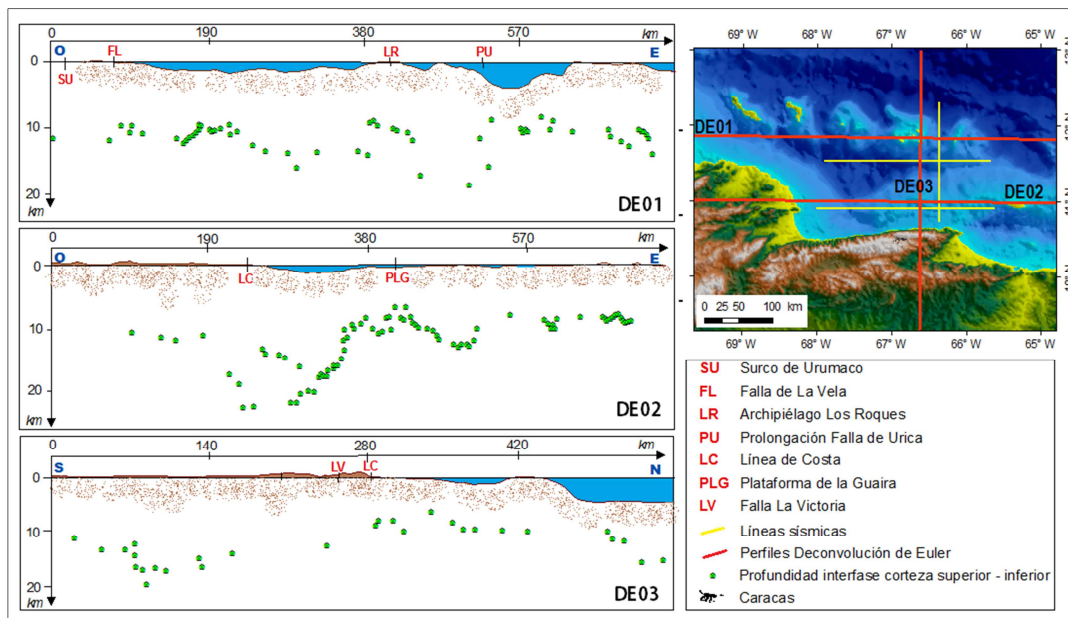


Figura 31. Deconvolución de Euler aplicada a tres perfiles ubicados en la región norcentral de Venezuela. Tomado y modificado de Orihuela y García (2011).

Interfase 3. Basamento

Fue determinada a partir del mapa de basamento en profundidad producto de la interpretación sísmica y posterior conversión de los datos en tiempo a profundidad.

Interfase 4. Límite sedimentos terciarios - cuaternarios

Como en el caso anterior, esta interfase es producto de la interpretación en tiempo del horizonte sísmico correspondiente al tope del Mioceno-Plioceno y posterior conversión a profundidad.

Interfase 5. Batimetría

Esta interfase está controlada por datos correspondientes a la versión del Modelo Digital de Elevación SRTM30 plus v6.0 (Becker *et al.*, 2009).

3.4.2 Estudio de densidades

A partir del modelo de velocidades para el perfil PC5 (Magnani *et al.*, 2009), fue realizada una estimación de las densidades a ser asignadas al modelo gravimétrico-magnético. Se usó la relación Nafe-Drake (Ludwig *et al.*, 1970) representada en la Ecuación 4. Nafe y Drake (1963) calculan una relación válida para sedimentos marinos someros, aunque señalan que cuando se proyectan datos de rocas ígneas y metamórficas junto con los de las rocas sedimentarias, la curva de V_p - ρ puede continuarse hasta velocidades más altas sin un salto visible en la curva, ya que ésta tiene un ligero descenso en la pendiente. Ludwig *et al.* (1970) utilizan los datos de los dos autores anteriores reuniendo medidas de velocidad de ondas P y S en sedimentos no consolidados y rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas junto con sus densidades (Figura 32).

$$\rho(g/cc) = 1,6612V_p - 0,472V_p^2 + 0,067V_p^3 - 0,0043V_p^4 + 0,000106V_p^5 \quad \text{Ecuación 4}$$

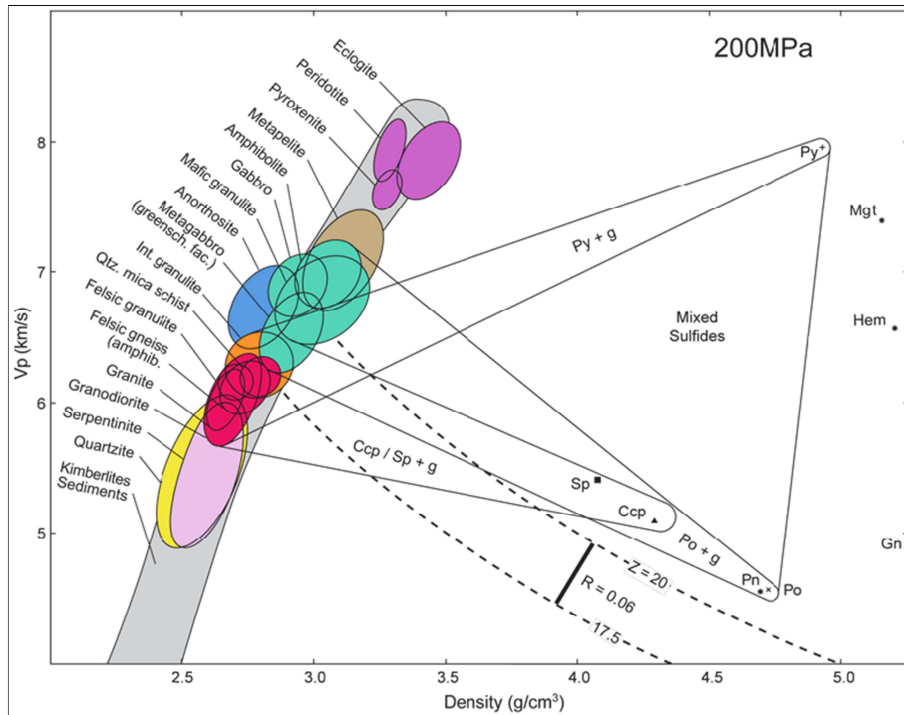


Figura 32. Curva Nafe-Drake (sector gris) para relación velocidad-densidad. Modificada de Salisbury y Snyder (2007).

Las densidades estimadas se presentan en la Tabla 6.

Tabla 6. Densidades estimadas de las unidades a modelar.

Unidad	Velocidad aproximada (km/s)	Densidad estimada (g/cm ³)
Sedimentos Cuaternarios	2,00 - 2,50	2,40
Sedimentos Terciarios	2,50 - 5,00	2,50
Corteza superior	5,50 - 6,50	2,75
Corteza inferior	6,50 - 7,00	2,95
Manto	7,80 - 8,10	3,30

3.4.3 Profundidad de la isoterma de Curie

El punto de Curie es la temperatura crítica a la cual los minerales magnéticos llegan cuando van disminuyendo su capacidad de magnetizarse con la temperatura, por encima de la cual la magnetización cae bruscamente, comportándose como un

cuerpo paramagnético. La temperatura de Curie de la magnetita pura es de 578 °C, la de la pirrotina es de 320 °C, mientras que la de la hematita es de 675 °C. Si se considera un gradiente geotérmico medio de 30°C/km en la corteza, a una profundidad media de 20 km, la mayoría de los minerales magnéticos estarán por encima de su temperatura de Curie, por lo que habitualmente se utiliza esta profundidad para definir el límite inferior de las fuentes magnéticas (Lowrie, 1997). La profundidad de la isoterma de Curie en la plataforma centro norte costera de Venezuela está entre 20 y 27 km, aproximadamente (Arnaiz, *comunicación personal*).

3.4.4 Estudio de susceptibilidades magnéticas.

Los sedimentos tienen muy baja influencia magnética, por lo cual se les asignó cero de susceptibilidad. En el caso del manto y la corteza, la susceptibilidad está condicionada a la litología controlada con la densidad y los valores de velocidad asignados al modelo.

Los valores de susceptibilidad magnética establecidos a los cuerpos modelados se presentan en la Tabla 7.

Tabla 7. Datos de susceptibilidad magnética estimados para la corteza y el manto.

Unidad	Susceptibilidad magnética estimada (emu)
Corteza superior	0,001
Corteza inferior	0,01
Manto	0

El valor de susceptibilidad magnética asociada al manto se considera cero, ya que la interfase de Moho se encuentra por debajo de la profundidad de la isoterma de Curie en la plataforma centro norte costera de Venezuela. Por debajo de esta profundidad no se produce contraste de magnetización y, por lo tanto, las fuentes situadas a una profundidad superior no producen anomalías (Sánchez, 2003). En cualquier caso, el Moho es considerado el límite inferior para los minerales magnéticos (Wasilewski *et al.*, 1979).

El programa de modelización GM-SYS (Geosoft) trabaja con la anomalía magnética de campo total, sin reducir al polo. Para ello cuando se introducen los datos de cada modelo, el programa pide los datos del “Campo magnético de referencia” para cada perfil, así como la orientación del perfil respecto al Norte. En este caso, en el cálculo realizado con el módulo “IGRF.exe” (Geosoft) los datos obtenidos para el centro de la zona de estudio, con coordenadas 66,786° de longitud oeste y 11,531° de latitud norte, para el 06-06-2004, fecha a la que fueron adquiridos, se presentan en la Tabla 8.

Tabla 8. Datos de entrada y salida del módulo IGRF (Geosoft).

Datos de entrada	Fecha	06-06-2004
	Longitud (grados)	-66,786
	Latitud (grados)	11,531
	Elevación (m)	4.000
Datos de salida	<i>Field strength</i> (nT)	34711,7047
	Inclinación (grados)	37,5017759
	Declinación (grados)	-11,4028612

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y ANÁLISIS

A continuación se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis de los datos batimétricos, sísmicos, gravimétricos y magnéticos. Fueron interpretados seis perfiles sísmicos, denominados PC1, PC2, PC3, PC4, PC5 y PC6, permitiendo la identificación de los principales reflectores y unidades sísmicas presentes en la zona de estudio, así como también los sistemas de fallas característicos. A partir de la interpretación sísmica fueron generados mapas isócronos e isópacos de los cuatro reflectores principales identificados y fue generado un mapa con la representación de las provincias características de la región. Se presentan los mapas de anomalía magnética y gravimétrica, el cálculo de las profundidades de las fuentes a partir del análisis espectral y los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer y la anomalía magnética. Se procedió a la integración de los resultados del análisis sísmico y métodos potenciales, finalizando con la realización de modelos gravimétricos/magnéticos de tres perfiles que coinciden con la ubicación de las líneas sísmicas PC1, PC2 y PC3. Posteriormente, a partir de los modelos gravimétricos/magnéticos fueron generados mapas correspondientes a las interfases corteza-manto, corteza inferior-corteza superior y basamento, cerrando con la discusión de los resultados finales.

4.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

Se realizó la interpretación detallada de los seis perfiles sísmicos seleccionados, denominados PC1, PC2, PC3, PC4, PC5 y PC6 (Figura 25), que incluyó la identificación de provincias geomorfológicas, secuencias depositacionales, discordancias regionales y fallamiento. La interpretación de las líneas sísmicas se presenta a continuación. La descripción e interpretación detallada de cada uno de los perfiles sísmicos pueden ser vistas en el anexo 3.

4.1.1 Perfiles sísmicos

Se presenta la descripción general de los perfiles sísmicos incluyendo su ubicación, orientación, provincias que abarca y características estructurales principales. Fueron identificados cinco reflectores sísmicos y cuatro unidades sísmicas principales que son descritas en detalle a continuación.

4.1.1.1 Perfil PC1

El perfil PC1 tiene una orientación este-oeste, paralelo a la costa, con una longitud de 262 km. Abarca de oeste a este la Cuenca de Bonaire, la Plataforma de La Guaira y parte de la Plataforma de La Tortuga (Figura 33, anexo 3A). Se puede distinguir a lo largo del perfil la presencia de dos provincias principales a partir de la batimetría y la profundidad del basamento. En la región occidental la columna de agua es más profunda, así como también el basamento y por lo tanto, el espesor de sedimentos es mayor. En la región oriental, la profundidad de la columna de agua es menor y el basamento es somero con menor presencia de sedimentos.

La Cuenca de Bonaire presenta la mayor acumulación de sedimentos a lo largo del perfil. Está limitada por un conjunto de fallas normales en sus extremos este y oeste, y en la zona central, donde la profundidad batimétrica es mayor, se distingue un cañón submarino. Sellier de Civrieux (1971) describe la existencia de dos cañones submarinos bien diferenciados en dicha cuenca, que presentan una estrecha relación con el drenaje actual de la Serranía del Litoral: Cañón de Mamo y Cañón de Ocumare. Ambos cañones se unen en el centro de la cuenca y al norte, formando un nuevo cañón, denominado Cañón "A" por el autor, siendo éste identificado en la línea sísmica PC1, con una tendencia preferencial norte-sur, por vía del cual una parte de las cargas turbidas arrastradas a la depresión pueden ser drenadas hasta la Cuenca de Bonaire.

En el centro de la cuenca, en el eje donde se ubica el Cañón "A", se distingue en profundidad una falla con un salto vertical que divide a la cuenca en dos sectores, caracterizados por la diferencia en profundidad del basamento. En la zona occidental el basamento es más profundo y el espesor de las unidades correspondientes al Paleógeno y al Mioceno temprano, U1 y U2, respectivamente,

es mayor que en la región oriental de la cuenca, donde el basamento es más somero, lo que permite inferir que la falla fue activa durante la depositación de ambas unidades y presentó mayor actividad durante el Paleógeno. Dado que los reflectores correspondientes al Mioceno medio-tardío al Reciente no se ven afectados por la falla permite indicar que la misma fue activa hasta el Mioceno medio.

Hacia el este, la línea sísmica abarca la Plataforma de La Guaira, incluyendo los rasgos correspondientes a dos mesetas: Placer de Los Caracas y los Altos de Codera (Sellier de Civrieux, 1977). En esta región el basamento es mucho más somero, con presencia de fallas normales a lo largo de la plataforma. La porción más oriental abarca parte de la plataforma de La Tortuga. En esta zona el basamento comienza a profundizar y el espesor de sedimento aumenta, dando paso a la Fosa de Cariaco hacia el este (anexo 2A).

4.1.1.2 Perfil PC2

El perfil PC2 tiene una orientación este-oeste, ubicado al sur y paralelo a las Antillas de Sotavento, con una longitud de 246 km. Abarca en toda su extensión la Cuenca de Bonaire (Figura 34, anexo 3B), la cual profundiza hacia el oeste, donde el basamento es más profundo y presenta mayor espesor de sedimentos.

Las fallas presentes son de tipo normal y existen algunos sectores donde estas fallas fueron reactivadas. Las fallas afectan principalmente a los sedimentos paleógenos (U1) en la región occidental, y tanto a los sedimentos paleógenos como los correspondientes al Mioceno temprano (U2) hacia la región oriental. El reflector que corresponde al tope del basamento acústico (R1) está mejor definido en la región occidental que en la oriental.

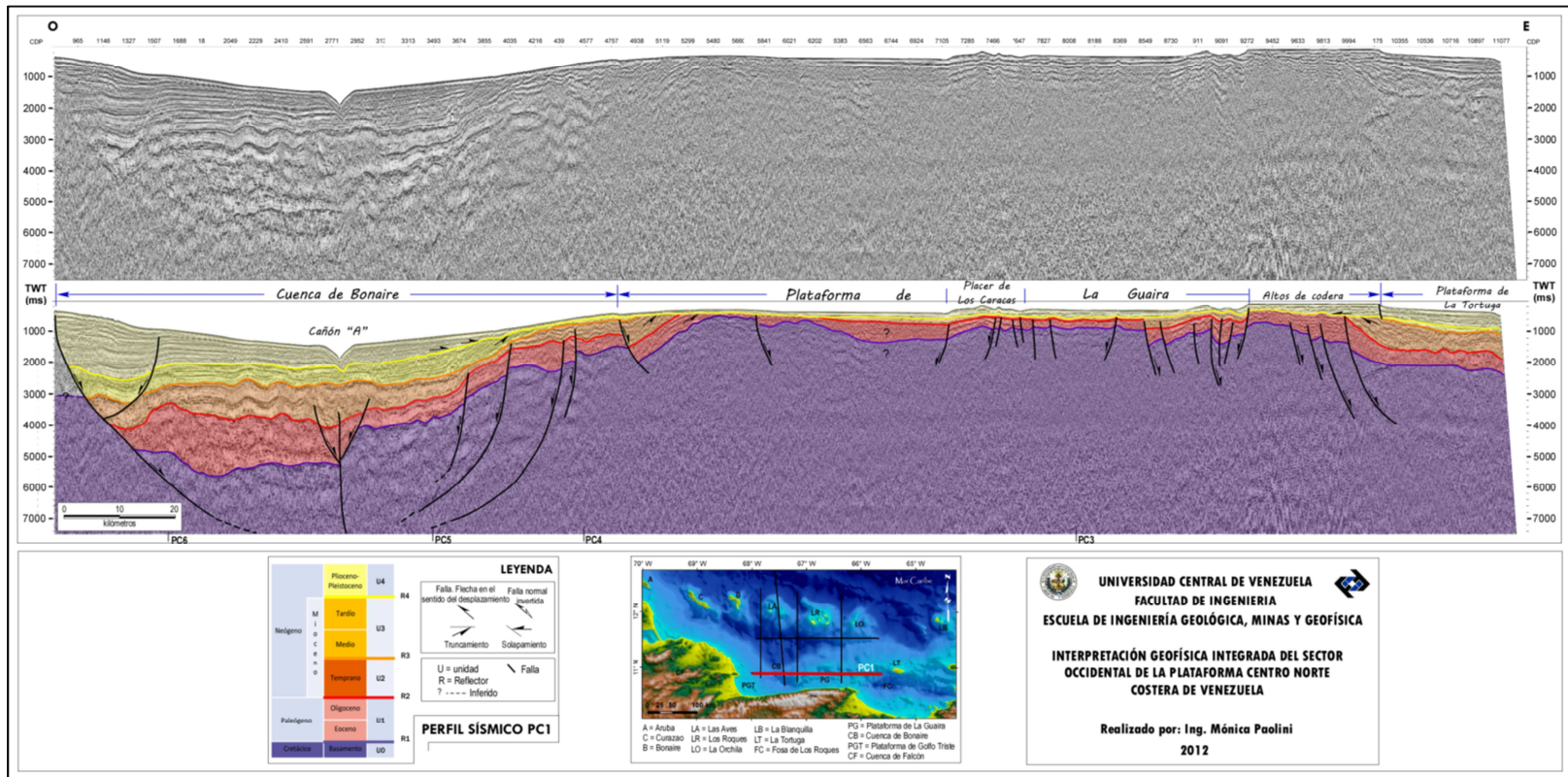


Figura 33. Perfil sísmico PC1. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).

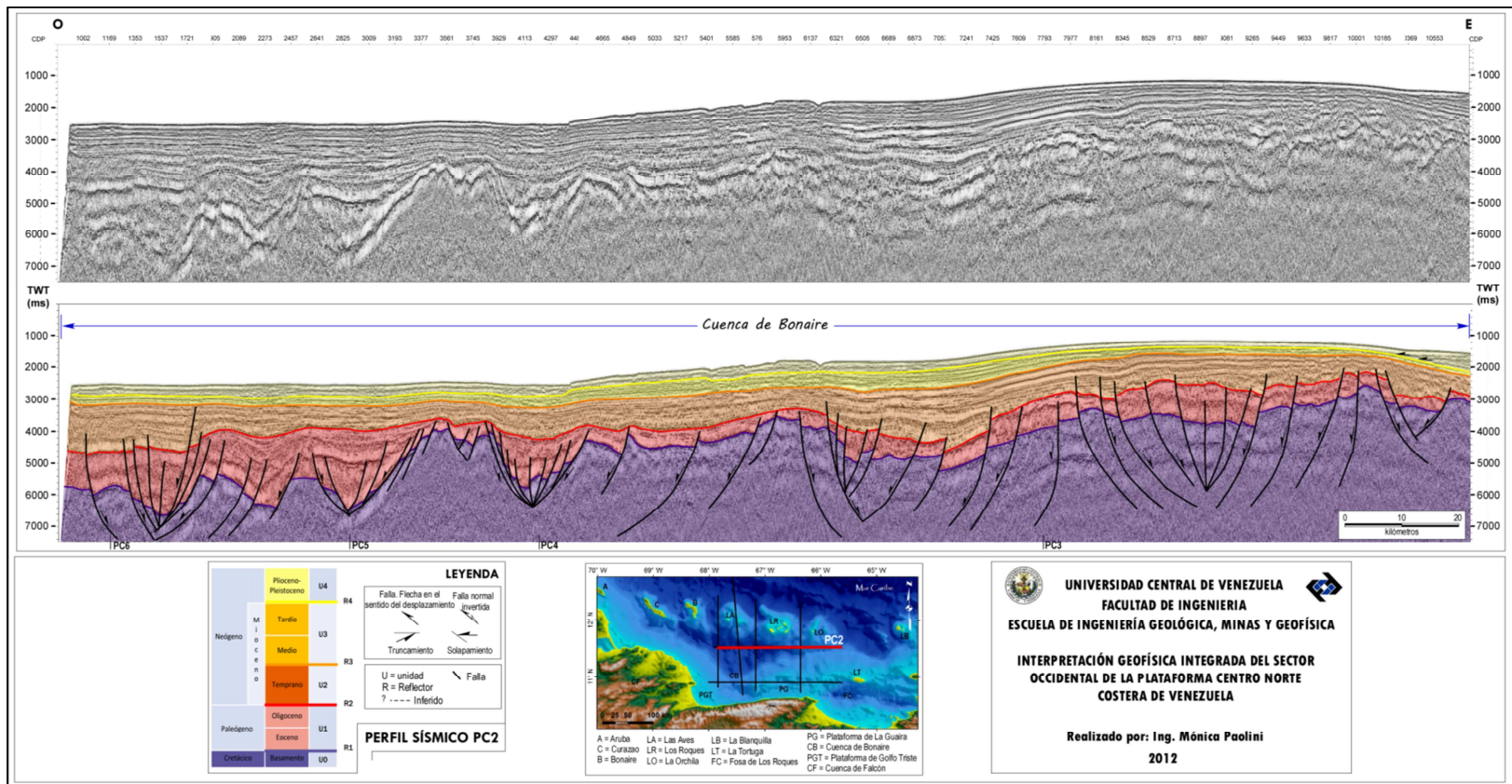


Figura 34. Perfil sísmico PC2. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).

4.1.1.3 Perfil PC3

El perfil PC3 tiene una orientación norte-sur, se ubica en la región oriental del área de estudio y tiene una longitud total de 176 km. Abarca de sur a norte la Plataforma de La Guaira, la Cuenca de Bonaire, las Antillas de Sotavento y la Fosa de Los Roques (Figura 35, anexo 3C). La profundidad del basamento es variable a lo largo del perfil. Hacia la Plataforma de La Guaira es somero y profundiza de sur a norte abruptamente a partir de un conjunto de fallas normales en la zona correspondiente a la Cuenca de Bonaire. Hacia la porción central de la cuenca el basamento presenta un alto, donde el espesor de sedimentos correspondiente a la unidad U1 (Paleógeno) disminuye notablemente. En las islas de Sotavento, que representan el límite entre la plataforma de Los Roques y La Orchila, el basamento está afectado por numerosas fallas y profundiza abruptamente hacia la Fosa de Los Roques.

4.1.1.4 Perfil PC4

El perfil PC4 tiene una orientación norte-sur, se ubica en la región central de la plataforma centro norte costera y tiene una longitud total de 182 km. Abarca de sur a norte la Plataforma de La Guaira, la Cuenca de Bonaire, el arco de islas y la Fosa de Los Roques (Figura 36, anexo 3D). La Plataforma de La Guaira se caracteriza por la presencia de un basamento somero que profundiza abruptamente hacia la cuenca de Bonaire y vuelve a ser somero hacia el arco de islas, correspondiente al límite entre la plataforma de Las Aves y Los Roques, donde vuelve a profundizar hacia el norte en la región que corresponde a la Fosa de Los Roques.

4.1.1.5 Perfil PC5

El perfil PC5 tiene una orientación norte-sur, se ubica en la región central de la plataforma centro norte costera y tiene una longitud de 225 km. Abarca de sur a norte la Cuenca de Bonaire, el arco de islas y la Fosa de Los Roques (Figura 37, anexo 3E).

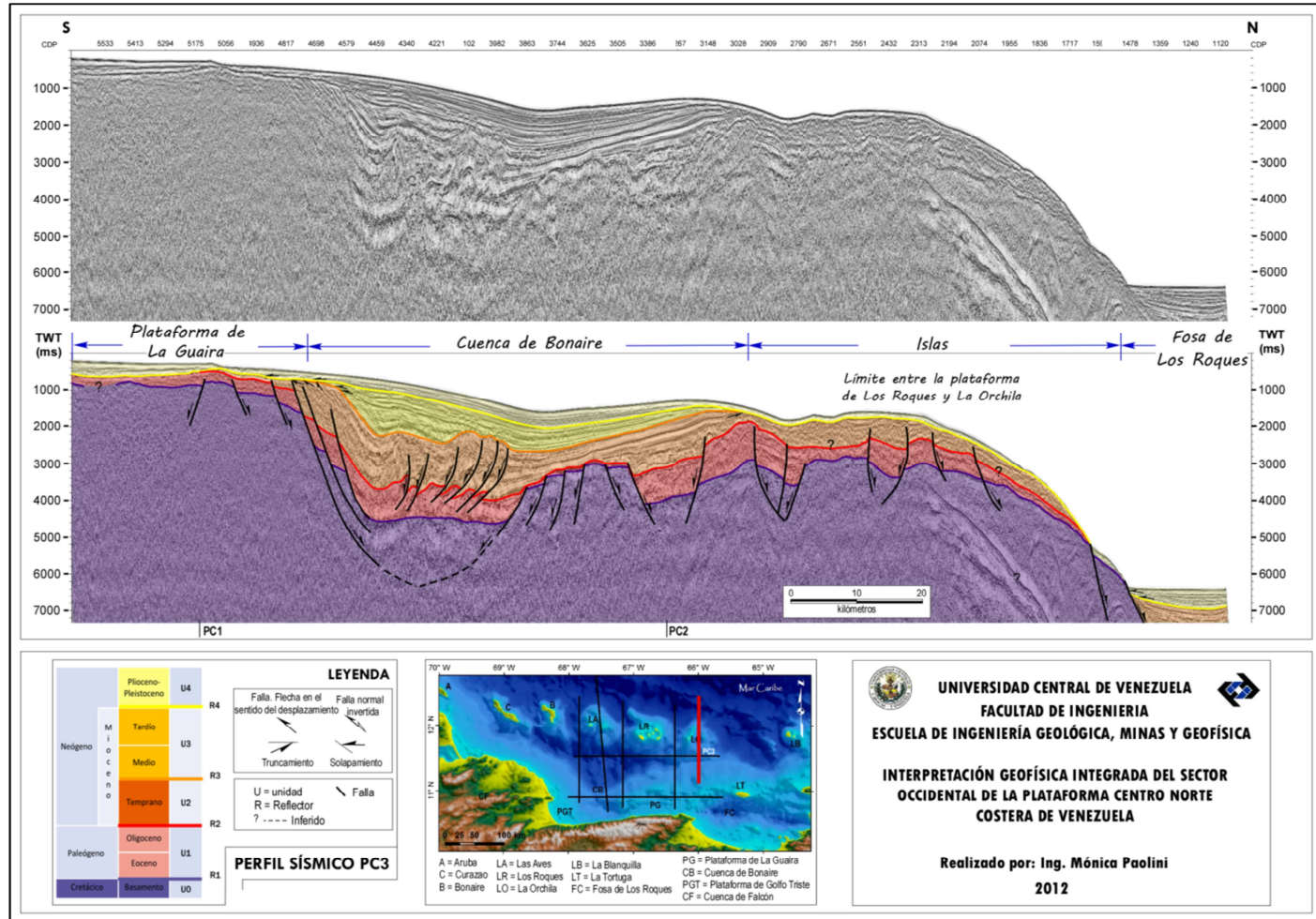


Figura 35. Perfil sísmico PC3. Se observan tres zonas características del perfil correspondientes a la Plataforma de La Guaira, Cuenca de Bonaire y las Antillas de Sotavento. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).

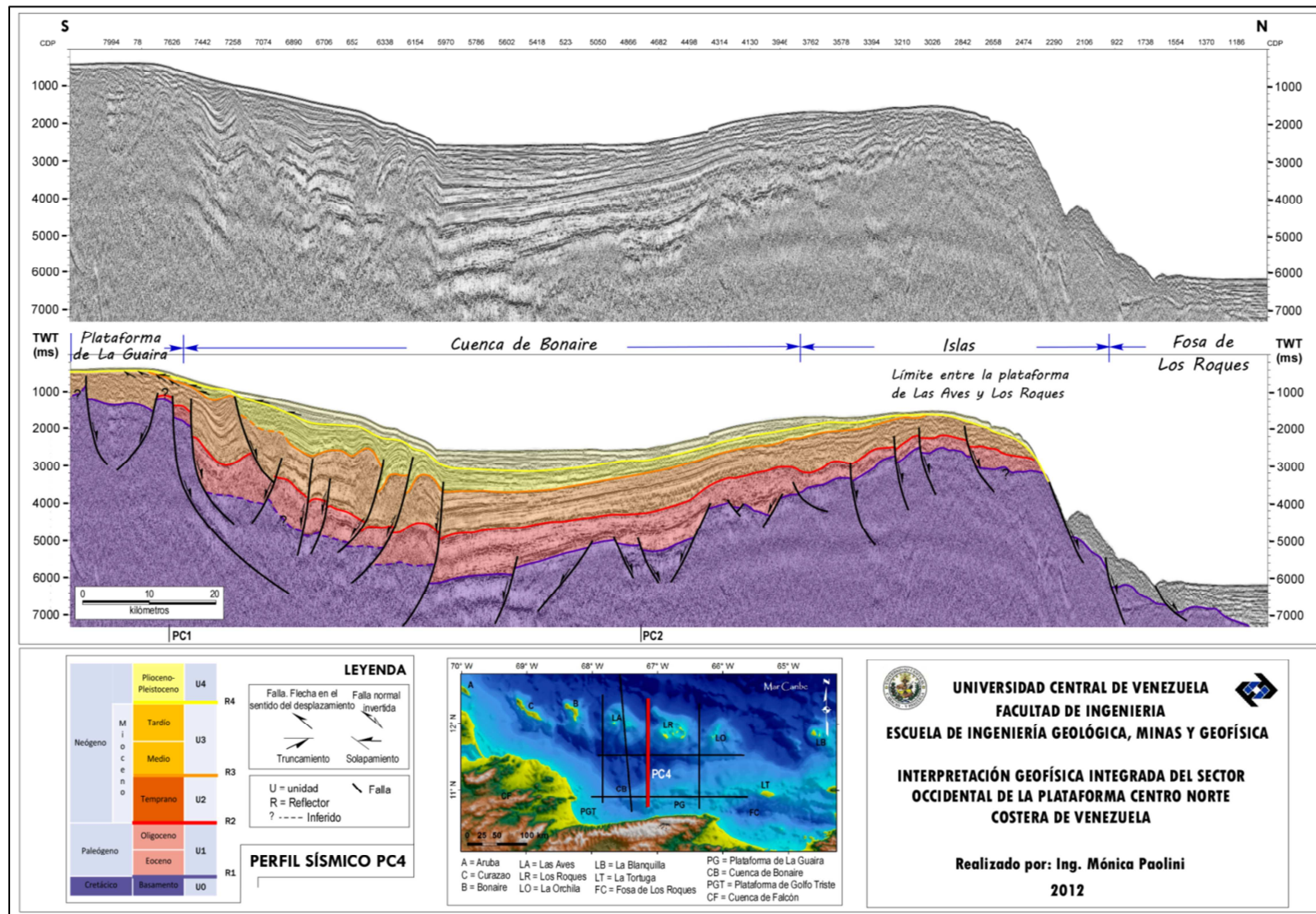


Figura 36. Perfil sísmico PC4. Se observan tres zonas características del perfil correspondientes a la Plataforma de La Guaira (PLG), Cuenca de Bonaire y las Antillas de Sotavento. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).

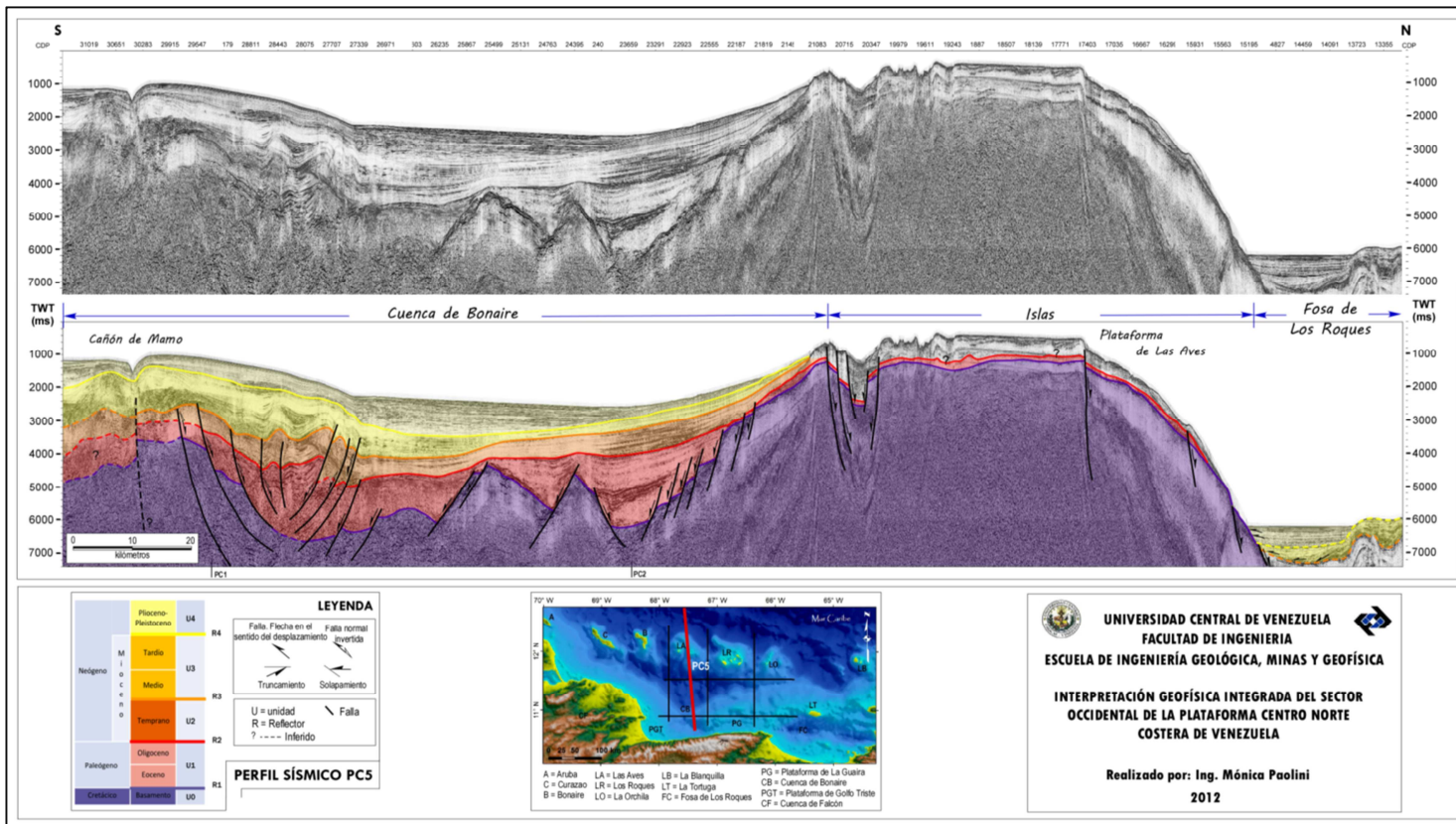


Figura 37. Perfil sísmico PC5. Abarca la Cuenca de Bonaire denotando la presencia del cañón submarino de Mamo. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).

Uno de los rasgos geológicos notables de la Cuenca de Bonaire está representado por el control tectónico del Cañón de Mamo como continuación de la falla de Tacagua (Rial, 1973). Esta característica estructural fue descrita por Sellier de Civrieux (1971) tal como se muestra en la Figura 38.

A partir de una prospección batimétrica en la plataforma centro norte costera, entre las poblaciones de Turiamo y La Guaira, Sellier de Civrieux (1971) registró información topográfica significativa que incluyó: cumbres y fondos de los accidentes submarinos del relieve y cambios abruptos del declive. En la Figura 38 puede observarse la ubicación del perfil descrito por Sellier de Civrieux (1971) denominado en la imagen SC, así como el perfil PC5. Ambos perfiles en dirección norte-sur, atraviesan el Cañón de Mamo y en la imagen se presentan paralelos con la finalidad de resaltar las similitudes estructurales que presentan.

En la zona central de la cuenca de Bonaire se observan numerosas fallas, indicando que la zona fue sometida a esfuerzos extensivos y compresivos, permitiendo la acumulación de grandes espesores de sedimentos. A nivel de basamento, se observa un alto en la porción central de la cuenca en concordancia a la estructura observada en el perfil PC3. Las islas se presentan como un alto a nivel de basamento, con bajo espesor de sedimentos y sometido a esfuerzos extensivos representados por fallamiento de tipo normal. En la Fosa de Los Roques, los reflectores que conforman los sedimentos se solapan sobre el basamento hacia el sur y hacia el norte se muestran plegados, conformando así el CDSC.

4.1.1.6 Perfil PC6

El perfil PC6 tiene orientación norte-sur, se ubica en la región occidental de la plataforma centro norte costera y tiene una longitud de 182 km. Abarca de sur a norte la Cuenca de Bonaire y las Antillas de Sotavento (Figura 39, anexo 3F).

El basamento es somero en las islas y profundiza hacia el sur, correspondiente a la Cuenca de Bonaire. En este perfil, la identificación del tope del basamento (R1) se dificultó dada la naturaleza caótica de los reflectores a ese nivel.

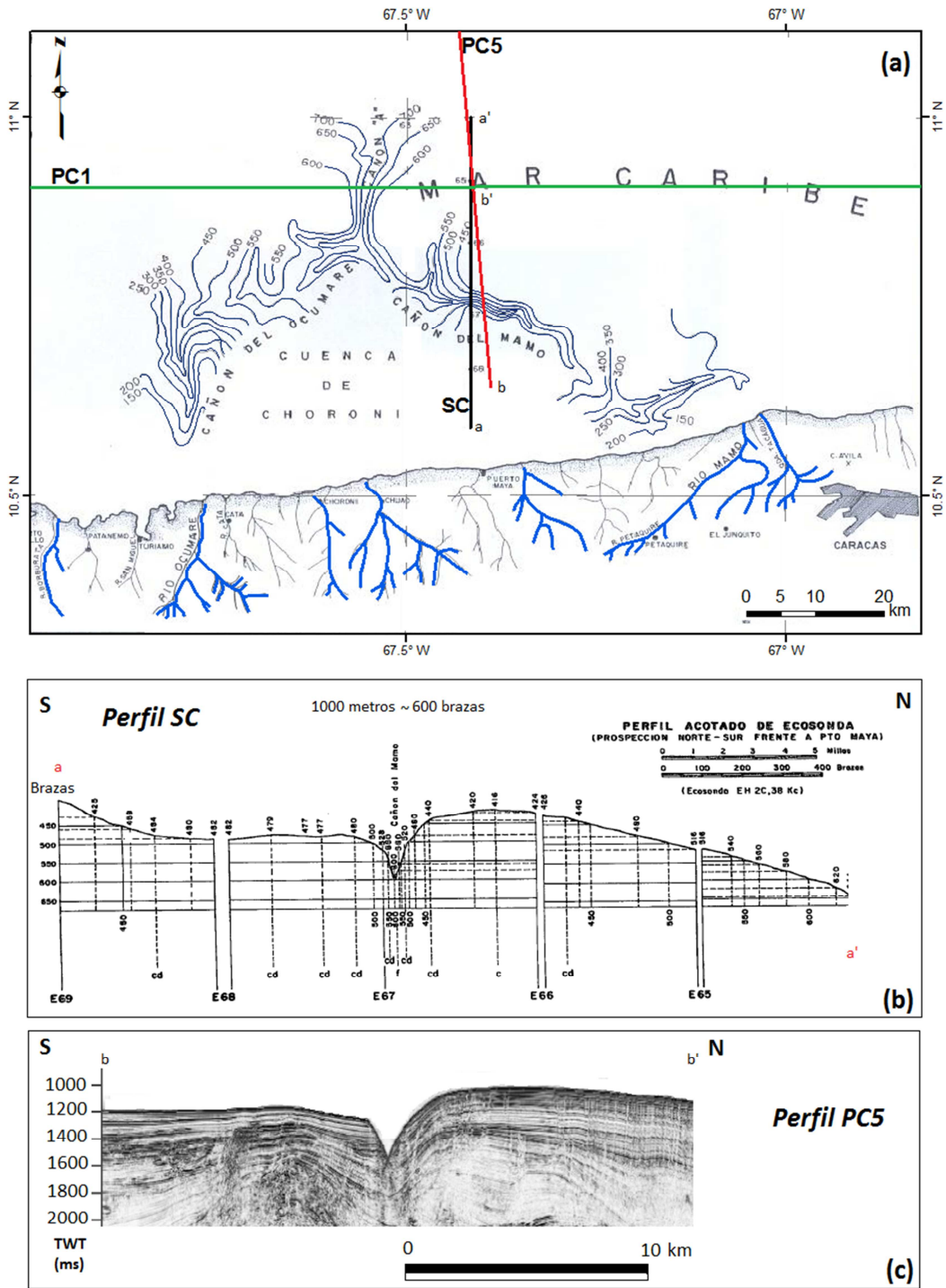


Figura 38. (a) Ubicación de cañones submarinos: Cañón de Ocumare, Cañón de Mamo y Cañón "A" y perfiles sísmicos PC1, PC2 y SC (Modificado de Sellier de Civrieux, 1971). (b) Perfil batimétrico SC tomado de Sellier de Civrieux (1971). (c) Perfil sísmico PC5.

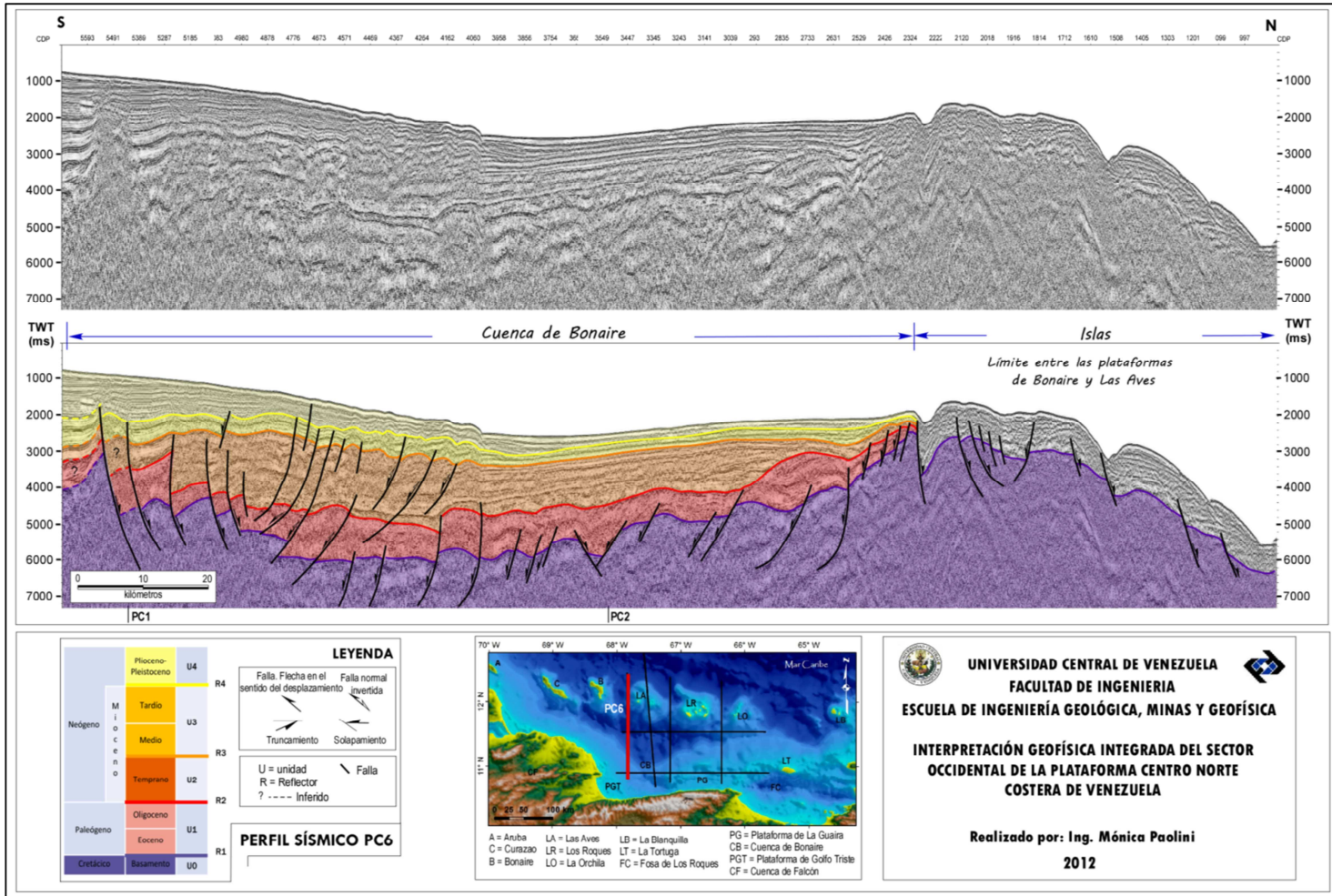


Figura 39. Perfil sísmico PC6. Perfil sin interpretar (superior) y perfil interpretado (inferior).

4.1.2 Provincias

Los perfiles sísmicos muestran las siguientes provincias de norte a sur: Fosa de Los Roques, islas de Sotavento, Cuenca de Bonaire, y la Plataforma de La Guaira (Figura 40 y Figura 41).

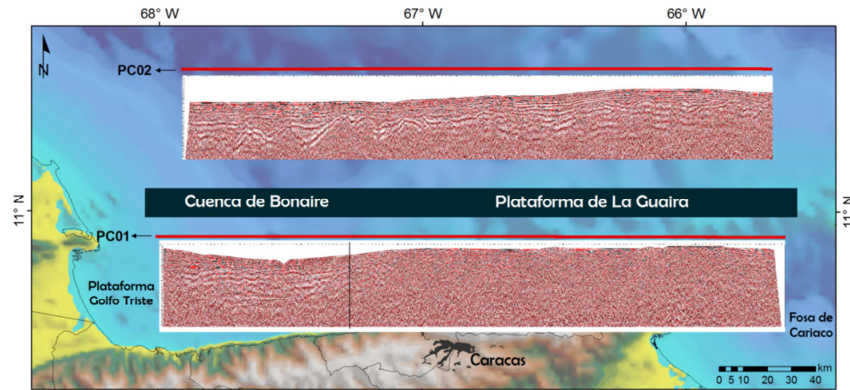


Figura 40. Ubicación de perfiles sísmicos este-oeste e identificación de las principales provincias.

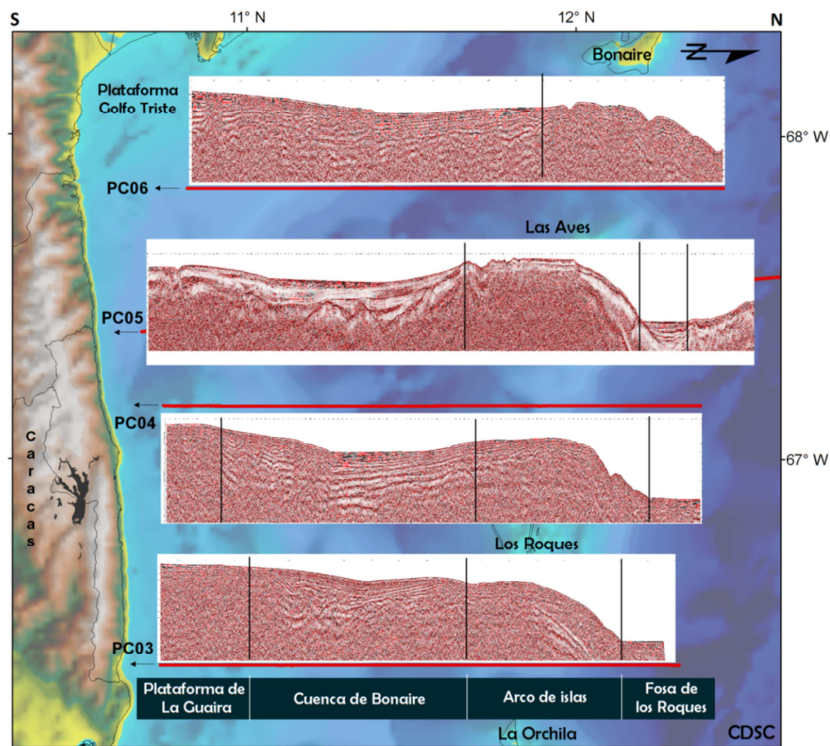


Figura 41. Ubicación de perfiles sísmicos norte-sur e identificación de las principales provincias.

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 las líneas PC5, PC4 y PC3. Se caracteriza por la presencia de una secuencia espesa de reflectores planos que se acuñan hacia el norte y hacia el sur contra el Cinturón Deformado del Sur del Caribe (CDSC) y las Antillas de Sotavento, respectivamente, bien definida en la porción norte de la línea PC5. La fosa presenta una tendencia NO-SE y se extiende al norte de las islas.

Antillas de Sotavento

A partir de los perfiles sísmicos se observa que en la batimetría la transición entre la Fosa de Los Roques y las islas es abrupta de norte a sur. En los perfiles sísmicos en dirección norte-sur PC3, PC4, PC5 y PC6 y en el mapa batimétrico se observa a las islas representadas como una serie de bloques individuales levantados con tendencia NO-SE. La isla de Bonaire se levanta prominentemente sobre el nivel del mar, mientras Las Aves, Los Roques y la Orchila tienen pocas áreas expuestas. 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. Las líneas PC3, PC4 y PC6 están ubicadas entre las islas, mientras que la línea PC5 define bien la plataforma correspondiente a la isla Las Aves.

Cuenca de Bonaire

Se presenta como una cuenca prolongada que se extiende al sur de islas de sotavento, desde Curazao hasta La Orchila. El límite norte de la cuenca está caracterizado por el acuñamiento de los reflectores contra el basamento de las islas, pronunciado en las líneas PC5 y PC6 y con una transición más suave en el caso de las líneas PC3 y PC4. El límite sur de la cuenca se caracteriza por la presencia de una zona de sedimentos deformados y numerosas fallas cortando los estratos sedimentarios.

En dirección este-oeste, la línea sísmica PC1 hacia su extremo occidental, permite destacar un gran espesor de sedimentos que representan el límite sur de la Cuenca de Bonaire, y en este sentido se presenta en forma de graben. En este mismo perfil, hacia el eje central de la cuenca, en suelo oceánico se observa el relieve de un cañón submarino que concuerda con la ubicación del cañón submarino denominado "A" por Sellier de Civrieux (1971) y representa la conexión entre la Cuenca de Bonaire y la Cuenca de Choroní al sur. La línea sísmica PC5 muestra el relieve de un cañón submarino, que coincide con la ubicación del Cañón de Mamo, que se extiende en dirección sureste-noroeste y se une al Cañón "A" hacia el norte.

Plataforma de La Guaira

El alto estructural correspondiente a la Plataforma de la Guaira está bien diferenciado en la línea PC1 donde se observa su extensión en dirección este-oeste. En las líneas PC3 y PC4 se aprecia su desarrollo hacia el NNE. La plataforma se presenta en líneas generales como continua de este a oeste y a su vez es posible diferenciar rasgos a menor escala como el Placer de Los Caracas y los Altos de Codera (Sellier de Civrieux, 1977) en el perfil PC1.

A partir de la interpretación realizada a los perfiles sísmicos, se generó un mapa estructural con la representación de las provincias presentes en el área de estudio (Figura 42). Los puntos verdes en la imagen constituyen la identificación de las estructuras en las líneas sísmicas y las líneas negras representan la extensión de dichas estructuras a lo largo de la zona de estudio.

El norte del área de estudio lo constituye la Fosa de Los Roques. El límite entre el arco de islas y la fosa se observa en las líneas PC3, PC4 y PC5 representado por reflectores planos que llegan en onlap sobre el basamento. El límite entre ambas provincias se extiende en dirección NO-SE, siguiendo la tendencia dada por los contornos batimétricos.

Al sur de la Fosa de Los Roques se ubican las Antillas de Sotavento, representado en el área de estudio de oeste a este por: Bonaire, Las Aves, Los Roques y La Orchila. La plataforma de dichas islas fue delimitada a partir de la línea

de contorno de 200 m. El límite entre las islas y la Cuenca de Bonaire al sur es transicional, caracterizado por la presencia de fallas normales.

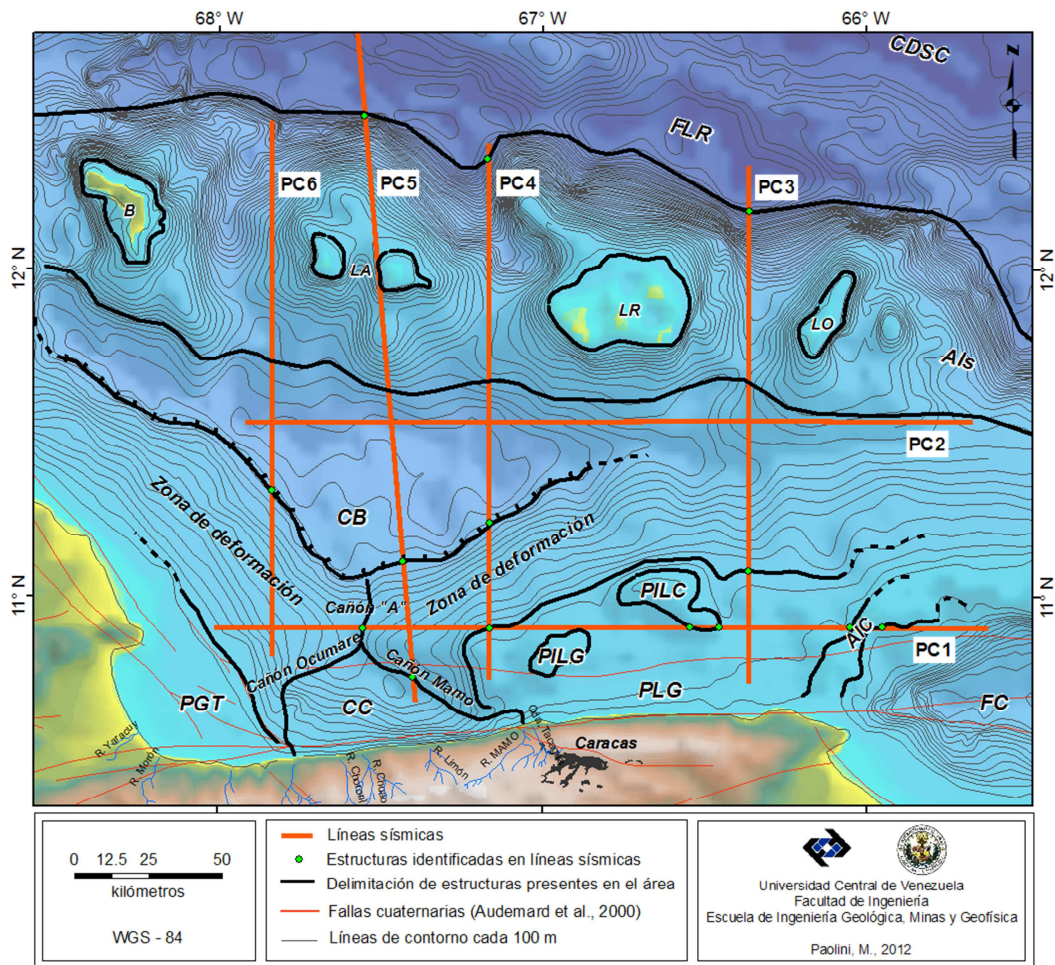


Figura 42. Mapa estructural con la representación de las provincias presentes en la región: CDSC = Cinturón Deformado del Sur del Caribe; FLR = Fosa de Los Roques; B = Bonaire; LA = Las Aves; LR = Los Roques; LO = La Orchila; Als = Arco de Islas; CB = Cuenca de Bonaire; PGT = Plataforma de Golfo Triste; CC = Cuenca de Choroní; PLG = Plataforma de La Guaira; PILG = Placer de La Guaira; PILC = Placer de Los Caracas; AIC = Altos de Codera; FC = Fosa de Cariaco.

En las líneas sísmicas PC4, PC5 y PC6 se identifica el quiebre de talud al sur y estratos horizontales de la cuenca al norte (Figura 42), lo que divide a la cuenca en dos sectores: al sur una zona determinada por la presencia de un cinturón de deformación de 20 km de ancho aproximadamente, área ya descrita por Silver (1975) quien la define como una zona de compleja deformación. El área se

caracteriza por la presencia de estratos que fueron sometidos a esfuerzos extensivos y compresivos, mientras que al norte la zona se caracteriza por la presencia de estratos principalmente horizontales y paralelos.

Fueron identificados los cañones submarinos denominados Cañón "A" en sentido norte-sur y Cañón de Mamo en sentido NO-SE, en concordancia con la batimetría de la zona, así como también a partir de la interpretación de los perfiles sísmicos: PC1 en sentido este-oeste y PC5 en sentido NO-SE. Estos cañones se emplazaron probablemente durante el Pleistoceno y parecen estar relacionados con antiguas descargas turbidas de los ríos Mamo y Ocumare que según las evidencias poseían mayor caudal durante los lapsos pluviales del Pleistoceno (Sellier de Civrieux, 1977, Silver *et al.*, 1975). A su vez, el Cañón de Mamo y el Cañón de Ocumare se unen para formar el Cañón "A", por vía del cual una parte de las cargas turbidas arrastradas a la depresión pueden ser drenadas hasta la cuenca de Bonaire (Sellier de Civrieux, 1971).

El límite entre la Cuenca de Bonaire y la Plataforma de La Guaira se identifica en las líneas sísmicas como una zona caracterizada por la presencia de fallas normales que afectan el basamento permitiendo un cambio abrupto en la profundidad del mismo desde uno somero al sur que comprende la plataforma de La Guaira hasta un basamento profundo que varía de forma abrupta al norte correspondiente a la Cuenca de Bonaire.

Finalmente, en la línea sísmica este-oeste PC1, en su parte oriental, que abarca la plataforma de la Guaira, es posible diferenciar altos estructurales que corresponden con la ubicación del Placer de Los Caracas y los Altos de Codera al este, bien delimitados mediante la línea de contornos batimétrica y en concordancia con la descripción ofrecida por Sellier de Civrieux (1977) basada en datos batimétricos provenientes de las cotas de sondeos de la Carta H.O. 6571 (Washington, EE.UU.) que muestra una zona de pendiente suave y uniforme interrumpida por tres mesetas que se levantan abruptamente desde el fondo y alteran la regularidad del declive, correspondientes al Placer de La Guaira, Placer de Los Caracas y Altos de Codera (anexo 3A).

4.1.3 Horizontes y unidades sísmicas

Basado en la interpretación de los perfiles sísmicos, fueron identificadas 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). La definición de unidades y reflectores sísmicos para el presente estudio se muestra en la Figura 43.

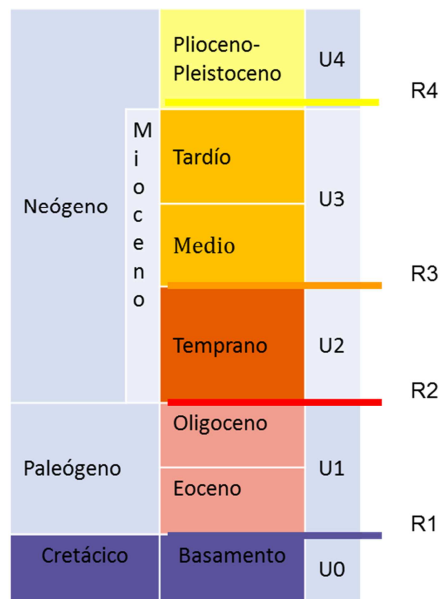


Figura 43. Reflectores y unidades identificadas en los perfiles sísmicos.

Unidad 0: Basamento acústico

Se caracteriza por estar limitado por un reflector regional identificado en la mayoría de los perfiles que define el tope del basamento acústico. Hacia las Antillas de Sotavento y la Cuenca de Bonaire el reflector es claro, mientras que hacia el sur de la Cuenca de Bonaire pierde definición dificultando su identificación. En general, el basamento acústico profundiza de norte a sur. Sin embargo, las líneas PC3 y PC4 muestran al sur de la Cuenca de Bonaire un basamento mucho más somero, diferenciando dos dominios, que se confirman al observar la línea PC1, que presenta

un basamento profundo el oeste (zona sur de la Cuenca de Bonaire), y un basamento acústico más somero en la región oriental que constituye la Plataforma de La Guaira (Figura 33).

Unidad 1: Eoceno superior - Oligoceno

Esta unidad (U1) reposa sobre el basamento acústico, separados 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 buzamientos e intenso fallamiento. Es la unidad sísmica más gruesa, 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).

Hacia el este del área de estudio, que incluye la Plataforma de La Tortuga y Margarita, esta unidad Paleógena está bien desarrollada, adelgaza hacia el sur y tiende a desaparecer en la Cuenca de Cariaco y Ensenada de Barcelona (Escalona *et al.*, 2009). En las líneas sísmicas norte-sur PC3 y PC4, esta unidad tiende a adelgazar en el límite entre la Cuenca de Bonaire y la Plataforma de la Guaira.

Escalona *et al.* (2009) identifican al norte de la isla La Tortuga una discordancia que limita una intrasecuencia correspondiente al Eoceno medio, interpretada a partir de datos sísmicos y de pozo, y que representa un período de no-subsistencia. Esta intrasecuencia también es observable hacia la zona occidental de la plataforma, tal como se presenta en la Figura 44.

El contacto entre la unidad U1 y el Mioceno inferior es fuerte y forma una superficie de tipo erosional, denominada R2. Esta discordancia se aprecia como un reflector claro en la mayoría de perfiles sísmicos, en especial en la zona que abarca el límite norte de la Cuenca de Bonaire (Figura 44).

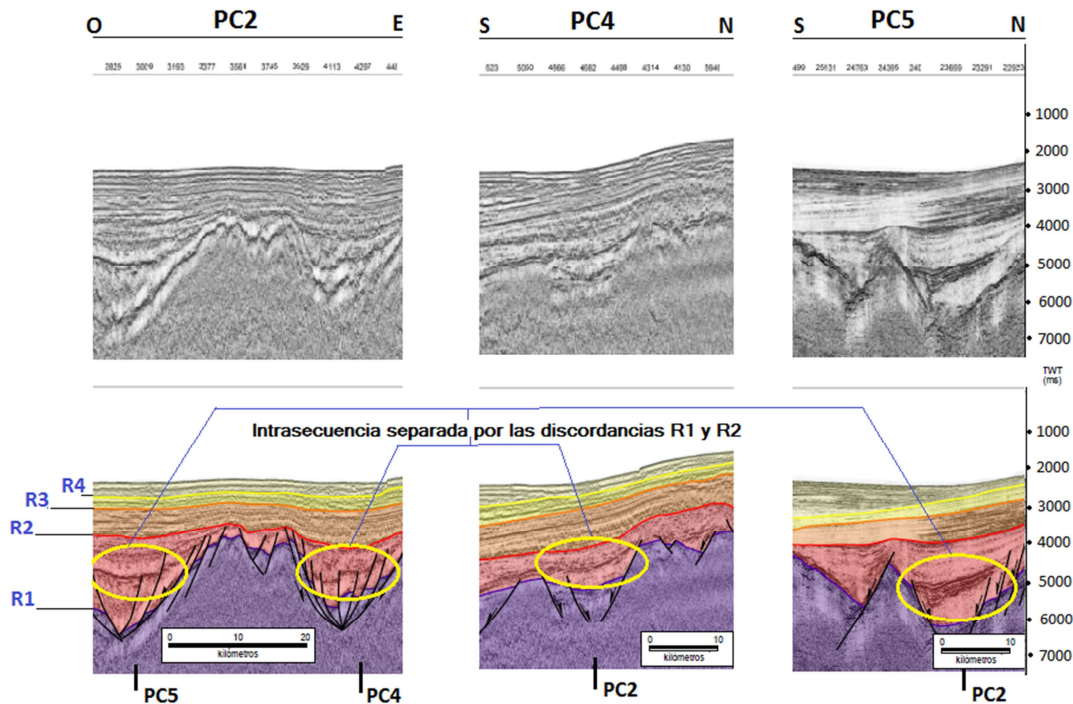


Figura 44. Identificación de la discordancia denominada R2 que representa el límite entre las unidades U1 y U2 que representan los estratos Paleógenos y Mioceno inferior, respectivamente. En la unidad U1 se identifica una intra secuencia separada por una discordancia correlacionable al este del área 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 dado que en las zonas estructuralmente levantadas, como la Plataforma de La Guaira, se confunde con la discordancia más somera, ocasionando la desaparición del ciclo de sedimentación correspondiente a la unidad U2, tal como se observa en las líneas PC1, PC3 y PC4 (Figura 33, Figura 35 y Figura 36). La unidad U2 tiende a profundizar hacia el oeste y volverse más espesa en ese sentido. Se correlaciona con las formaciones Agua Clara y Cerro Pelado del Mioceno inferior en la Cuenca de Falcón (Gorney *et al.*, 2007). 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 (región occidental del perfil PC1) los reflectores están plegados,

denotando la característica plástica 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 (Mioceno medio). Hacia la Plataforma de La Guaira los reflectores se encuentran truncados por la discordancia superior (R3) tal como se observa en las líneas PC1 (región oriental), y al sur de las líneas PC3 y PC4 (Figura 33, Figura 35 y Figura 36, respectivamente), cónsono al levantamiento al cual fue sometida la región y a la posterior erosión de los sedimentos (Picard, 1974).

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. Audemard (1993, 1998, 2001) propone que la discontinuidad del Mioceno medio marca la inversión de la Cuenca de Falcón. El producto de la erosión de este levantamiento regional en la Cuenca de Falcón se refleja por la generación de una discordancia angular (R3) que trunca la unidad U2 (Gourney *et al.*, 2007), como efectivamente se evidencia en las líneas PC1, PC3 y PC4, en la región correspondiente a la Plataforma de La Guaira (Figura 45).

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.

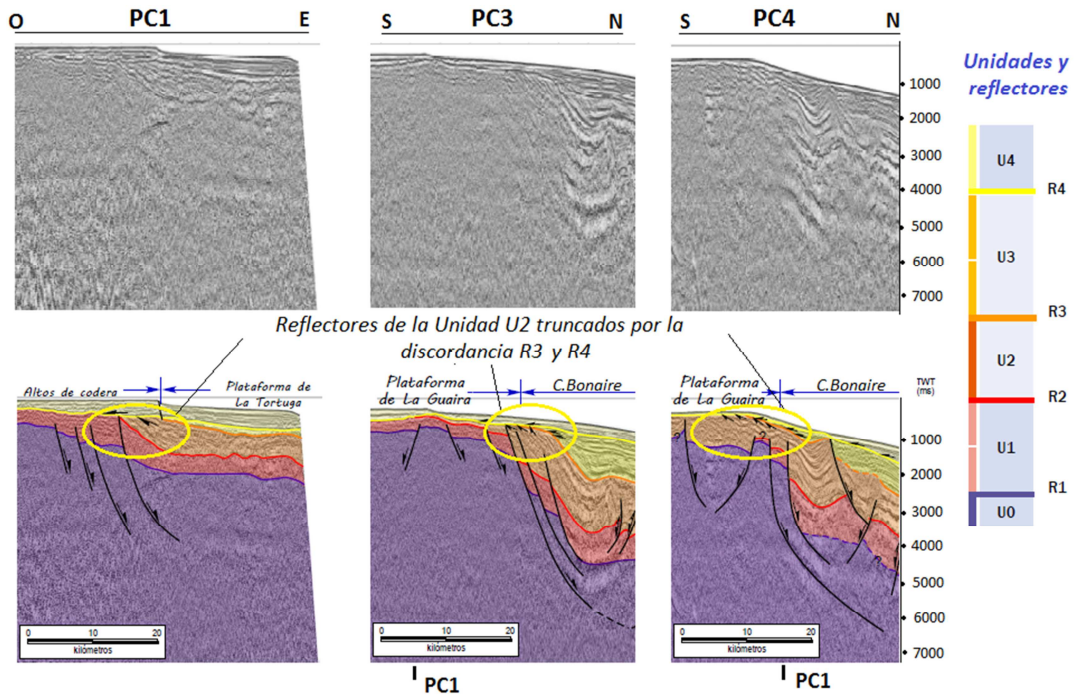


Figura 45. Reflectores de la unidad U2 truncados por la discordancia R3 (Mioceno medio), en los perfiles PC1 (este-oeste), PC3 y PC4 (norte-sur).

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 45).

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 46) 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.

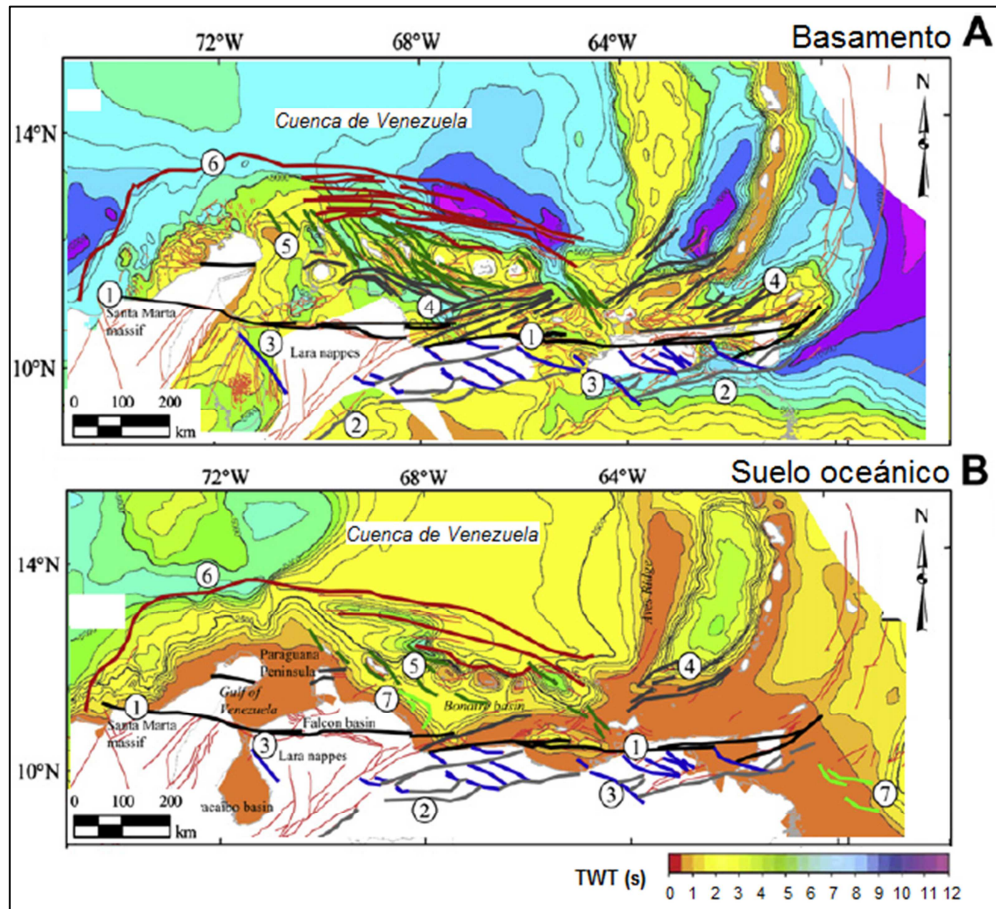


Figura 46. A. Mapa estructural en tiempo (TWT, s) del tope del basamento acústico. B. Mapa estructural en tiempo (TWT, s) del suelo oceánico. Ambas imágenes muestran las familias de fallas interpretadas a lo largo de la plataforma continental de Venezuela. Cada grupo de fallas está representado con un color y los números representan la familia de fallas asignadas por los autores (Modificada de Escalona y Mann, 2011).

La zona de estudio se caracteriza por la presencia de dos estilos estructurales predominantes, denominados familia 4 y familia 5 según Escalona y Mann (2011) (Figura 46). La familia 4 se caracteriza por fallas normales en sentido E-NE y la Familia 5 está representada por fallas normales NO-SE.

Las líneas sísmicas de reflexión revelan distintos grupos de fallas paralelas que afectan la región, en consonancia con los grupos de fallas reportados por autores previos (Gourney *et al*, 2007; Escalona y Mann, 2011). Las fallas interpretadas fueron clasificadas en dos grupos principales, tal como se muestra en la Tabla 9.

Tabla 9. Grupos de fallas identificadas (Escalona y Mann, 2011).

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

Familia A

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. Cerca de la costa un grupo de fallas de edad Neógeno cabalga sobre estas fallas, pudiendo observar la reactivación e inversión de las mismas. Adicionalmente, se observa en todas las líneas sísmicas que las fallas están truncadas por la discordancia del Mioceno medio (R3) (Gourney *et al*, 2007). Este grupo de fallas hacia el oeste se extiende hasta La Vela, sin embargo, no hay evidencias que estas fallas se prolonguen hacia el continente (Audemard, 2001).

Este grupo de fallas descritas por Gorney *et al*. (2007) y Escalona y Mann (2011) tienen tendencia este-oeste y definen la cuenca Falcón-Bonaire. El mayor período de deformación de estas fallas ocurrió durante el Paleoceno - Mioceno temprano (Porrás, 2000; Gorney *et al*., 2007). Durante el Mioceno medio a reciente, las fallas en la Cuenca de Falcón y las fallas cercanas a los principales accidentes tectónicos este-oeste costa afuera en la Cuenca de Bonaire fueron reactivadas

como fallas inversas de ángulo alto y fallas transcurrentes, dando como producto estructuras de tipo anticlinal (Gorney *et al.*, 2007) (Figura 47)-

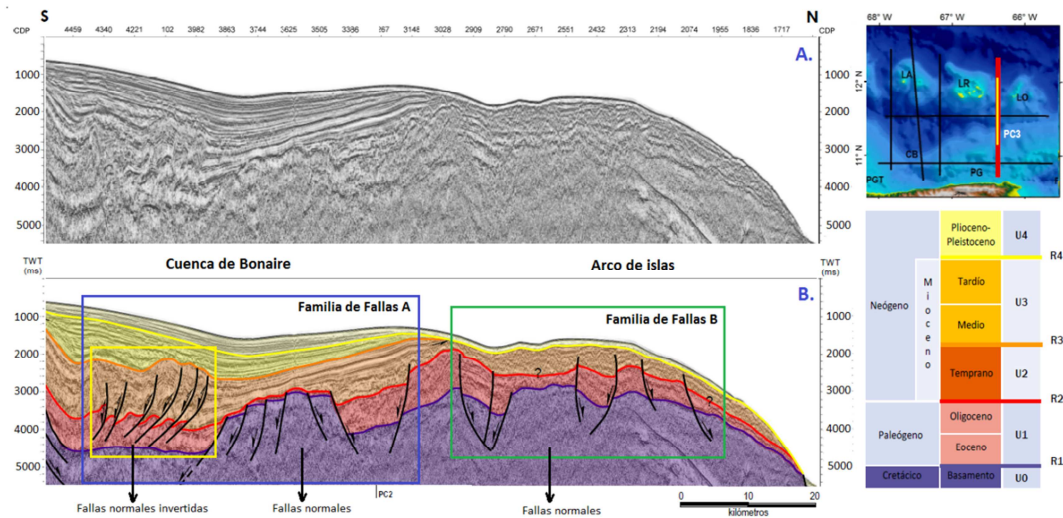


Figura 47. (A) Sección sísmica sin interpretar del perfil PC3. (B) Sección sísmica interpretada en el cual puede observarse los dos grupos de fallas identificadas en los perfiles sísmicos. La familia A corresponde a fallas normales que hacia el sur fueron invertidas. La familia B corresponde a fallas normales situadas a lo largo de las islas con dirección preferencial NO-SE.

Familia B

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, donde la zona occidental de las Antillas de Sotavento que incluye Aruba, Curazao y Bonaire, se mueve 20% más lento que la zona oriental que incluye Margarita y hacia el este Barbados (Pérez *et al.*, 2001; Escalona *et al.*, 2003; Gorney *et al.*, 2007). En las líneas sísmicas en sentido nortesur se observan estas fallas hacia el extremo norte, en las Antillas de Sotavento.

La visión global de la interpretación correspondiente a los perfiles sísmicos PC1, PC2, PC3, PC4 y PC6 puede observarse en la Figura 48. Resalta la configuración del basamento acústico denotado por el reflector R1, siendo más profundo en la zona suroeste del área de estudio, correspondiente a la región sur de

la Cuenca de Bonaire y un basamento más somero al sureste que representa la Plataforma de La Guaira. En este sentido, 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.

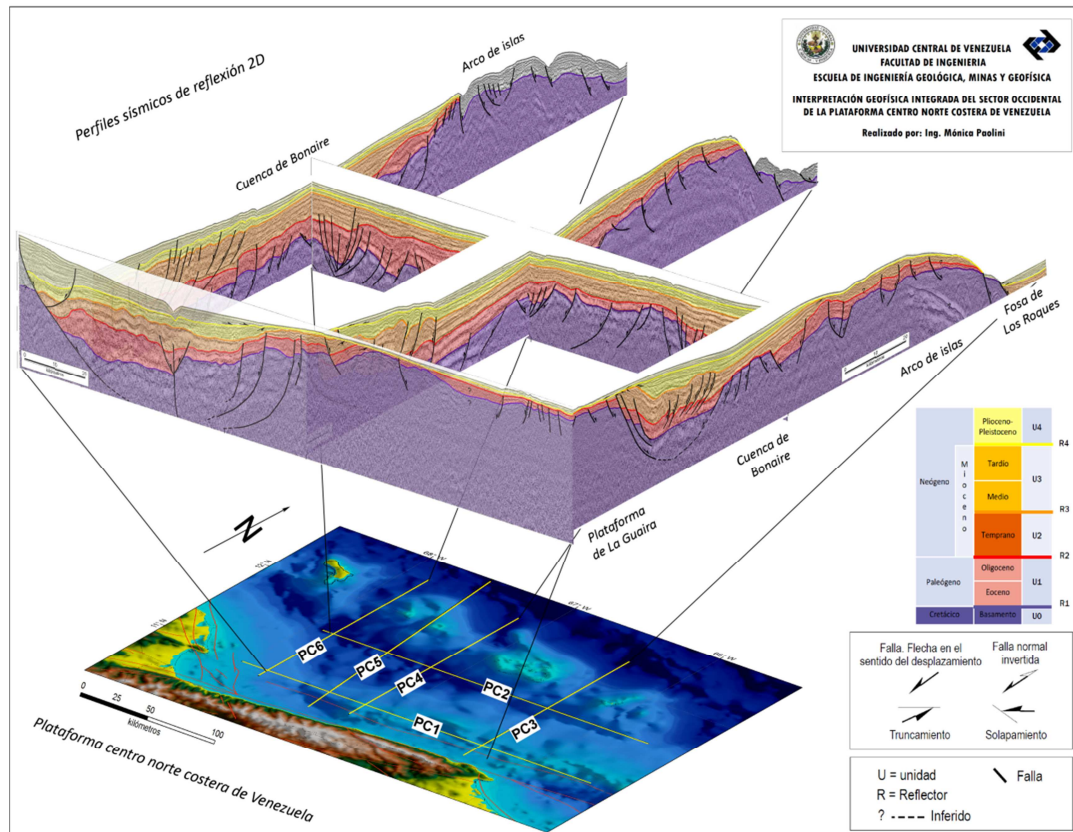


Figura 48. Diagrama con la representación de los perfiles sísmicos PC1, PC2, PC3, PC4 y PC6, donde se aprecian las unidades, reflectores sísmicos y fallas interpretadas.

4.1.5 Mapas Isócronos e isópacos

Una vez realizada la interpretación de los horizontes sísmicos, se procedió a realizar los mapas isócronos e isópacos por reflector (Figura 49 y Figura 50). El

mapa isócrono correspondiente a la unidad U1, que representa el tope del Paleógeno muestra una superficie que profundiza al sur de la Cuenca de Bonaire (Figura 49). Gorney *et al.* (2007) identifican un depocentro subparalelo a la costa central en la Cuenca de Bonaire, controlado por fallas normales en dirección este-oeste, muchas de ellas invertidas (Familia A) como resultado de transpresión neógena causada por el movimiento transcurrente dextral de las fallas Oca-Boconó-San Sebastián.

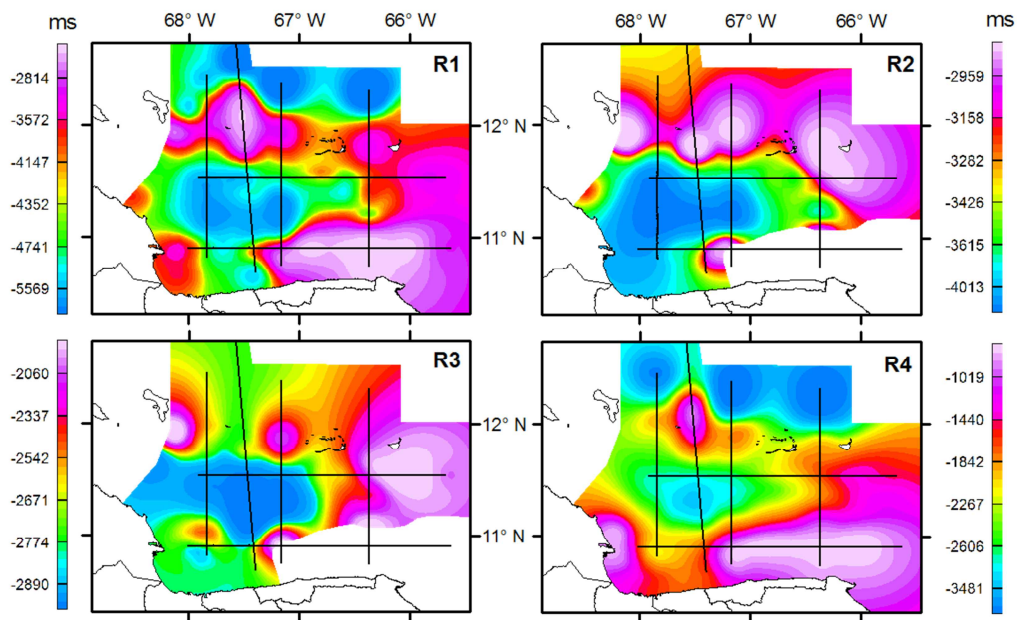


Figura 49. Mapas isócronos realizados a partir de la interpretación de los horizontes en las líneas sísmicas. R1 = base del Eoceno; R2 = base del Mioceno temprano; R3 = base del Mioceno medio; R4 = base del Plioceno.

La profundidad del reflector R1, correspondiente al tope del basamento en el área que comprende la Cuenca de Bonaire, está entre 5,1 km y 7,8 km aproximadamente (Figura 50). Los sedimentos provienen del continente y la fuente es atribuible al sistema del Río de Maracaibo que pudo suplir de sedimentos Paleógenos a la Cuenca Falcón-Bonaire (Escalona y Mann, 2004). Se observa un alto de basamento a nivel de las Antillas de Sotavento y de la plataforma de La Guaira entre 0,5 km y 2 km de profundidad. La profundidad del reflector R2, que

representa el tope de la unidad U1, tiene un rango comprendido entre 4,0 km y 5 km en la Cuenca de Bonaire (Figura 50).

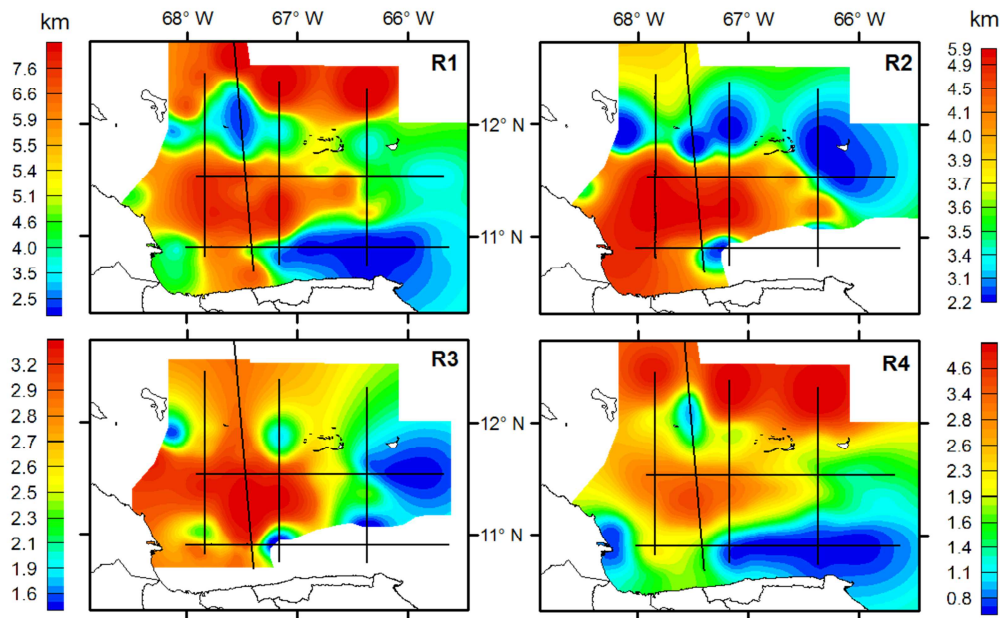


Figura 50. Mapas isópacos realizados a partir de la interpretación de los horizontes en las líneas sísmicas. R1 = base del Eoceno; R2 = base del Mioceno inferior; R3 = base del Mioceno medio; R4 = base del Plioceno.

El mapa isócrono que representa la unidad U2, tope del Mioceno inferior (R3), permite diferenciar un depocentro en la Cuenca de Bonaire, en concordancia con el período de extensión registrado en la región. La discordancia del Mioceno medio (R3) tiene carácter regional (Biju-Duval *et al.*, 1982; Audemard, 1993, 2001; Macellari (1995); Gorney *et al.*, 2007) con una profundidad entre 2,9 km y 3,5 km (Figura 50) en la Cuenca de Bonaire y corresponde a la base de la Formación Socorro y representa el cambio en el control estructural de un sistema extensivo, de apertura, a un sistema compresivo que da paso a la inversión de la cuenca durante el Mioceno medio. La inversión de la Cuenca 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). Las tendencias observadas en los mapas isócronos R3 y R4 correspondientes a los topes de las unidades 3 y 4 indican el comienzo del patrón

deposicional observado hoy en día. El depocentro en la Cuenca de Bonaire tiene una profundidad entre 2,5 km y 3,5 km aproximadamente (Figura 50).

4.1.6 Fases tectónicas

La evolución tectónica de la región noroccidental de Venezuela y las Antillas de Sotavento puede ser condensada en cuatro fases principales (Porrás, 2000; Gorney *et al.*, 2007; Escalona y Mann, 2011; Hippolyte y Mann, 2011):

FASE 1: Paleógeno

Durante el Paleoceno ocurre la interacción entre las placas Caribe y Suramérica al oeste de Venezuela (Ostos, 1990; Pindell *et al.*, 1998). Para este período se inicia el desarrollo de la cuenca Falcón-Bonaire. 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 (Porrás, 2000). La transgresión marina del Oligoceno marca la apertura de la Cuenca de Falcón (Wheeler, 1963). En esta etapa los depósitos en la Cuenca de Bonaire están controlados por la familia A de fallas normales en dirección este-oeste, identificadas en la totalidad de los perfiles sísmicos que cortan el basamento acústico y los sedimentos pertenecientes a la unidad U1.

FASE 2: Oligoceno-Mioceno temprano

Durante este período el régimen tectónico es de tipo extensional y en este sentido, el límite de placas Caribe-Suramérica es el responsable del origen de las cuencas de Aruba, Curazao Oeste y Curazao Este, a partir de fallas normales con tendencia NO-SE. Estas cuencas fueron rellenadas por depósitos de aguas profundas derivados del cratón suramericano. La Familia A de fallas sigue siendo activa en este período originando zonas de fuerte subsidencia entre las islas (Gorney *et al.*, 2007). La apertura de la cuenca Falcón-Bonaire continuó activa del Oligoceno al Mioceno temprano reduciendo paulatinamente su actividad.

Esta fase está representada por la unidad U2. Datos de pozo publicados por Biju-Duval *et al.* (1982) y Macellari (1995) revelan que las facies sísmicas semitransparentes identificadas, corresponden a unidades compuestas por lutitas correlacionables con las formaciones Pecaya y El Paraiso de la Cuenca de Falcón (Gorney *et al.*, 2007).

FASE 3: Mioceno medio - tardío

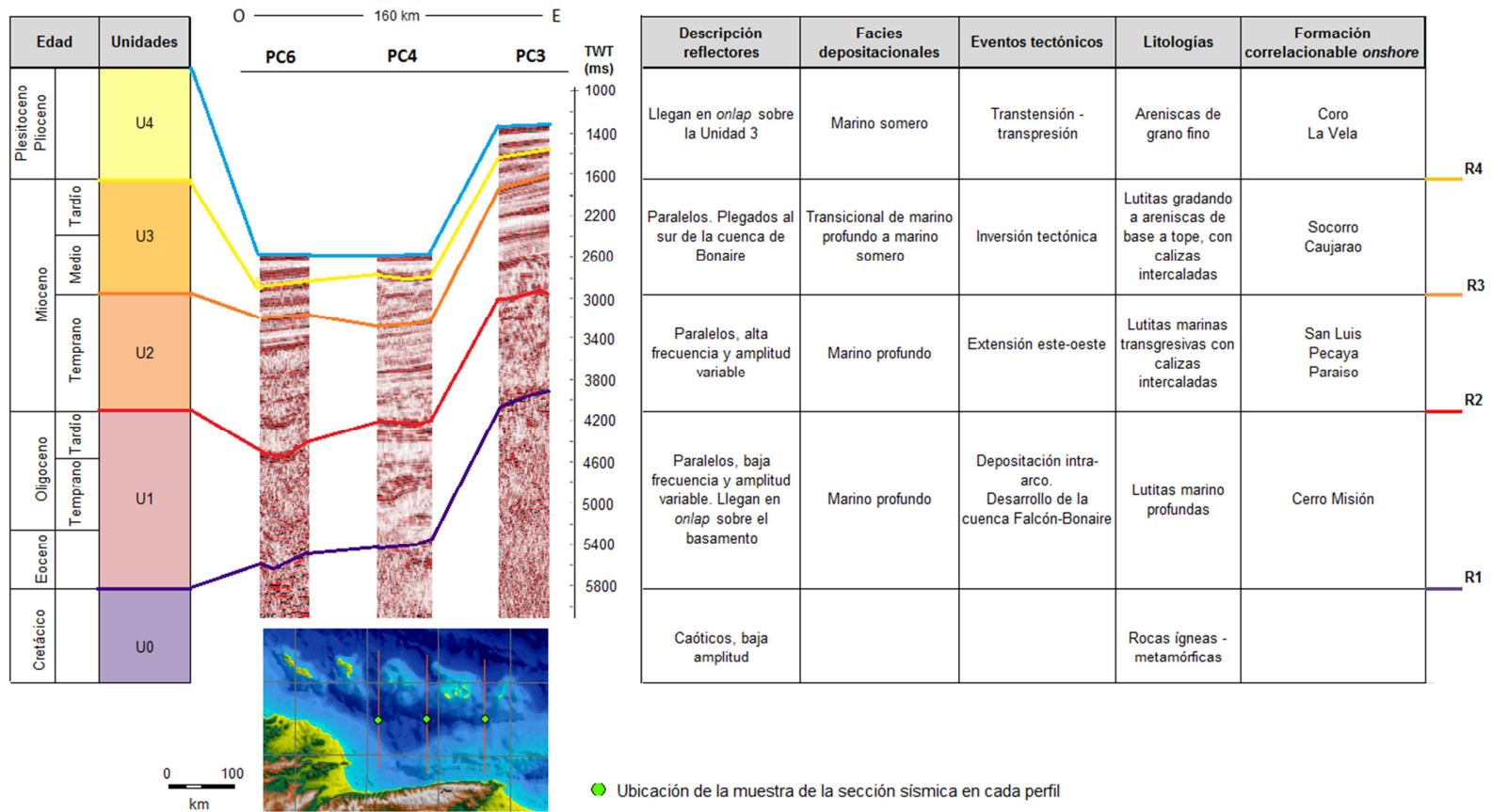
El comienzo de la inversión de la Cuenca de Falcón se da a partir del Mioceno medio (Audemard, 2001). Este período se caracteriza por una facie transicional de marino profundo a marino somero, con litologías características de lutitas gradando a areniscas de base a tope con calizas intercaladas, correlacionables con las formaciones Socorro y Caujarao (Gorney et al, 2007).

FASE 4: 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 características de 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 lístricas 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 (Porras, 2000). Durante el Plioceno tardío a Reciente, el margen entre las placas presenta un componente mayormente transcurrente en dirección este-oeste. Estos movimientos, generaron estructuras de grandes dimensiones, donde se observa efectos transpresivos (Porras, 2000).

Siguiendo el esquema presentado por Gorney *et al.*, (2007), se muestra un resumen de los resultados obtenidos para la Cuenca de Bonaire en la Tabla 10.

Tabla 10. Tabla resumen con la descripción de los reflectores sísmicos a nivel de la cuenca de Bonaire y correlación con facies depositacionales, eventos tectónicos, litologías y formaciones geológicas a nivel de la Cuenca de Falcón (*onshore*).



4.2 INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA

4.2.1 Mapa de anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer en el área de estudio presenta un rango comprendido entre -91 a 239 mGals (Figura 51), con valores fundamentalmente positivos que abarcan la plataforma costera y las islas, y en menor proporción valores negativos hacia el sur que comprenden parte de la Cordillera de La Costa, la Cuenca de Choroni y la Fosa de Cariaco al este.

Una distribución de máximos gravimétricos se observa al norte del área de estudio que comprende valores entre 130 mGals y 200 mGals. El primero de ellos en dirección NO-SE que incluye a las islas Las Aves, Bonaire y su posible extensión hacia Curazao. La segunda alineación de máximos incluye Los Roques y La Orchila. 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.

El mapa de anomalía de Bouguer se caracteriza por presentar alineaciones de máximos y mínimos en dirección este-oeste, bien marcadas en la plataforma costera así como en la Cordillera de La Costa, en correspondencia con las estructuras existentes en la zona y que coincide con la alineación de diversos sistemas de fallas presentes en el área. De igual forma, se observa una tendencia NO-SE hacia la costa oriental de Falcón, donde la respuesta gravimétrica comprende valores positivos por encima de 150 mGals.

En la plataforma costera se observa un alto gravimétrico al norte del estado Vargas con un rango comprendido entre 40 mGals y 83 mGals, denotando una disminución en el espesor de sedimentos y/o basamento más somero, representado por la Plataforma de La Guaira. Hacia el sur y el oeste de dicho alto, se observan alineaciones en dirección este-oeste que reflejan la expresión gravimétrica de la falla de San Sebastián así como también la falla Tacagua, con rangos entre 40 y 60 mGals, separados por una alineación de mínimos entre 17 mGals y -10 mGals. Es importante destacar que el alto gravimétrico de la sección oriental de la Plataforma de La Guaira se prolonga al sur sobre la misma sección de la Serranía del Litoral.

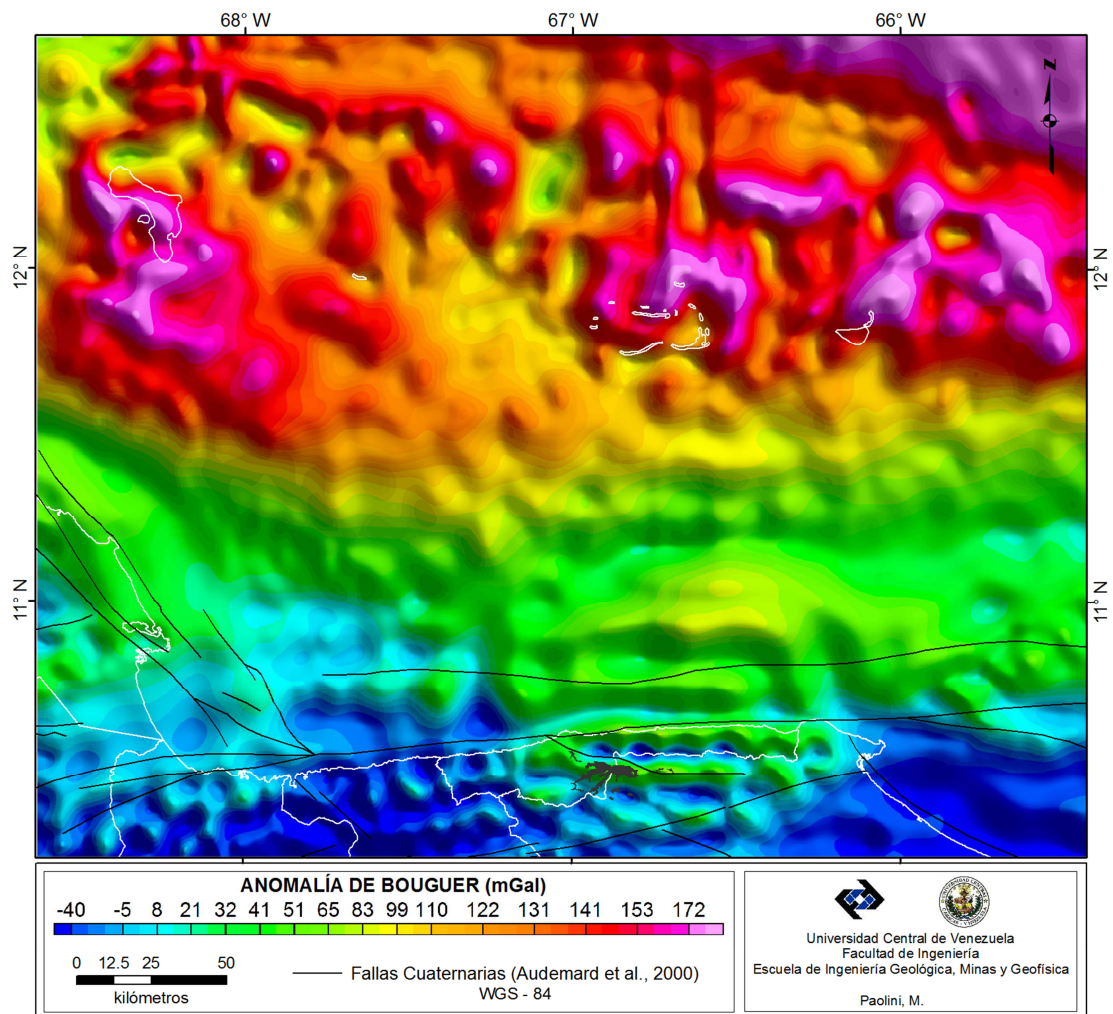


Figura 51. Mapa de anomalía de Bouguer en la plataforma centro norte costera de Venezuela. Datos de García (2009).

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 52. En la Tabla 11 pueden observarse las profundidades estimadas para cada área seleccionada.

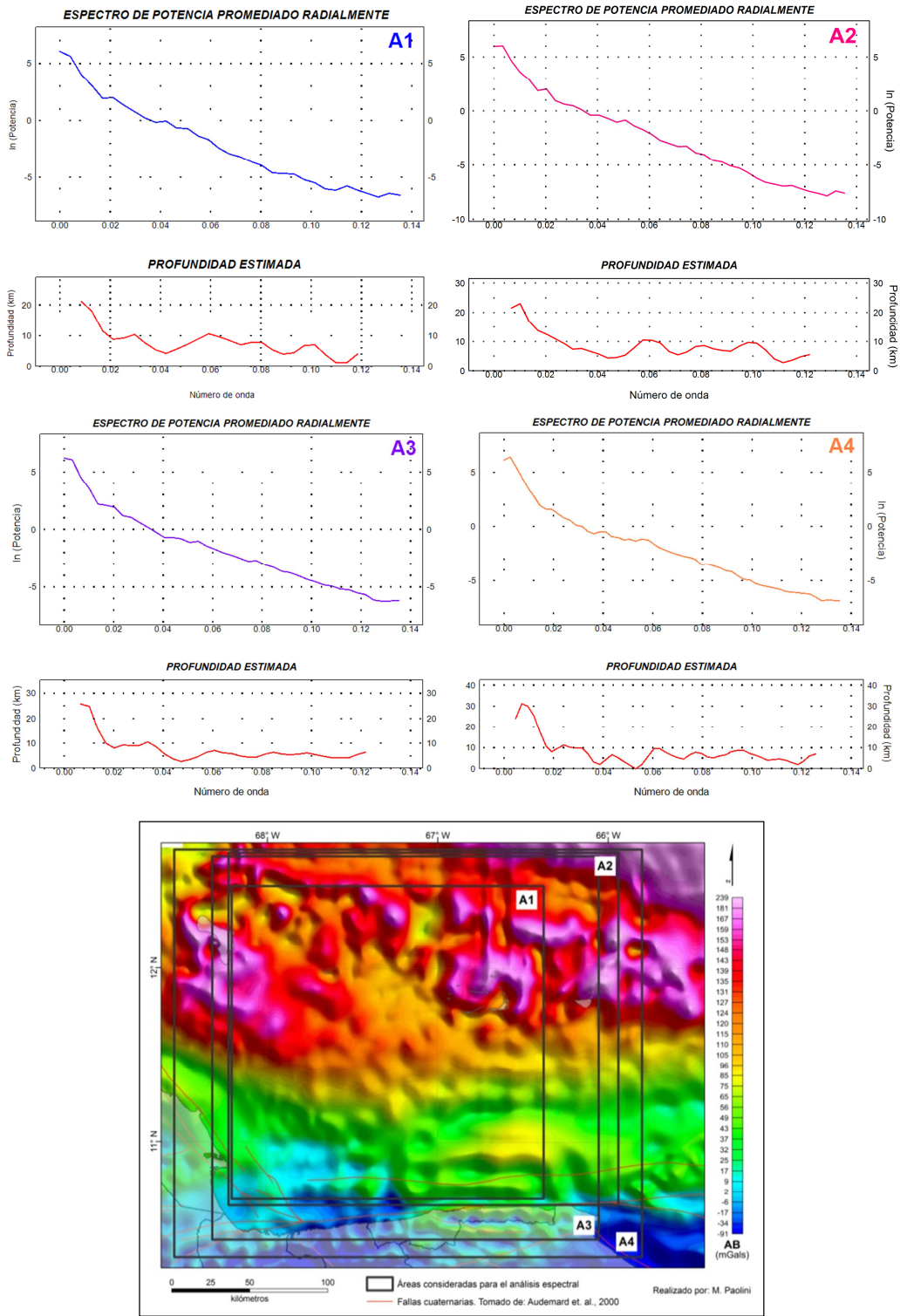


Figura 52. Espectros de potencia promediados radialmente (superior) a partir de los datos de anomalía de Bouguer según las áreas indicadas en el mapa: A1, A2, A3 y A4 (inferior).

Tabla 11. Profundidad de las fuentes gravimétricas regionales y residuales a partir del análisis espectral.

	Área estimada (km ²)	Profundidad fuente regional (km)	Profundidad fuente residual (km)
A1	200x200	22,5±0,9	7,8±0,3
A2	250x225	23,8±1,1	7,3±0,2
A3	250x250	28,5±0,6	5,7±0,2
A4	300x260	30,5±0,5	5,9±0,2

La profundidad de la fuente regional es en promedio 23 km para el área A1 y A2 mientras que para el área A3 y A4 es de 29 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 interface corteza-manto hacia el sur. En cuanto a la profundidad de la fuente residual, se obtuvo 7,5 km en promedio para A1 y A2, y 6 km aproximadamente para A3 y A4, indicando que la contribución continental refleja un límite intracortical menos profundo hacia el sur.

Los modelos sísmicos de corteza establecen una profundidad para el límite corteza-manto entre 23 y 28 km para la cuenca de Bonaire (Niu *et al.*, 2007; Schmitz *et al.*, 2008; Magnani *et al.*, 2009). Teniendo en cuenta el modelo de corteza a partir de datos sísmicos de estudios previos, se puede asumir que el espectro de potencia promediado radialmente que mejor refleja la geología de la zona de estudio es el A2, donde la profundidad promedio de 24 km corresponde a la interface corteza-manto para la Cuenca de Bonaire.

4.2.3 Mapas regional / residual gravimétrico

La separación regional y residual de las anomalías de Bouguer a partir del análisis espectral, debe realizarse teniendo en cuenta que puede haber influencia de fuentes ubicadas a distintas profundidades pero que aun así presentan longitudes de onda similares, originando la superposición de efectos. Es en este punto donde el conocimiento previo de las estructuras presentes en subsuelo y la geología de la zona juega un papel fundamental (Chakraborty y Agarwal, 1992).

El espectro de potencia promediado radialmente para la totalidad del área de estudio se presenta en la Figura 53. 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 12.

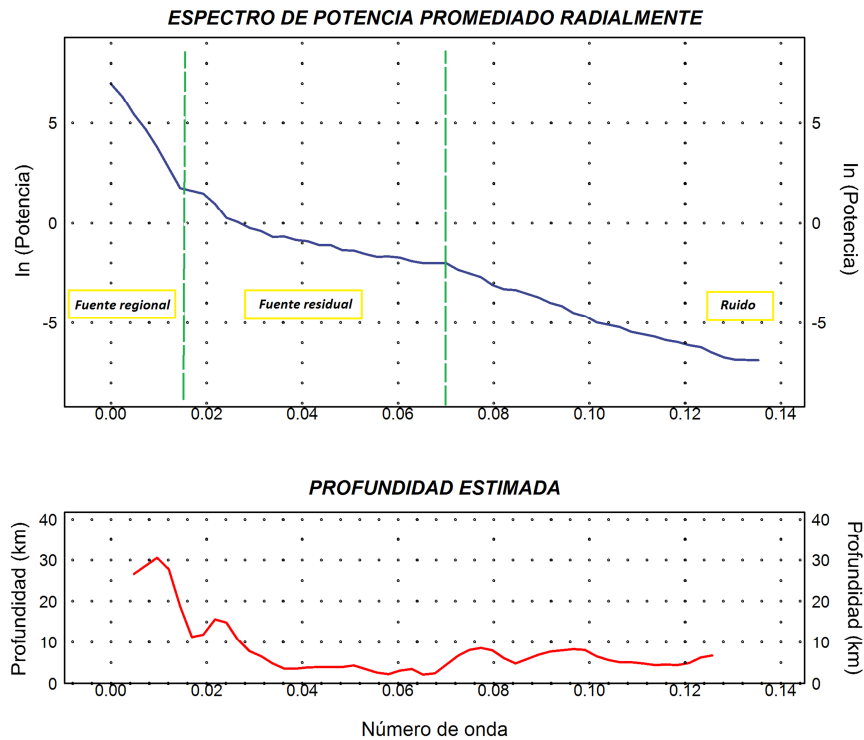


Figura 53. Espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía de Bouguer para la totalidad del área de estudio.

Tabla 12. Rango de número de onda reportada para las fuentes gravimétricas regionales y residuales.

	Regional	Residual
Número de Onda (1/km)	< 0,014	0,014 - 0,07

Considerando los valores de número de onda reportados, 0,014 (fuente regional) y entre 0,014 y 0,07 (fuente residual), 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.

Mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer

El mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer, producto del análisis espectral (Figura 54), presenta valores entre -68 y 230 mGals y está dominado por un gradiente con una alineación este-oeste en la plataforma centro norte costera, donde los valores disminuyen de norte a sur. A la par, se observa una tendencia NO-SE hacia la costa oriental de Falcón con valores que disminuyen hacia el SO, mostrando la profundización del manto en esa dirección.

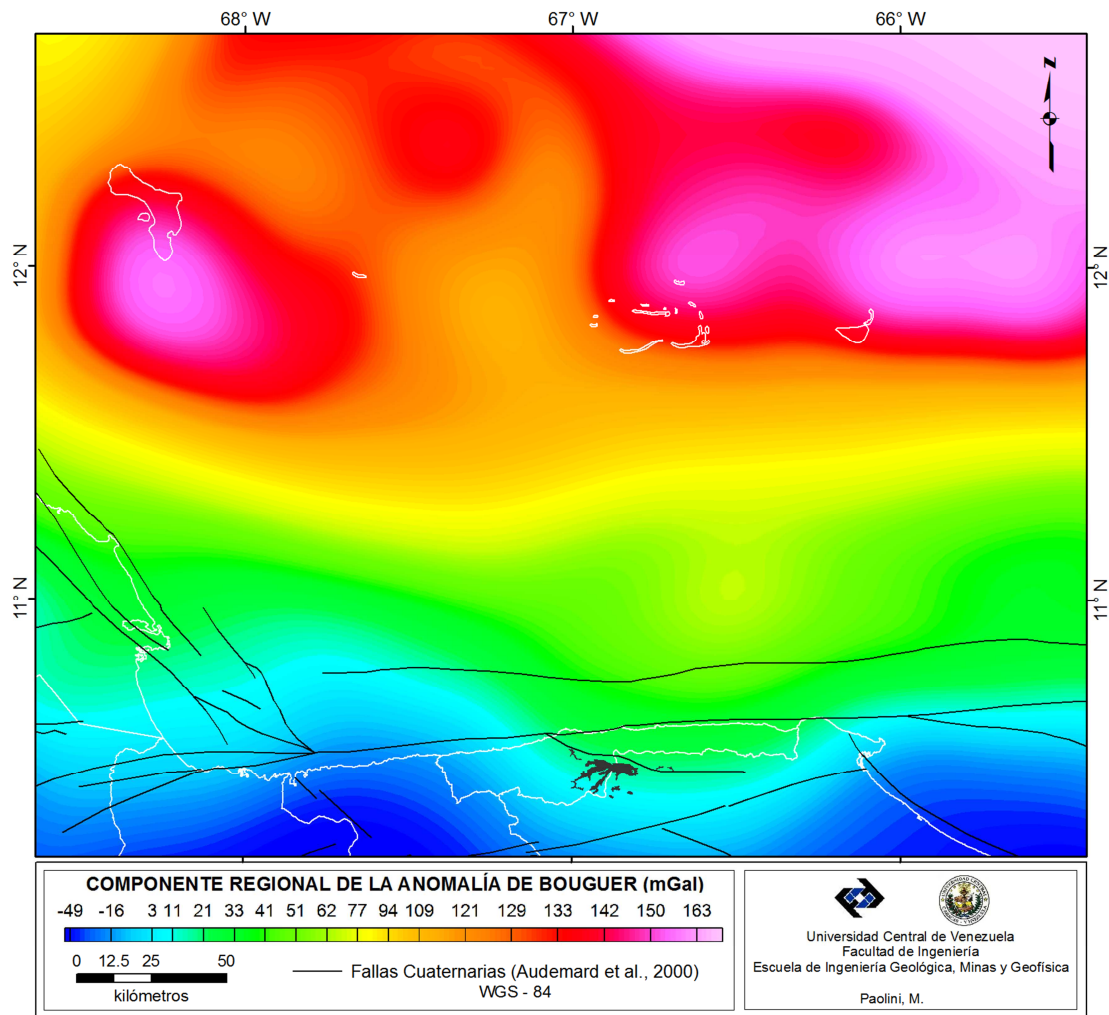


Figura 54. Mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer en la plataforma centro norte costera de Venezuela. Datos de García (2009).

En el norte de la ventana de estudio, es posible apreciar dos dominios caracterizados por altos gravimétricos, el primero de ellos al sur de Bonaire y Las Aves, con rangos entre 145 y 155 mGals, y el segundo hacia el noreste de Los Roques y La Orchila, donde se reportan los mayores valores, entre 150 y 230 mGals. Ambos dominios están limitados por un bajo gravimétrico en dirección NNO entre Las Aves y Los Roques.

En la zona central del área de estudio se observa un gradiente de bajo ángulo y un alto gravimétrico localizado en la Plataforma de La Guaira. Hacia el sur y en la región que comprende el Golfo Triste, el gradiente es mayor, infiriendo la profundización del manto. Por otro lado, hacia la Plataforma de La Guaira el gradiente es menor y la disminución de los valores de gravedad con inversión de signo se ubica en continente. Al sur del área de estudio, paralelo a la costa, la tendencia de la componente regional de la anomalía de Bouguer no es estrictamente lineal, sino que se observan altos y bajos gravimétricos en dirección este-oeste caracterizado por longitudes de onda larga que en el mapa se aprecian como ondulaciones a nivel de lo que representaría la superficie de Moho.

Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer:

El mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer (Figura 55), producto del análisis espectral, en general, 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 en una serie de bloques, intercalados con mínimos gravimétricos.

Hacia el sur de Bonaire la alineación se caracteriza por tener una dirección preferencial NO-SE en la costa oriental de Falcón y cambia a una dirección este-oeste hacia la plataforma centro norte costera (Figura 55). Posteriormente, se observa una alineación de mínimos gravimétricos bien marcados limitando un alto gravimétrico alongado al norte de la costa del estado Vargas.

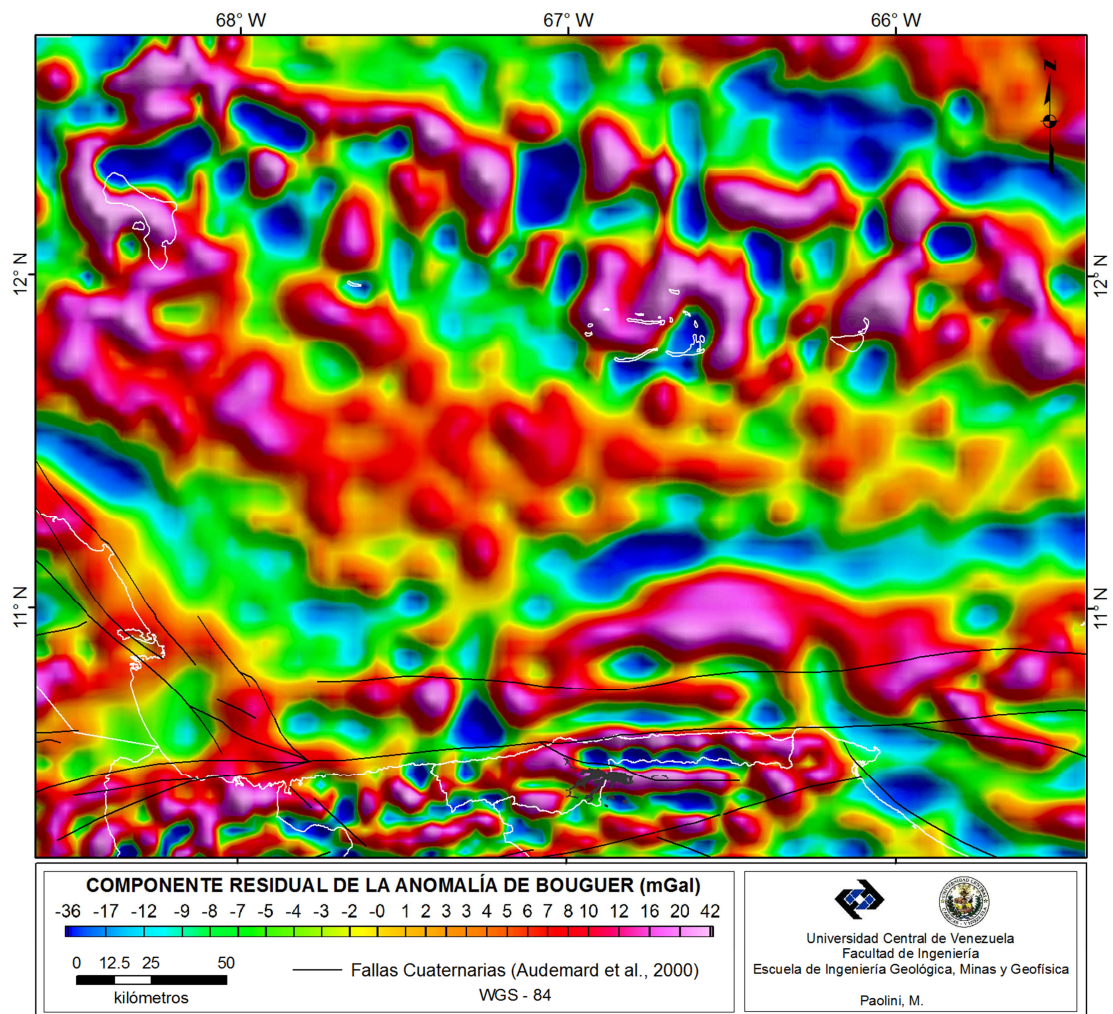


Figura 55. Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer en la plataforma centro norte costera de Venezuela.

4.3 INTERPRETACIÓN MAGNÉTICA

4.3.1 Mapa de anomalía magnética

El nivel de referencia utilizado para las anomalías de campo magnético total (ACMT) 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 esta distancia. En general, la proyección de las anomalías se desplaza un poco hacia el sur, con respecto al origen de la anomalía,

por tanto, en una curva de perfil normal, existen dos aspectos asociados a un valor magnético mínimo hacia el norte junto con un valor máximo hacia el sur (Barba, 1990).

Las ACMT en el área de estudio presentan un rango comprendido entre -136 a 213 nT (Figura 56). Los mayores valores de ACMT reportados, entre 90 y 213 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.

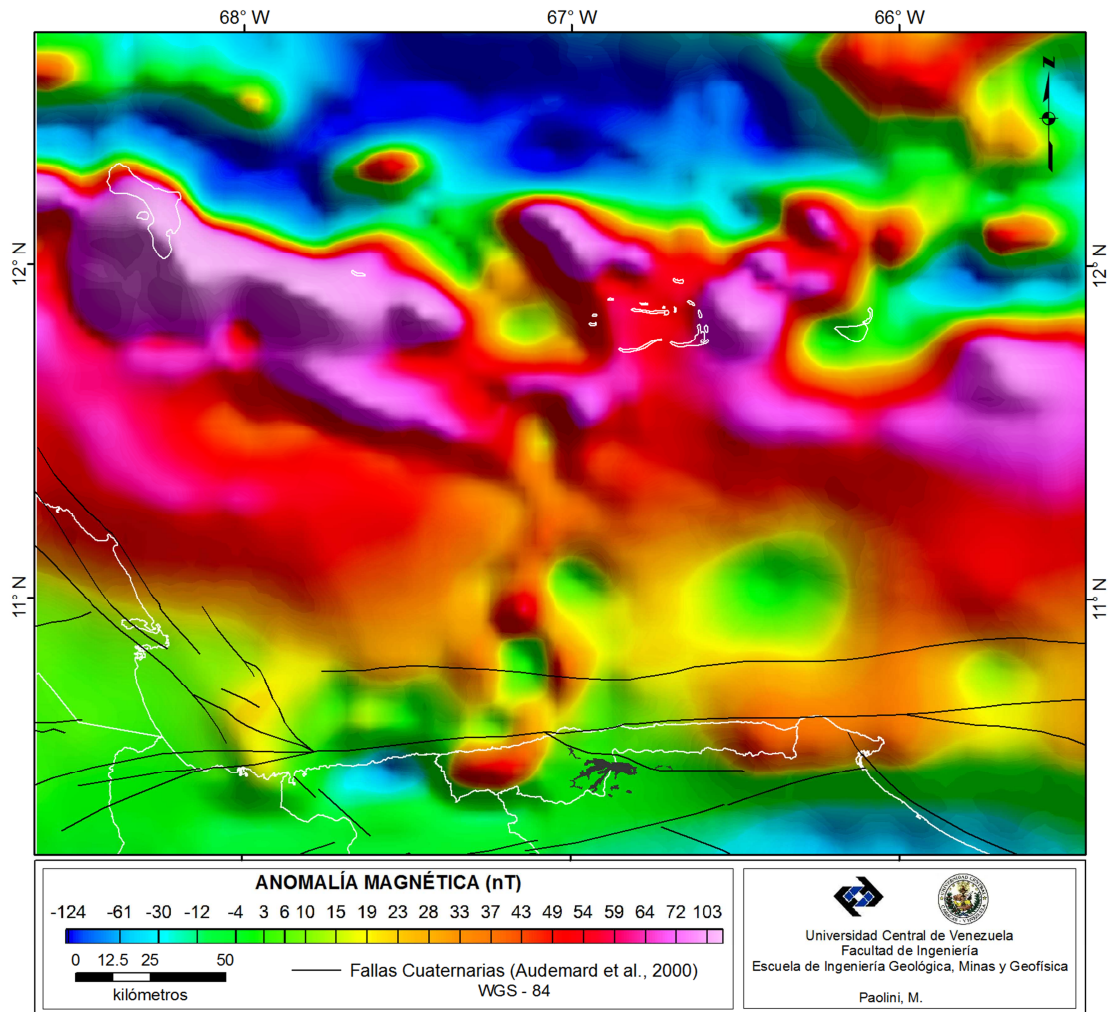


Figura 56. Mapa de anomalía magnética en la plataforma centro norte costera de Venezuela. Datos de García (2009).

Los mínimos valores de ACMT, entre -15 y -136, 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. Destaca la zona de distorsión de longitud de onda corta con orientación norte-sur en la zona central del mapa.

4.3.2 Profundidad de las fuentes magnéticas a partir del análisis espectral

Para el cálculo del espectro de potencia radial se consideró el área definida como A2 (ver Figura 52). El espectro resultante se presenta en la Figura 57

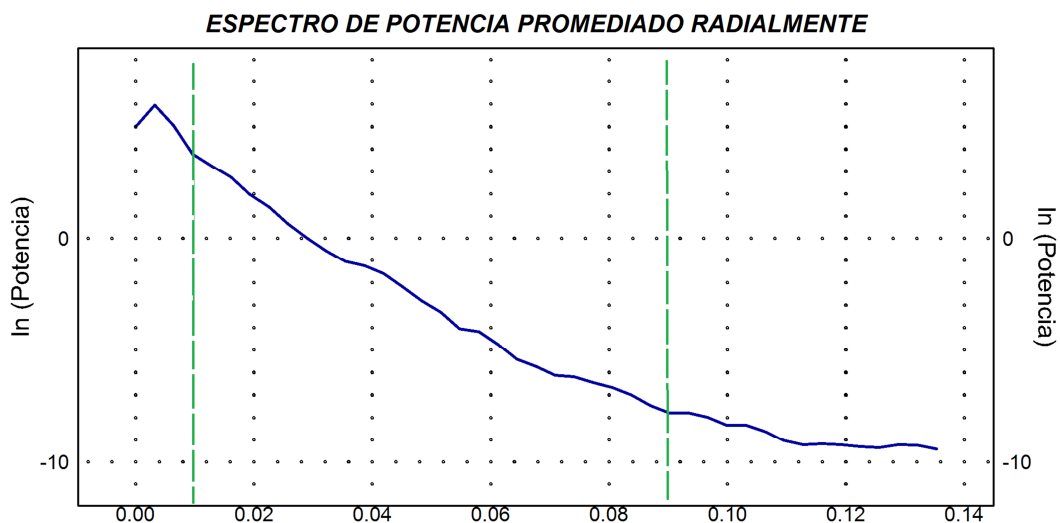


Figura 57. Espectro de potencia de la anomalía magnética correspondiente al área denominada A2.

En la Figura 57 se presenta el logaritmo neperiano del 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 13.

Tabla 13. Profundidad de las fuentes magnéticas regionales y residuales a partir del análisis espectral.

	Área estimada (km ²)	Profundidad fuente regional (km)	Profundidad fuente residual (km)
A2	250x225	23,7±1,2	11,4±0,4

4.3.3 Mapas regional / residual magnético

El espectro de potencia promediado radialmente para la totalidad del área de estudio se presenta en la Figura 58. Los números de onda característicos para cada tramo se presentan la Tabla 14.

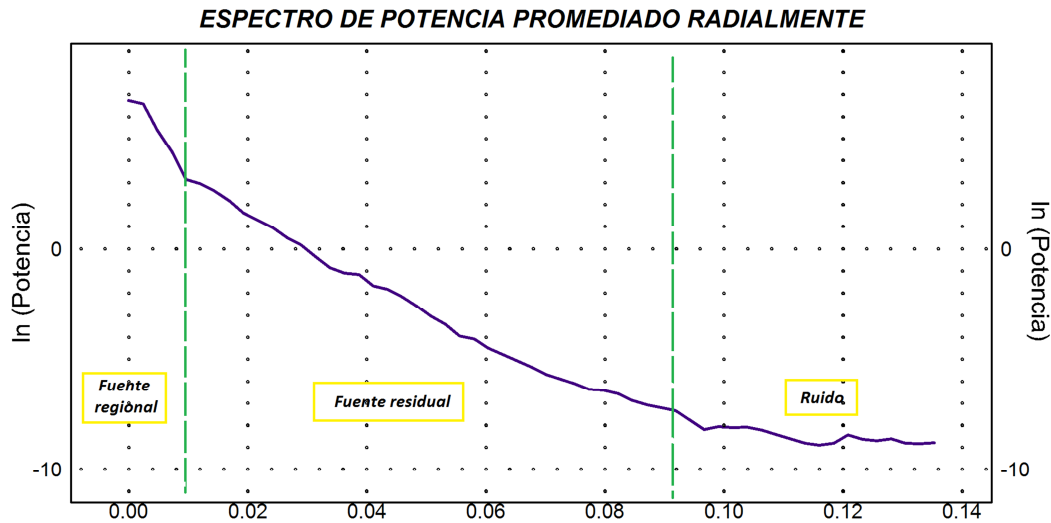


Figura 58. Espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía magnética para la totalidad del área de estudio.

Tabla 14. Rango de número de onda reportada para las fuentes magnéticas regionales y residuales.

	Regional	Residual
Número de onda (1/km)	< 0,0096	0,0096 - 0,09

A partir de los valores de número de onda reportados en la Tabla 14, fue aplicado un filtro de tipo Gaussiano con la finalidad de obtener los mapas de la componente regional y residual de la anomalía.

Mapa de la componente regional de la anomalía magnética

El mapa de la componente regional de la anomalía magnética, producto del análisis espectral, muestra una tendencia con valores mínimos de anomalía, de -94 a -20 nT al norte del área de estudio en dirección NO-SE, correspondiente a la Fosa de

Los Roques, seguido por un incremento en los valores regionales en la misma dirección preferencial NO-SE y la presencia de tres altos definidos al sur de Bonaire, Los Roques y al sureste de La Orchila. Hacia la costa los valores disminuyen progresivamente hacia el sur (Figura 59).

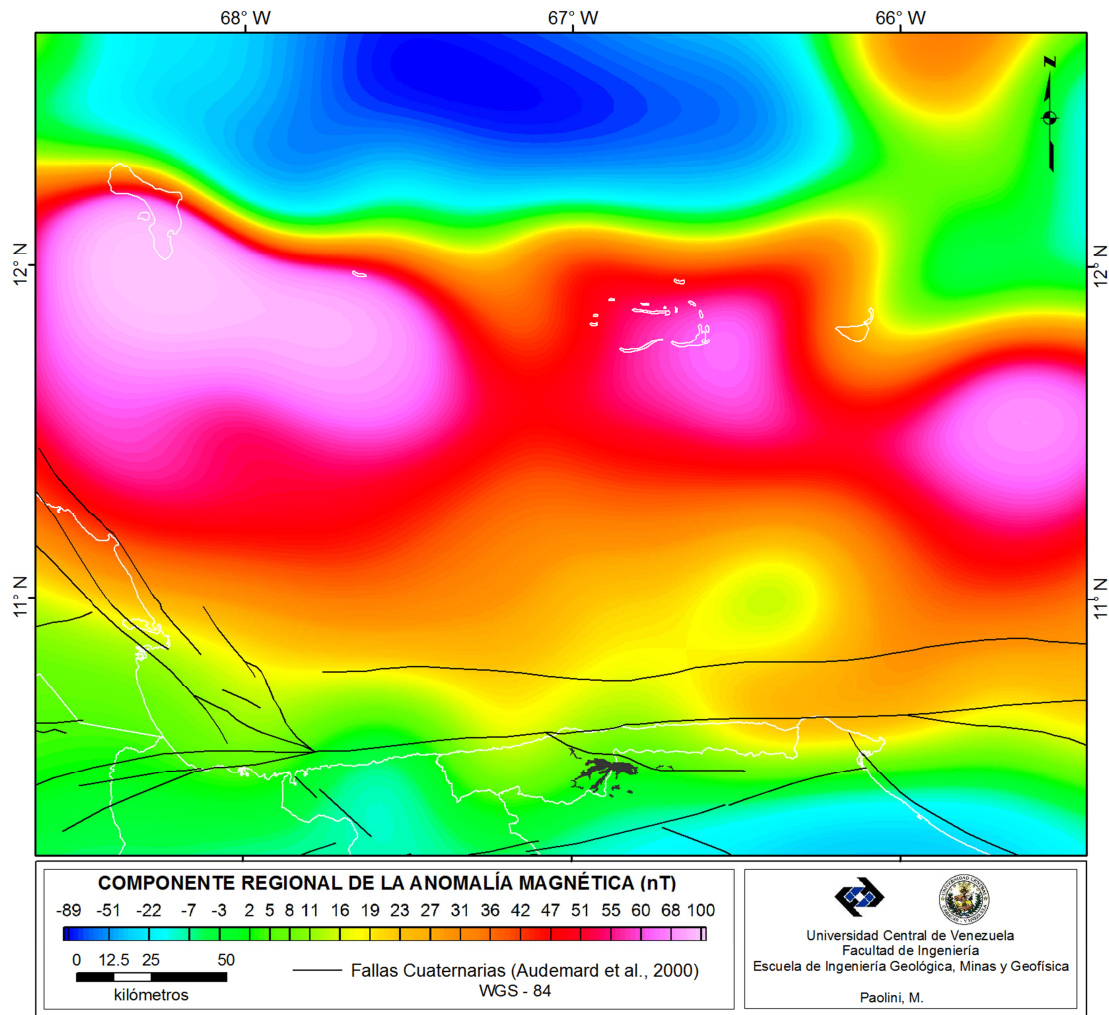


Figura 59. Mapa de la componente regional de la anomalía magnética en la plataforma centro norte costera de Venezuela.

Mapa de la componente residual de la anomalía magnética

Las anomalías de la componente residual del mapa de intensidad magnética total (Figura 60) esencialmente delimitan las áreas con presencia de basamento ígneo.

Los máximos valores, en el orden de 100 nT, se localizan en alineaciones distribuidas a lo largo de las islas, asociados con basamentos de tipo basálticos.

La orientación general de los altos magnéticos tienen tendencia NO-SE hacia la zona noroccidental del área de estudio, y tendencia este-oeste en la zona oriental. Los bajos magnéticos están asociados, en general, a la ubicación de la Fosa de Los Roques, denotando la profundización del basamento. Bonaire y Las Aves se localizan en un alto magnético diferenciado de la sección oriental al este de Los Roques, del cual se separan por un bajo de orientación NO-SE.

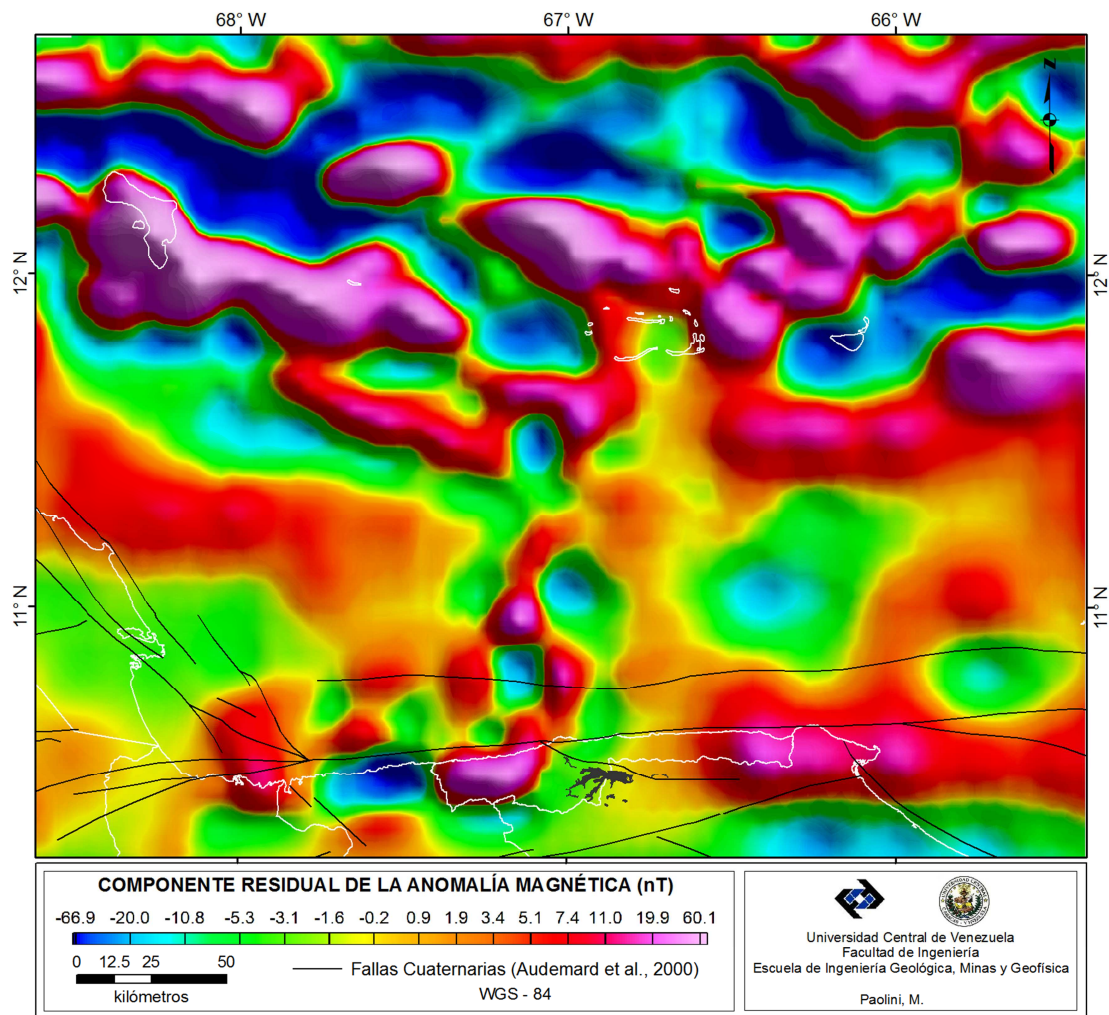


Figura 60. Mapa de la componente residual de la anomalía magnética en la plataforma centro norte costera de Venezuela.

La anomalía magnética que se observa en el mapa residual, en la región SE del área de estudio, que se extiende desde la costa oriental del estado Vargas, pasando por Cabo Codera hacia el este, representa un alto magnético ya descrito anteriormente por Ball *et al.*, (1971), quienes indican la presencia de un cinturón de rocas ígneas intrusivas que se extienden incluso hasta la península de Araya.

4.4 MODELADO GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO

Tres perfiles fueron considerados para realizar el modelado magnético/gravimétrico simultáneo: dos en dirección este-oeste y uno en dirección norte-sur. Los perfiles coinciden con la ubicación de las líneas sísmicas PC1, PC2 y PC3 (Figura 61).

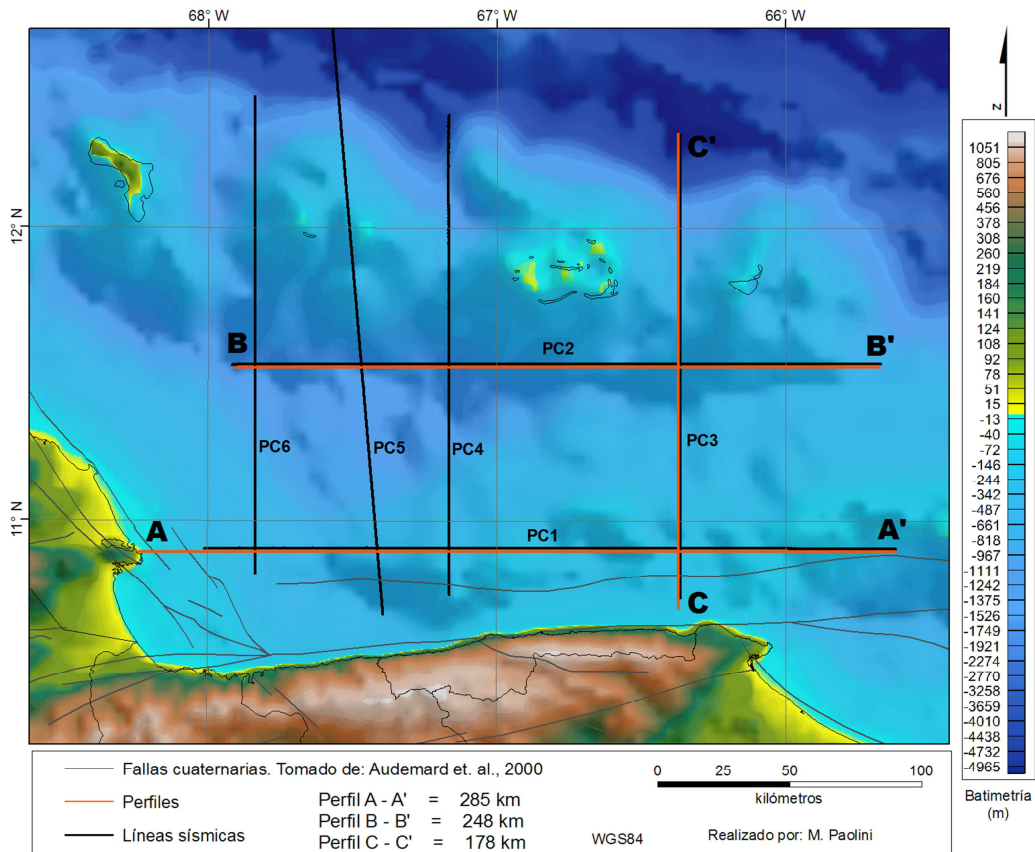


Figura 61. Ubicación de los perfiles considerados para el modelado gravimétrico/magnético, denominados A-A', B-B' y C-C', que coinciden con la ubicación de los perfiles sísmicos PC1, PC2 y PC3, respectivamente.

Las densidades fueron estimadas a partir del modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009) y la relación Nafe-Drake (Ludwig *et al.*, 1970). Los valores de susceptibilidad magnética fueron estimados a partir de la litología que a su vez está controlada con la densidad y los valores de velocidad correspondientes a cada cuerpo a modelar. 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 modelaje, se muestran a continuación (Tabla 15).

Tabla 15. Valores de densidad y susceptibilidad magnética considerados en el modelado.

Unidad	Velocidad aproximada (km/s)	Densidad estimada (g/cm ³)	Susceptibilidad (emu)
Sedimentos Cuaternarios	2,00 - 2,50	2,40	0
Sedimentos Terciarios	2,50 - 5,00	2,50	0
Corteza superior	5,50 - 6,50	2,75	0,001
Corteza inferior	6,50 - 7,00	2,95	0,01
Manto	7,80 - 8,10	3,30	0

Para los tres perfiles, se presentan dos modelos: uno inicial, respetando los datos sísmicos de entrada y un modelo final donde se realizan modificaciones necesarias a nivel de basamento y sedimentos para obtener un mejor ajuste de la curva de anomalía calculada.

4.4.1 Perfil A-A'

El perfil A-A' coincide con la ubicación del perfil sísmico PC1. El modelo se extiende en dirección este-oeste y tiene una longitud aproximada de 285 km (Figura 62). Presenta valores de anomalías gravimétricas entre 7 y 84 mGal, y anomalías magnéticas entre 10 y 37 nT. Las estructuras y rasgos geológicos principales presentes en el modelo son la Cuenca de Bonaire y la Plataforma de La Guaira.

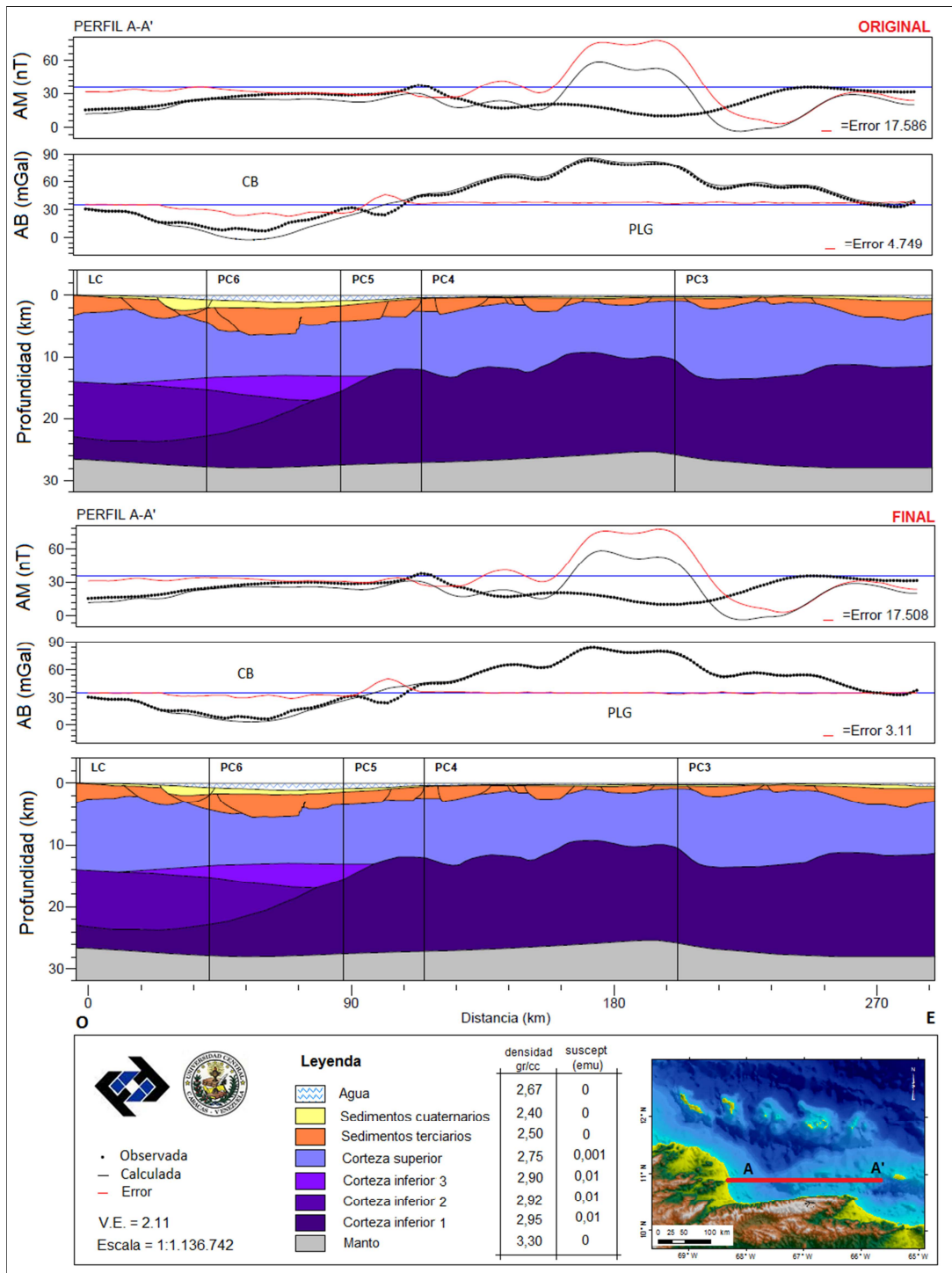


Figura 62. Modelado del perfil A-A' a partir de la integración de los resultados sísmicos, gravimétricos y magnéticos. Modelo inicial (superior) y modelo modificado (inferior). AB = anomalía de Bouguer; AM = Anomalía magnética; CB = Cuenca de Bonaire; PLG = Plataforma de La Guaira.

El modelo inicial se presenta en la Figura 62 (superior). La curva de gravedad calculada se ajusta a la curva de gravedad observada en mayor proporción en el extremo oriental del perfil correspondiente a la Plataforma de La Guaira. En la zona occidental, en la Cuenca de Bonaire, se observa un exceso en la curva de gravedad calculada en relación a la curva de gravedad observada, específicamente en la sección central de la cuenca, infiriendo la presencia de sedimentos de mayor densidad, o un paquete sedimentario menos grueso.

Magnani *et al.* (2009) definen el basamento cristalino como la isolínea de velocidades correspondiente a 5,5 km/s en el perfil de velocidades, profundizando de norte a sur, de 4 km desde las Antillas de Sotavento a 13 km en la zona más profunda de la Cuenca de Bonaire, reflejando un espesor máximo de sedimentos en la cuenca de 10 km, aproximadamente.

A partir de la interpretación de los perfiles sísmicos y posterior conversión de tiempo a profundidad de los horizontes, se obtuvo que para el perfil denominado PC1 en la zona correspondiente a la Cuenca de Bonaire, la profundidad máxima del basamento (reflector denominado R1) es de 6,7 km y el espesor máximo reportado es de 5,7 km, aproximadamente. Este último valor representa el 57% del espesor reflejado en el modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009). Dada la diferencia reportada entre ambos espesores, es necesario hacer retrospectiva acerca del proceso que nos permitió convertir los horizontes interpretados de tiempo a profundidad y numerar los factores que pudieron incidir en los resultados obtenidos: creación de pseudo pozos sobre el perfil PC5 e interpolación de los valores de profundidad obtenidos hacia áreas adyacentes (resto de los perfiles).

Lo ideal es contar con perfiles sísmicos y registros de pozos que permitan aplicar el proceso de conversión tiempo-profundidad como un amarre efectivo entre ambos grupos de datos. En este caso, debido a la falta de información de registros de pozos, fue necesario recurrir a métodos alternativos. A partir del perfil sísmico de reflexión PC5 y el modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009), se generaron seis pseudo pozos con sus respectivos pares tiempo-profundidad a lo largo del perfil, cargados a la base de datos creada en Geomerú (Geostratos). El programa, a partir de los pseudo pozos, realiza el proceso de conversión tiempo-profundidad a lo largo de toda el área de estudio a través de un proceso de interpolación, incluyendo los

horizontes interpretados en la totalidad de los perfiles sísmicos, lo que nos permite inferir que los resultados obtenidos hacia las áreas adyacentes al perfil PC5 tendrán mayor grado de incertidumbre a medida que se alejen del mismo. De igual forma, es preciso resaltar el carácter regional de los perfiles, que atraviesan diferentes provincias con características propias. El perfil de velocidades refleja las características de las islas y la Cuenca de Bonaire, mas no de la Plataforma de La Guaira. Aun teniendo presente estos factores, resulta importante afirmar que este método de conversión tiempo-profundidad permitió la integración de los resultados de la interpretación sísmica con los datos gravimétricos y magnéticos, plasmados en el modelaje, lo cual es un valor agregado a los productos obtenidos.

A partir de los pares tiempo (TWT) y profundidad obtenidos del modelo de velocidades para el pseudo pozo '125km' (Figura 26), se generó un gráfico y se obtuvo la ecuación de la curva. Se consideró este pseudo pozo ya que está cercano al corte perpendicular entre las líneas sísmicas PC5 (modelo de velocidades) y PC1 (perfil A-A'). Haciendo uso de dicha ecuación sobre el punto que representa el corte entre ambos perfiles sísmicos, se estimó el valor en tiempo doble de los reflectores que representan las principales interfases a modelar, esto para el caso del modelo presentado por Magnani *et al.* (2009) donde se conocen las profundidades, y en el caso del presente estudio se verificaron las profundidades resultantes del modelado gravimétrico/magnético integrando la interpretación sísmica, conociendo el tiempo en el cual se localizan los reflectores interpretados. Esta información se encuentra condensada en la Figura 63 donde se muestra la porción oriental del perfil PC1, sin interpretar (superior) e interpretado (inferior) y se indica el cruce del perfil PC5.

A partir de las profundidades reportadas en el modelo de velocidades, se indica en el perfil sin interpretar el tiempo doble en el cual deben estar los reflectores que representan las interfaces. Se presenta el gráfico profundidad vs. TWT y la tabla con los pares profundidad-TWT tanto para Magnani *et al.* (2009) como para el presente estudio (Figura 63). A nivel profundo, concuerdan las profundidades para los límites corteza inferior-corteza superior que para el punto de cruce entre los perfiles PC1 y PC5 se ubica entre 15 y 16 km, y para la interface de Moho la profundidad es de 27 km, aproximadamente. Conociendo estos valores de profundidades, se muestra el perfil PC1 sin interpretar y con la totalidad del tiempo de registro que es igual a 12000 ms

TWT, con la finalidad de correlacionar, a partir de los pares profundidad-TWT, reflectores que puedan relacionarse a dichos tiempos de registro. En este sentido, entre los 11000 y 11700 ms TWT, se observa un reflector fuerte que pudiera asociarse al Moho.

Se observan discrepancias a nivel del límite entre sedimentos cuaternarios y terciarios, así como también a nivel del basamento, denominadas a lo largo del texto como R4 y R1, respectivamente. Gorney *et al.* (2007), realizan una interpretación a lo largo del perfil sísmico PC5, y al sur de la cuenca de Bonaire infieren la profundidad del basamento a 6500 ms TWT, en concordancia con la profundidad reportada por el modelo de velocidades, zona donde la interpretación de los reflectores se dificulta por la característica caótica de los mismos.

La curva de anomalía gravimétrica (Figura 62) muestra valores entre 8 y 30 mGals en la Cuenca de Bonaire. Considerando los espesores de sedimentos que muestra el modelo de velocidades, la curva 'calculada' reporta valores mínimos de -21 mGals, lo que representa una diferencia de 30 mGals entre las curvas 'calculada' y 'observada', lo que puede inferir que existe un exceso de masa en el modelo. Este resultado permite interpretar el basamento a 3800 ms TWT, por encima del estimado según el modelo de velocidades (6600 ms TWT), consiguiendo una diferencia de 10 mGals entre ambas curvas, tal como se observa en el modelo original en la Figura 62

Adicionalmente, se realizaron ajustes al modelo original, reduciendo el espesor de la columna sedimentaria, traducido en una profundidad máxima del basamento igual a 5,5 km en la Cuenca de Bonaire, lo que representa una diferencia en el orden de los 3 mGals entre la curvas 'Calculada' y 'Observada'. El resultado se presenta en la Figura 64 donde se indica modelo 'Final'. Los cambios realizados a nivel de basamento entre el modelo original y el modelo final se presentan en la Figura 64.

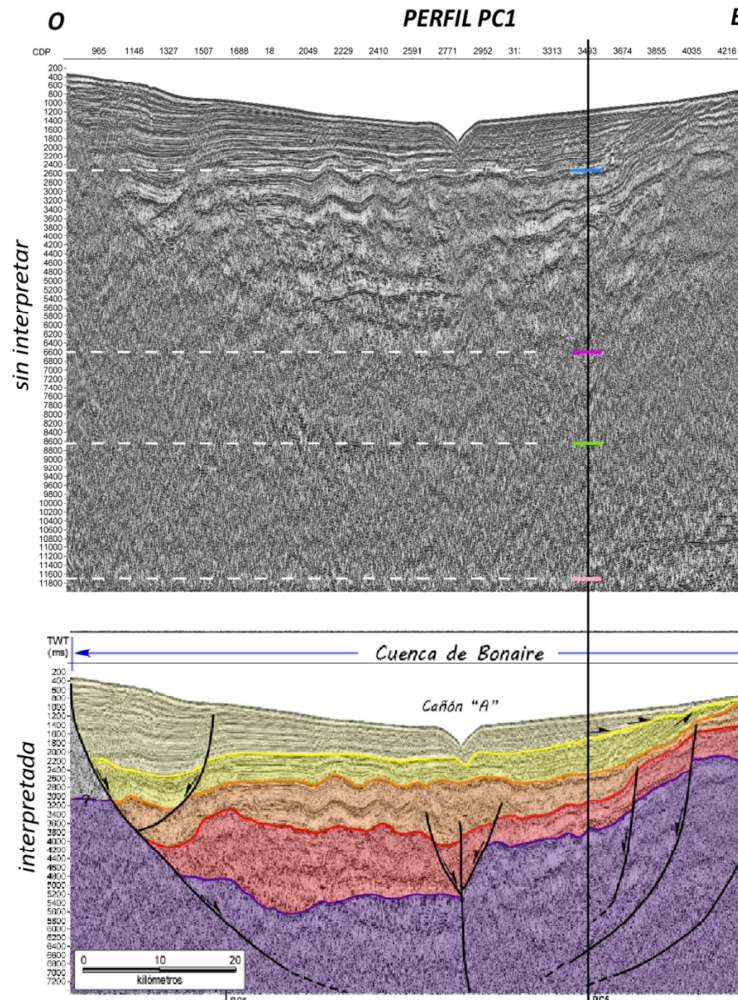


Gráfico Profundidad vs. TWT generado a partir del modelo de velocidades (Magnani et al (2009) para el pseudo pozo '125km'

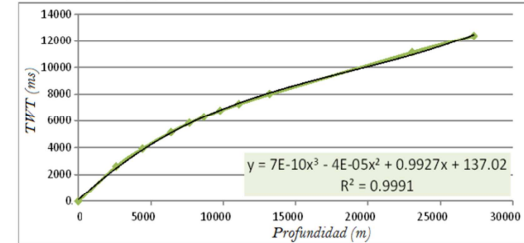
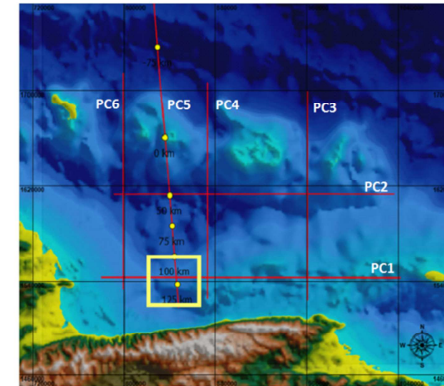


Tabla con pares Profundidad-TWT calculados a partir de la ecuación de la curva (gráfico superior) para los datos de Magnani et al (2009) y la interpretación sísmica del presente estudio

		Magnani et al. (2009)		Interpretación sísmica	
		Prof_m	TWT_ms	Prof_m	TWT_ms
R4	Sedimentos cuaternarios	2600	2460	1750	1755
R1	Sedimentos terciarios	9800	6683	4500	3858
	Corteza superior	16000	8647	15380	8490
	Corteza inferior	27400	11706	27450	11725

Manto



Área de estudio. Ubicación de pseudo pozos a lo largo del perfil PC5

Figura 63. Sector oriental del perfil PC1, sin interpretar (superior) e interpretado (inferior). Se indica el cruce del perfil PC5. Arriba se muestra el gráfico profundidad vs. tiempo generado a partir del modelo de velocidades (Magnani *et al.*, 2009) y se presenta una tabla con los pares profundidad-TWT a partir de la ecuación obtenida del gráfico superior para los datos de Magnani *et al.* (2009) y el presente estudio

Las profundidades y otras características de las unidades que conforman el modelo son las siguientes:

Manto

La máxima profundidad estimada para el manto es de 28 km al oeste del perfil, por debajo de la Cuenca de Bonaire, y la menor profundidad es de 25 km al este donde se ubica un ligero alto que coincide con la ubicación de la región central de la Plataforma de La Guaira. El cruce entre el perfil PC1 y PC5 a nivel del manto fue tomado como punto de referencia para el modelado de dicha superficie considerando la superficie definida para el Moho en el modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009), con un valor de 27,4 km aproximadamente.

Corteza inferior

El contacto corteza inferior - superior se encuentra a profundidades entre 9 y 23 km, variables a lo largo del perfil. Hacia el oeste la corteza inferior fue modelada considerando ligeros cambios en la densidad del material que constituye la misma, representada por el mismo tipo de material pero sometido a patrones de esfuerzos complejos, cuyos límites están bien demarcados en el perfil DE02 de deconvolución de Euler (Orihuela y García, 2011) paralelo a la ubicación de este perfil.

Corteza superior

La profundidad del basamento es variable a lo largo del perfil. Hacia la costa oriental de Falcón el basamento se ubica a 2,5 km de profundidad la cual aumenta hasta un máximo de 5,5 km en la Cuenca de Bonaire. Hacia el este el basamento se hace más somero, de 0,9 a 2,5 km, en la zona correspondiente a la Plataforma de La Guaira.

Sedimentos

El relleno sedimentario incluye sedimentos de edad terciaria y cuaternaria que comprende capas de densidad 2,4 hasta 2,5 gr/cc, respectivamente. Hacia el oeste los sedimentos están afectados por fallas que definen la geometría de graben

de la cuenca. Hacia la Cuenca de Bonaire el espesor de sedimentos es de aproximadamente 4,5 km y disminuye hacia la Plataforma de La Guaira.

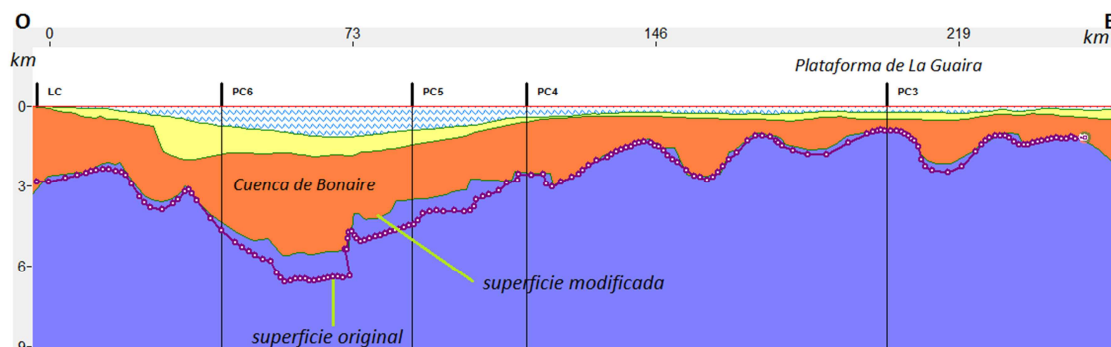


Figura 64. Modificación de la interfaz correspondiente al tope del basamento para el perfil A-A'. La línea punteada representa la superficie original, con datos aportados de la interpretación sísmica. La superficie modificada representa las variaciones realizadas a nivel de basamento.

4.4.2 Perfil B-B'

La ubicación del perfil B-B' coincide con el perfil sísmico PC2. El modelo se extiende en dirección este-oeste y tiene una longitud aproximada de 248 km. Presenta valores de anomalías gravimétricas entre 89 y 141 mGal, y anomalías magnéticas entre 26 y 76 nT. La estructura y rasgo geológico principal presente en el modelo es la Cuenca de Bonaire. El modelo inicial se presenta en la Figura 65. Realizando ajustes a nivel de basamento, el modelo final resultante se presenta en la Figura 66.

Las profundidades y otras características de las unidades que conforman el modelo son las siguientes:

Manto

La profundidad estimada para el tope del manto es de 24 km al oeste del perfil, y aumenta progresivamente hacia el este, a 26 km donde alcanza su máximo valor.

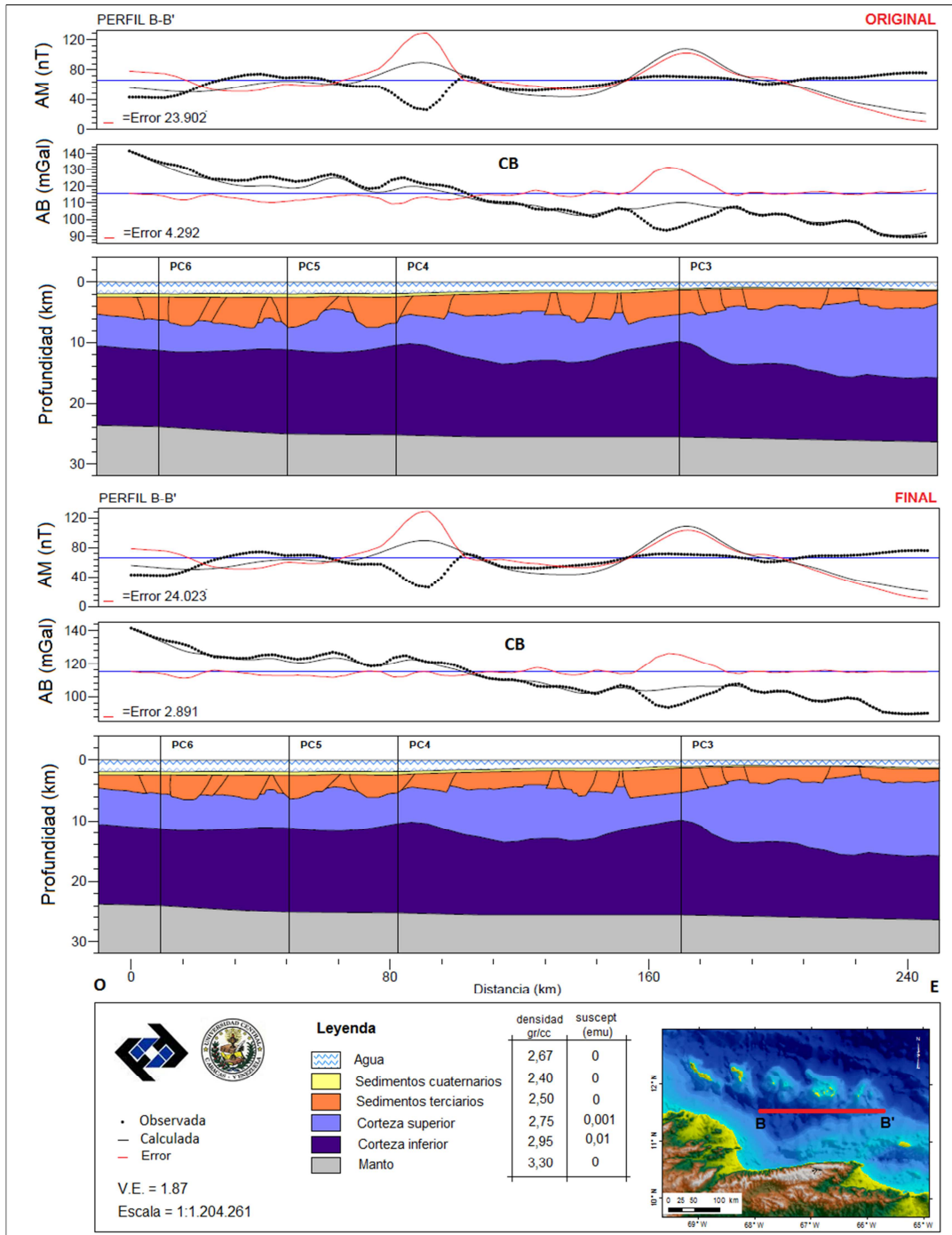


Figura 65. Modelado del perfil B-B' a partir de la integración de los resultados sísmicos, gravimétricos y magnéticos. Modelo inicial (superior) y modelo modificado (inferior). AB = anomalía de Bouguer; AM = Anomalía magnética; CB = Cuenca de Bonaire

Corteza inferior

El límite corteza inferior - corteza superior se encuentra a profundidades entre 10 km y 15,5 km, variables a lo largo del perfil, con un espesor promedio de 12 km. Este límite fue modelado a partir de la interpolación de los valores de profundidad reportados en los dos perfiles este-oeste de deconvolución de Euler, DE01 y DE02 (Capítulo 3, sección 3.4.1).

Corteza superior

La profundidad del basamento es variable a lo largo del perfil, en un rango entre 2,5 km y 6 km. La corteza superior es más espesa hacia el este del perfil, disminuyendo su espesor hacia el oeste. 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.

Sedimentos

El relleno sedimentario incluye sedimentos de edad terciaria y cuaternaria que comprende capas de densidad 2,4 hasta 2,5 gr/cc, respectivamente. El espesor de sedimentos varía de 1,2 km al este a 4,5 km hacia el oeste, donde alcanza su máximo valor.

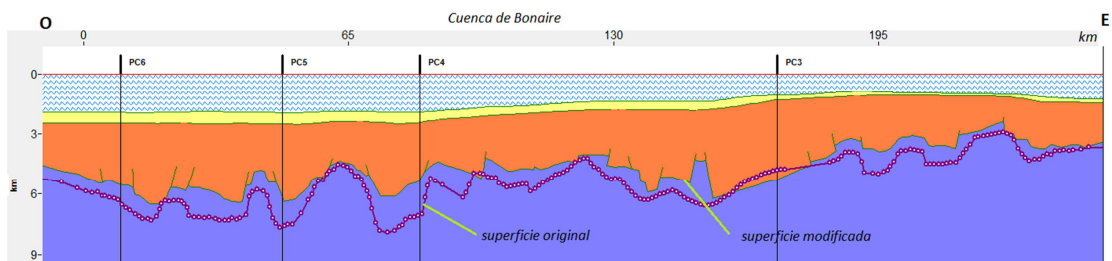


Figura 66. Modificación de la interfaz correspondiente al tope del basamento para el perfil B-B'. La línea punteada representa la superficie original, con datos aportados de la interpretación sísmica. La superficie modificada representa las variaciones realizadas a nivel de basamento.

4.4.3 Perfil C-C'

La ubicación del perfil C-C' coincide con el perfil sísmico PC3. El modelo se extiende en dirección norte-sur y tiene una longitud aproximada de 178 km. Presenta valores de anomalías gravimétricas entre 29 y 186 mGal, y anomalías magnéticas entre -74 y 73 nT. 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 67 (superior). Fueron realizadas modificaciones que permitieran ajustar la curva de gravedad. En este sentido, hacia el sur fue considerada la influencia de un sistema de fallas que pudieran representar la extensión oeste de La Tortuga, traducido en un cambio lateral de densidades a nivel de corteza. Hacia el norte, la curva de gravedad observada tiene un pico máximo de 186 mGal 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. Este cuerpo de alta densidad coincide con la ubicación relativa de un cuerpo de alta densidad modelado por Silver *et al.* (1975) 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.

Las profundidades y otras características de las unidades que conforman el modelo son las siguientes:

Manto

La profundidad de Moho aumenta de norte a sur, desde 21 km a 28 km. En la zona sur del perfil, la geometría modelada del manto muestra un alto y un bajo, en concordancia con la respuesta gravimétrica mostrada y concordante con el mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer. Una respuesta similar fue presentada en el modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009) 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.

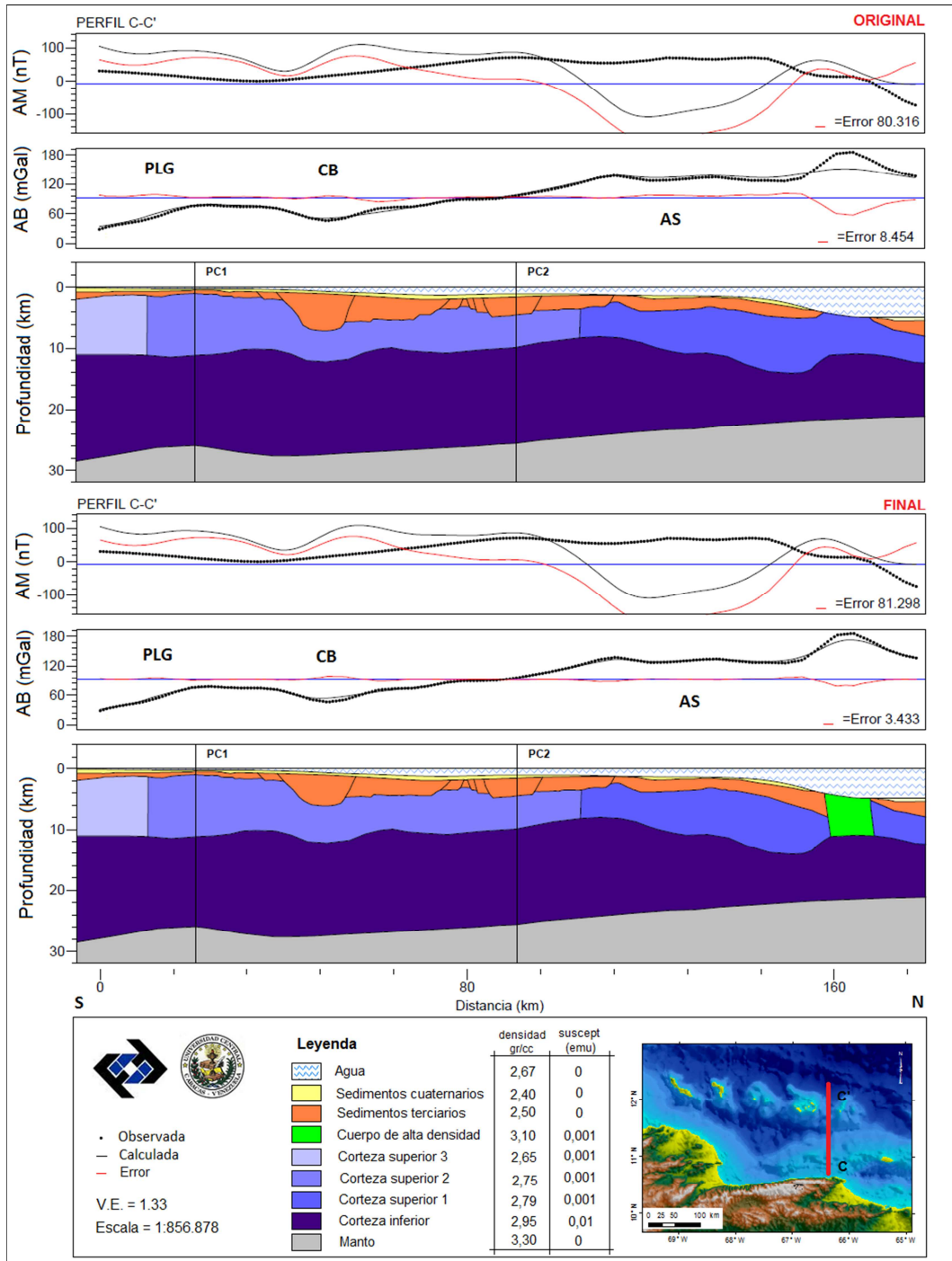


Figura 67. Modelado del perfil C-C' a partir de la integración de los resultados sísmicos, gravimétricos y magnéticos. Modelo inicial (superior) y modelo modificado (inferior). AB = anomalía de Bouguer; AM = Anomalía magnética; PLG = Plataforma de La Guaira; CB = Cuenca de Bonaire; AS = Antillas de Sotavento.

Corteza inferior

La profundidad del límite corteza inferior - corteza superior es variable en toda la extensión del perfil. Este límite fue modelado siendo fiel a los datos de entrada de los perfiles de deconvolución de Euler en la zona, correspondiente al perfil denominado DE03 (Capítulo 3, sección 3.4.1). 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 13 km.

Corteza superior

La profundidad del basamento se ubica en un rango entre 1 km y 7,2 km, siendo más somero al sur, correspondiente a la Plataforma de La Guaira y profundiza al norte hacia la Fosa de Los Roques.

Sedimentos

El espesor de sedimentos de edad terciaria y cuaternaria, varía de 0,8 km en la Plataforma de La Guaira a 5 km en la Cuenca de Bonaire. El gradiente es fuerte en la transición entre ambas provincias y se observa un depocentro sedimentario con una respuesta gravimétrica clara.

4.5 DISCUSIÓN

A partir de la interpretación de los perfiles sísmicos y los mapas gravimétricos/magnéticos se realizó la integración de los resultados obtenidos. El mapa estructural generado a partir de la interpretación sísmica (Figura 42) fue incorporado a los mapas de gravedad y magnetismo, tal como se presenta en la Figura 68. Dividiendo el área de estudio por provincias, es posible distinguir características propias de cada sector, tal como se detalla a continuación.

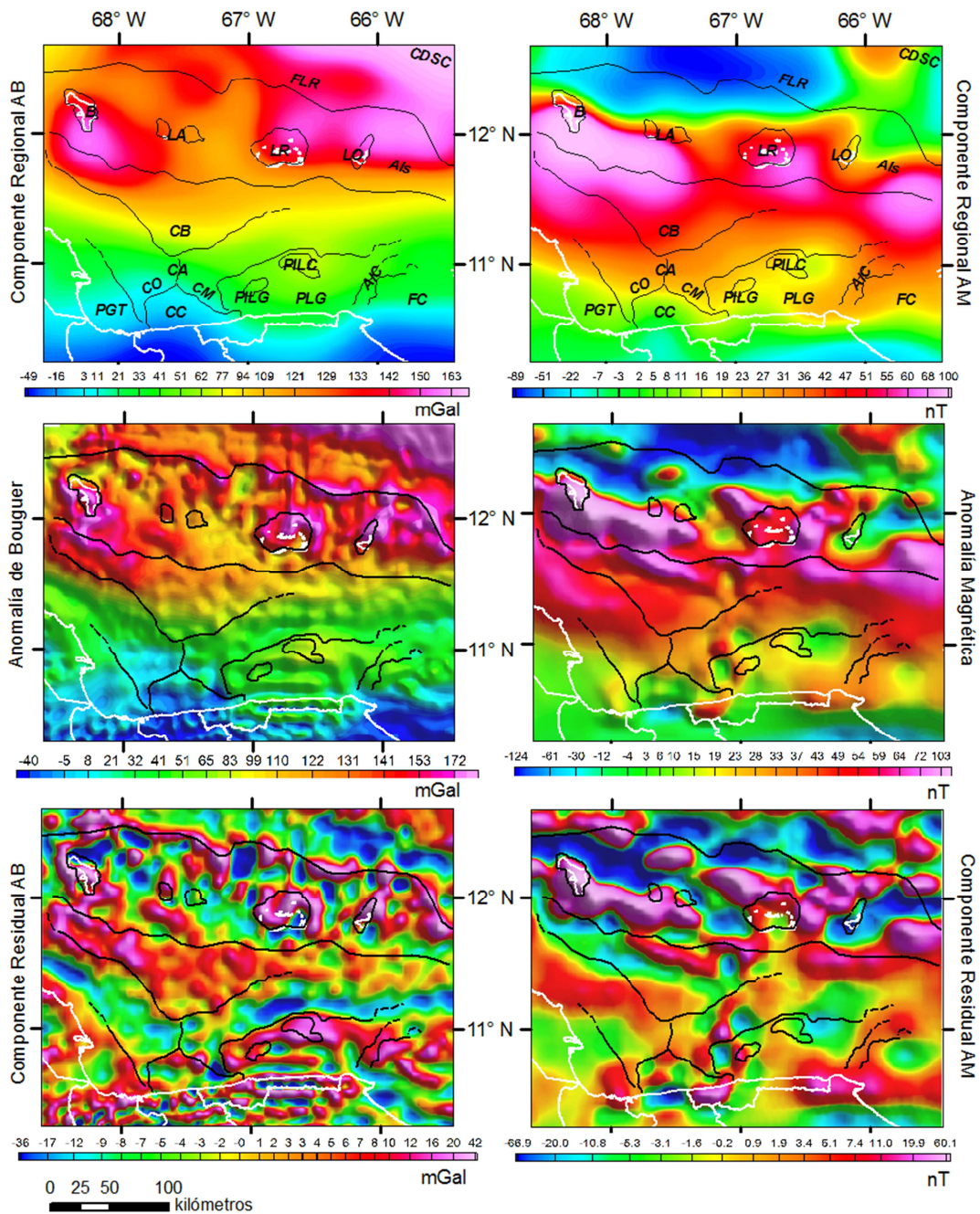


Figura 68. Integración del mapa estructural con la representación de las provincias presentes en la región (Figura 42) y los mapas de anomalía gravimétrica/magnética y sus componentes regionales/residuales. CDSC=Cinturón Deformado del Sur del Caribe; FLR=Fosa de Los Roques; B=Bonaire; LA=Las Aves; LR=Los Roques; LO=La Orchila; AIs=Arco de Islas; CB=Cuenca de Bonaire; PGT=Plataforma Golfo Triste; CC=Cuenca Choroni; PLG=Plataforma de La Guaira; PILG=Placer de La Guaira; PILC=Placer de Los Caracas; AIC=Altos de Codera; FC=Fosa de Cariaco; CA=Cañón 'A'; CO=Cañón de Ocumare; CM=Cañón de Mamo.

4.5.1 Fosa de Los Roques

La Fosa de Los Roques tiene una clara respuesta gravimétrica y magnética, que se manifiesta como una depresión caracterizada por valores mínimos de anomalía en una dirección preferencial NO-SE, con un depocentro al norte de las islas Los Roques y La Orchila que se observa en la componente residual de la anomalía de Bouguer. En los perfiles sísmicos norte-sur PC3, PC4 y PC5, la fosa se caracteriza por la presencia de una secuencia espesa de reflectores planos que se acuñan al sur contra el basamento de las islas, creando un fuerte contraste de impedancia que se evidencia en el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. 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).

El límite sur de la fosa, correspondiente a las Antillas de Sotavento, está bien definido a partir de una alineación de máximos gravimétricos en concordancia con el límite estructural trazado a partir de los perfiles sísmicos. A nivel magnético, los mínimos valores de anomalía de campo magnético total, entre -15 y -136 nT corresponden a la ubicación de la Fosa de Los Roques, afirmando la presencia de un espeso paquete sedimentario en la zona.

4.5.2 Antillas de Sotavento

A nivel gravimétrico y magnético, la totalidad de las Antillas de Sotavento no se presenta como un cuerpo continuo. La respuesta gravimétrica de Bonaire, caracterizada por valores positivos de anomalía, se extiende hacia el sur, y se evidencia tanto a nivel profundo como a nivel somero, tal como se observa en los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer y de la anomalía magnética. La isla Las Aves tiene afinidad gravimétrica y magnética con Bonaire, y se extiende probablemente al NO hacia Curazao.

Entre Las Aves y Los Roques se observan valores mínimos de anomalía que son consecuentes en los mapas gravimétricos/magnéticos, afirmando que existe 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. Las islas de Aruba, Bonaire y Curazao se levantan prominentemente por encima del nivel del mar, en contraste con las islas de Las Aves, Los Roques y La Orchila que tienen pocas áreas expuestas.

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. Este límite en el mapa de anomalía gravimétrica y magnética está caracterizado por la transición entre una alineación de máximos correspondiente a las islas y una disminución progresiva del gradiente hacia el sur.

Los bajos y altos de ACMT ubicados al norte y al sur de las Antillas de Sotavento, se asocian a la respuesta magnética de la Fosa de Los Roques y las islas Bonaire, Las Aves, Los Roques y La Orchila, respectivamente. A nivel somero, se observan depocentros de valores mínimos de anomalía entre las islas indicando acumulación de sedimentos en esos sectores, rodeados por valores máximos resaltando basamentos más someros 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).

4.5.3 Cuenca de Bonaire

Se presenta como una provincia alargada 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, evidenciado en los perfiles sísmicos. 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 dirección NO-SE al occidente del cañón "A", y en dirección NE-SO al oriente de dicho cañón submarino. En el modelo gravimétrico/magnético C-C' en esta porción se aprecia un basamento más profundo y un paquete sedimentario más espeso en concordancia con lo observado en el mapa residual gravimétrico. En dirección este-oeste, la línea sísmica PC1 hacia su extremo occidental, permite destacar un gran espesor de sedimentos que representan el límite sur de la Cuenca de Bonaire, y en este sentido se presenta en forma de graben.

La Cuenca de Bonaire y la Cuenca de Choróní al sur, están separadas por una alineación de máximos gravimétricos y la frontera física está dada por la presencia de los cañones de Ocumare y Mamo. Estos cañones están estrechamente relacionados con corrientes de turbidez con sedimentos del río Ocumare y los ríos Petaquire - Mamo, respectivamente (Sellier de Civrieux, 1971). La gran acumulación de sedimentos, evidenciado en los perfiles sísmicos y en los perfiles modelados, pueden por lo tanto haber sido arrastrados a través de dichos cañones, que a su vez se unen al norte mediante el estrecho y profundo cañón "A", con un importante aporte de turbiditas a la Cuenca de Bonaire. Si bien, la mayor parte de los sedimentos de la cuenca fueron derivados del continente, algunos pudieron provenir de las islas. Lidz *et al.*, (1969) tomaron muestras de núcleos entre Los Roques y Bonaire, y encontraron que las capas de turbiditas estaban compuestas por dos tipos de material: (1) cuarzo y areniscas detríticas ricas en feldespato, presumiblemente derivadas del continente y (2) areniscas foraminíferas presumiblemente derivadas de las islas.

Por debajo del Cañón "A" se distingue la presencia de una falla con un salto vertical que divide a la cuenca en este punto en dos sectores (Figura 33), caracterizados por la diferencia en profundidad del basamento. En la zona occidental el basamento es más profundo que hacia la parte oriental, representados por bajos y altos, respectivamente, en los mapas de anomalías gravimétricas.

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/magnético, el espesor máximo en la Cuenca de Bonaire está entre 4,5 km y 5 km. En líneas generales, los valores máximos reportados por los diversos autores están entre 2 km y 6 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, o a una subestimación en los valores de velocidades del basamento cristalino.

4.5.4 Plataforma de La Guaira

A lo largo de la Cordillera de La Costa se aprecia un cambio considerable en los valores de anomalías gravimétricas: negativos en la región occidental y valores positivos en la región oriental. Sellier de Civrieux (1971) destaca tres provincias fisiográficas a lo largo de la costa, denominadas: Plataforma de Golfo Triste, Cuenca de Choróní y Plataforma de la Guaira. Ambas plataformas de tipo erosional, se hallan separadas entre sí por la Cuenca de Choróní, cuyos declives abruptos parten desde la línea de costa entre los ríos Ocumare y Mamo (Capítulo 2, Sección 2.2.2).

Las evidencias principales del levantamiento reciente de la Cordillera de la Costa incluyen (Schubert *et al.*, 1977): (1) Existencia de rocas ígneas y metamórficas en su núcleo (hasta elevaciones de 2700 m sobre el nivel del mar) las cuales sólo pudieron formarse a grandes profundidades en la corteza terrestre (Morgan, 1969) y (2) la costa abrupta y recta del litoral central (entre Puerto Cabello y Cabo Codera), lo que representa un límite tectónico entre dos bloques de la corteza terrestre en movimiento relativo, separados por el sistema de fallas de San Sebastián. La reducción progresiva de la planicie submarina y de la plataforma continental actual hacia el oeste, sugiere una mayor subsidencia hacia la Cuenca de Choroni, la cual parece representar la zona de mayor hundimiento cortical cerca de la costa, conectada fisiográficamente con la Cuenca de Bonaire (Sellier de Civrieux, 1977).

En base a los datos gravimétricos y los perfiles sísmicos de reflexión, específicamente los perfiles PC3, PC4 y PC5, en torno a la presencia de una falla transcurrente en dirección este-oeste, al norte de la Falla San Sebastián en el sector correspondiente a la Plataforma de la Guaira, no es posible confirmar la existencia de la misma como una continuación al oeste de la Falla La Tortuga, en parte, debido a las limitaciones en cuanto a: (1) escala de trabajo que ofrecen los datos gravimétricos/magnéticos, los cuales poseen una distancia entre estaciones de 3,7 km; (2) el número de perfiles sísmicos de reflexión es limitado, ofreciendo poca cobertura de información en el área. Lo que sí es evidente en los mapas de anomalías gravimétricas es la alineación de máximos y mínimos en dirección este-oeste, correspondiente a la ubicación del sistema de fallas de San Sebastián, y la presencia de una alineación de máximos y mínimos al norte de la Falla San Sebastián, que en el perfil C-C' fue modelado como un cambio lateral de densidades a nivel de corteza, sin cortar los sedimentos. Es necesario recurrir a registros sísmicos marinos que permitan, en una escala de trabajo más detallada, verificar si los sedimentos más recientes están afectados o no por fallas.

Al este de la Plataforma de La Guaira, una alineación de altos magnéticos en el mapa residual, en dirección este oeste, es indicativo de la presencia de un cinturón de rocas ígneas que se extiende paralelo a la costa a lo largo de la Bahía de Unare, desde Cabo Codera hacia el este (Ball *et al.*, 1971).

Una vez culminados los tres modelos gravimétricos/magnéticos, fueron exportados los valores correspondientes a cada una de las interfases modeladas, con la finalidad de realizar mapas en profundidad del basamento, límite corteza inferior - corteza superior y la discontinuidad de Moho, para comparar los resultados obtenidos con la información compilada por autores previos.

4.5.5 Basamento

La interfase que define el tope del basamento propuesta en el presente estudio, se observa en la Figura 69 y contempla la información producto del modelado gravimétrico/magnético de los perfiles A-A', B-B' y C-C'. 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 alargada de la misma al sur de las Antillas de Sotavento, volviéndose estrecha hacia la costa.

A nivel de la corteza inferior, corteza superior y basamento, es posible diferenciar como la Cuenca de Bonaire se localiza en una zona profunda en relación a su extremo oriental representado por la Plataforma de La Guaira, un alto estructural claramente diferenciado tanto en los datos sísmicos como gravimétricos, y su extremo occidental, representada por la continuación en tierra de la Cuenca de Falcón. La cuenca Falcón-Bonaire, estructura de tendencia NE-SO, es el resultado de esfuerzos extensionales en dirección norte-sur (Audemard, 1998), confirmado a partir de estudios sísmicos y gravimétricos realizados por Bezada *et al.* (2008), y evidenciado en el presente estudio. A comienzos del Mioceno medio, subsidencia tectónica y magmatismo cesaron en la Cuenca de Falcón y la subsidencia termal pudo ser la responsable de la profundización de la Cuenca de Bonaire (Biju-Duval *et al.*, 1982), mientras que la Cuenca de Falcón comenzaba a invertirse.

Gorney *et al.* (2007) resumen la actividad tectónica del Cenozoico en tres fases principales: la primera fase comprende la apertura intraarco de la Cuenca Falcón-Bonaire en el Eoceno tardío-Oligoceno, asociada al sistema de fallas normales en dirección este-oeste activas durante el Paleógeno.

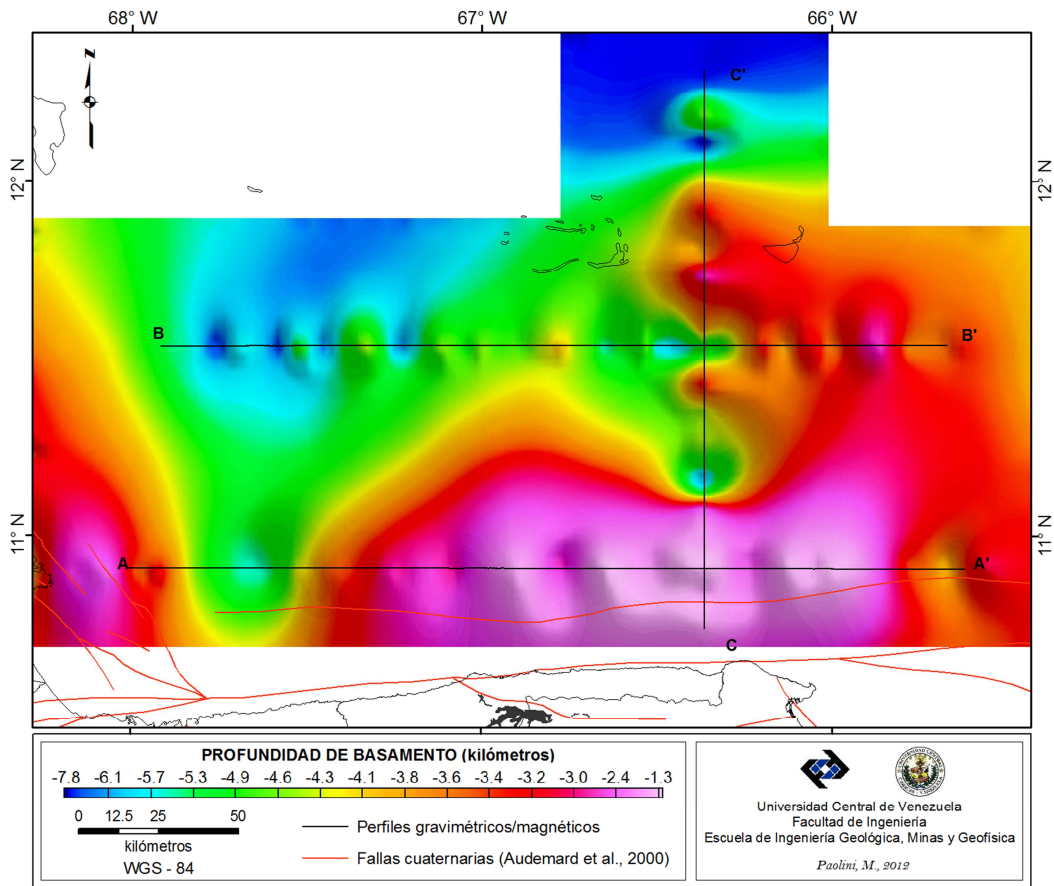


Figura 69. Mapa del basamento en profundidad realizado a partir de los modelos gravimétricos-magnéticos.

En los perfiles sísmicos, la fase Eoceno-Oligoceno está caracterizada por un período 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 Paleógena 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 período 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 período, el conjunto de fallas normales denominadas familia A 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. Este avance del frente compresivo hacia el norte provocó la desestabilización de taludes pre-existentes y la generación de fallas normales lístricas con buzamiento hacia la cuenca que son características de la costa oriental de Falcón, representado por el cinturón de deformación de La Vela (Gorney *et al.*, 2007).

4.5.6 Corteza inferior

La interfase corteza inferior - corteza superior propuesta en este estudio se observa en la Figura 70 y contempla la información producto del modelado gravimétrico/magnético de los tres perfiles, A-A', B-B' y C-C', que a su vez se basó en información de perfiles de deconvolución de Euler (Figura 31) a lo largo del área de estudio (Orihuela y García, 2011). La profundidad de la interfase varía de 8 km, entre Los Roques y La Orchila, a 24 km al sur de la Cuenca de Bonaire y se extiende incluso al suroeste por debajo del continente. Destacan las alineaciones en dirección norte-sur en la zona central del área de estudio y un alto bien definido hacia la Plataforma de La Guaira (Figura 70).

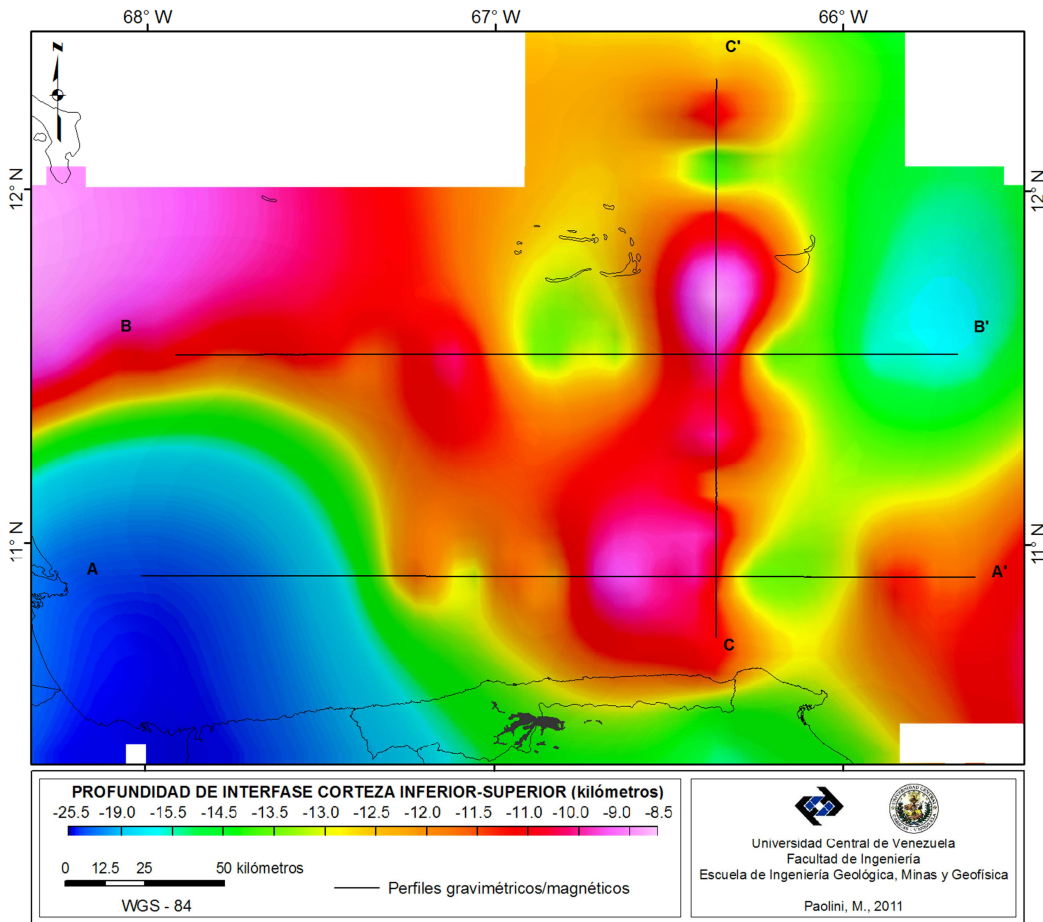


Figura 70. Mapa de la interfase corteza inferior - corteza superior en profundidad realizado a partir de los datos extraídos de los modelos gravimétricos-magnéticos.

4.5.7 Manto

Magnani *et al.* (2009), a partir de datos de sismica de gran ángulo (proyecto BOLIVAR, Figura 71a), modelaron la interface 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. Desde las islas hacia la cuenca de Bonaire, el Moho presenta un alto en el centro de la cuenca de 24 km y en este punto comienza a profundizar nuevamente al sur hasta alcanzar los 44 km en el continente (Figura 71b), lo que representa un aumento de la profundidad de 20 km en 100 km de distancia.

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.

Comparando las profundidades obtenidas según Magnani *et al.* (2009) y Schmitz *et al.* (2008) a lo largo del perfil, tal como se aprecia en la Figura 71, se observa coincidencia a nivel de la Cuenca de Bonaire pero no a nivel de la Cordillera de La Costa, ya que Magnani *et al.* (2009) interpretan la zona debajo de las reflexiones profundas como material de la corteza inferior.

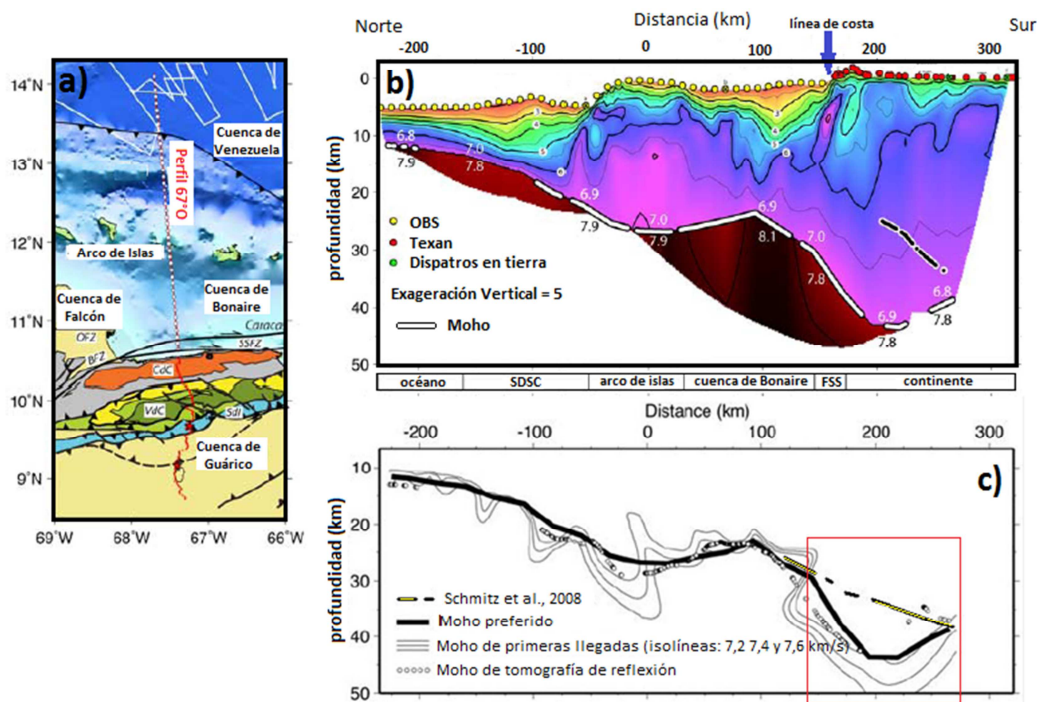


Figura 71. (a) Ubicación geográfica del perfil de velocidades Magnani et al. (2009). (b) Perfil de velocidades y profundidad de Moho (Magnani et al., 2009). (c) Comparación en la profundidad del Moho utilizando el método de tomografía de reflexión, Moho propuesto por Magnani et al. (2009) (línea negra gruesa) y Moho propuesto por Schmitz et al., (2008) (Schmitz, 2011).

La interfase de Moho propuesta en este estudio se observa en la Figura 72 y contempla la información producto del modelado gravimétrico/magnético de los tres perfiles, A-A', B-B' y C-C', de donde fueron extraídos los valores correspondientes a la profundidad del límite corteza-manto con el fin de realizar un mapa en profundidad de dicha interfase. Igualmente, fueron incorporados los datos de profundidad de Moho según Magnani *et al.* (2009) a lo largo del perfil PC5, así como también los datos en continente de Schmitz *et al.* (2008).

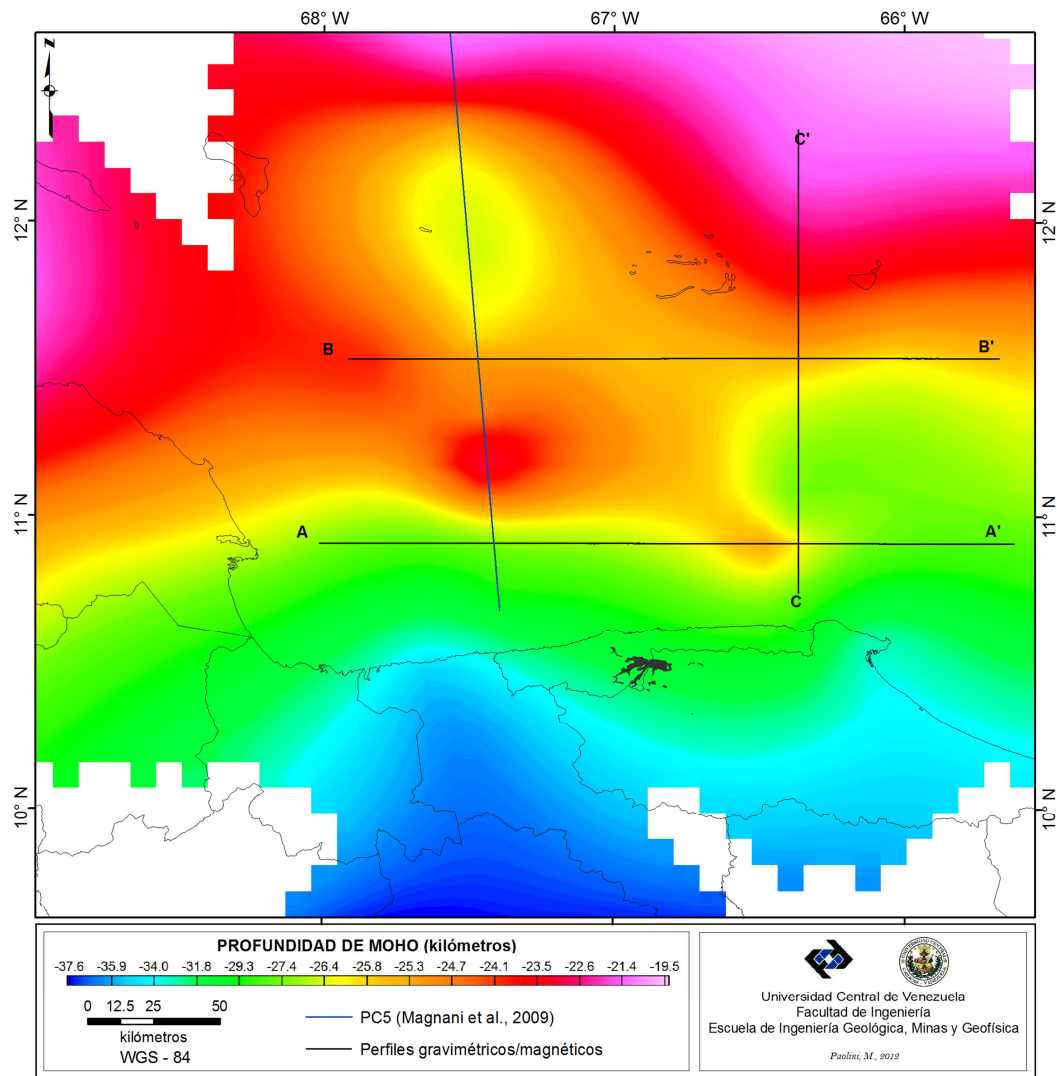


Figura 72. Mapa de Moho en profundidad, realizado a partir de los modelos gravimétrico-magnéticos. El perfil PC5 corresponde a Magnani *et al.*, (2009).

La profundidad de Moho varía de 21 km, al NE de las Antillas de Sotavento, a 38 km al sur, en el continente. Este mapa nos muestra un bajo estructural entre Las Aves y Los Roques, entre 25 km y 27 km, cónsono con la geometría del mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer. Es en este sector donde ocurre la división en dos provincias de las islas: Bonaire-Las Aves y Los Roques-La Orchila. El espesor de la corteza por debajo de las islas puede explicarse por el engrosamiento de la misma producto de un período de subducción o por el apilamiento de las capas sobrecorridas (Peter, 1972).

La profundidad de las fuentes gravimétricas regionales a partir del análisis espectral reporta un valor de 24 km, aproximadamente, para la interfase de Moho, cónsono con las profundidades estimadas en el centro de la Cuenca de Bonaire. La región central de la cuenca presenta un alto de 24 km, y aumenta progresivamente su profundidad al sur, hasta llegar a 38 km en continente. En la Plataforma de La Guaira se aprecia un ligero alto de 25 km que disminuye en dirección sur. Al sur del área de estudio, paralelo a la costa y en continente, la tendencia de Moho no es estrictamente lineal en dirección este-oeste, sino que se observan altos y bajos caracterizados por longitudes de onda larga, correlacionable con el mapa de la componente regional de la anomalía gravimétrica, y que indica un Moho más profundo al sur de la Cuenca de Bonaire hacia la costa (33 km) que se vuelve más somero hacia la Plataforma de La Guaira (28 km).

De trabajos previos, fue extraída información referente a la profundidad de Moho en la región centro norte costera de Venezuela (Arongunmati, 2006; Niu *et al.*, 2007; Schmitz *et al.*, 2008; Magnani *et al.*, 2009) así como también los resultados del presente estudio (Tabla 16). Fueron tomados algunos sectores representativos, tal como se muestra en la Figura 73.

Tabla 16. Profundidad de Moho en la región centro norte costera de Venezuela según Arongunmati, 2006; Niu et al., 2007; Schmitz et al., 2008; Magnani et al., 2009 y los resultados obtenidos en el presente estudio.

AÑO	AUTOR(ES)	SECTORES								km
		1	2	3	4	5	6	7	8	
		Las Aves	CBcentro	CBsur	costa	tierra	FLR	Alsur	PLG	
2006	Arongunmati	26-28	24-26	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	
2007	Niu et al.	25-27	23-25	26-28	28-30	32-34	25-27	27-29	30-32	
2008	Schmitz et al.	30-32	28-30	29-31	32-35	37-39	s/i	32-30	35-36	
2009	Magnani et al.	25-27	23-25	28-31	33-36	40-42	s/i	s/i	s/i	
2011	Presente estudio	25-27	23-25	28-29	32-35	37-39	21-22	24-26	28-30	

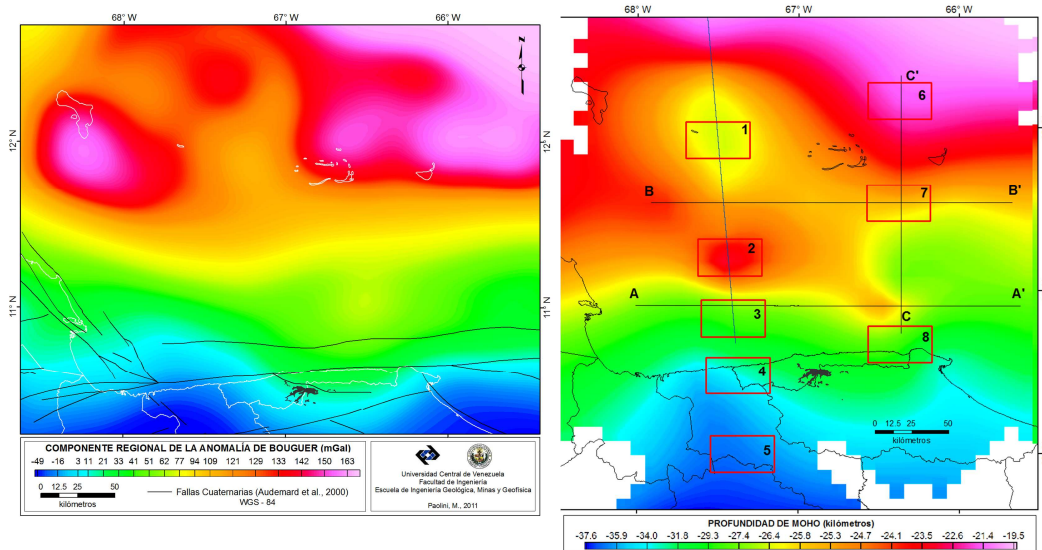


Figura 73. Profundidad de Moho reportada por diferentes autores (Arongunmati, 2006; Niu *et al.*, 2007; Schmitz *et al.*, 2008; Magnani *et al.*, 2009) indicada en la Tabla 16, por sector (derecha). Mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer como referencia (izquierda). CBcentro=Cuenca de Bonaire, centro; CBsur=Cuenca de Bonaire, sur; FLR=Fosa de Los Roques; ALSur=Arco de islas, sur; PLG=Plataforma de La Guaira.

La principal diferencia en los valores reportados se presenta a lo largo de la Cordillera de La Costa. La tendencia general que presentan Niu *et al.* (2007) muestra un Moho más somero al oeste, al sur de la Cuenca de Bonaire en la costa (estación TURV = 25 km), y más profundo al este, Plataforma de La Guaira - Cabo Codera (estación BIRV = 40 km). Schmitz *et al.* (2008) presentan un Moho profundo al sur de la Cuenca de Bonaire (35 a 37 km) que se vuelve más somero en la región central de la Cordillera de La Costa (35 a 32 km) y vuelve a profundizar hacia Cabo Codera (35 a 37 km). Es esta tendencia la que refleja el mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer: Moho profundo al sur de la cuenca que se

vuelve más somero en la Plataforma de La Guaira, incluso con extensión al sur abarcando parte del continente y vuelve a profundizar al este, hacia Cabo Codera. La diferencia radica en la delimitación del alto estructural que presenta el Moho en esa región, donde la cobertura en el caso de los resultados de Schmitz *et al.* (2008) es baja y donde el mapa regional gravimétrico permite definir con mayor claridad la geometría de dicha interfase.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

La interpretación integrada a partir de datos geofísicos en la plataforma centro norte costera de Venezuela, que incluyen líneas sísmicas de reflexión 2D, datos gravimétricos y magnéticos derivados de modelos combinados que integran datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales, así como también la integración de información batimétrica, geológica y resultados previos derivados por diversos autores en el área, permite destacar las siguientes conclusiones:

- Las Antillas de Sotavento, caracterizadas por valores positivos de anomalías gravimétricas y magnéticas, entre 130 y 200 mGals, y entre 90 y 213 nT, respectivamente, no se presentan como un cuerpo continuo. 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.
- La Cuenca de Bonaire se presenta como una provincia alargada que se extiende al sur de las Antillas de Sotavento desde Curazao hasta La Orchila, con un máximo espesor de sedimentos de 5 km, a partir del modelado gravimétrico/magnético e integrando la interpretación de los perfiles sísmicos de reflexión.
- La Cuenca de Bonaire y la Cuenca de Choroní están separadas por una alineación de máximos gravimétricos y la frontera física está dada por la presencia de los cañones de Ocumare y Mamo. Ambos cañones se unen al norte a través del cañón "A" y por debajo de este cañón se distingue la presencia de una falla con un

salto vertical que divide a la cuenca en dos sectores caracterizados por la diferencia en profundidad del basamento: En la zona occidental, el basamento es más profundo y el espesor de las unidades correspondientes al Paleógeno y al Mioceno temprano, U1 y U2 respectivamente, es mayor que en la región oriental de la cuenca, donde el basamento es más somero, lo que permite inferir que la falla fue activa durante la depositación de ambas unidades y presentó mayor actividad durante el Paleógeno. Dado que los reflectores correspondientes al Mioceno medio-tardío al Reciente no se ven afectados por la falla, permite indicar que la misma fue activa hasta el Mioceno medio.

- La Plataforma de La Guaira se presenta como una estructura caracterizada por valores positivos de anomalías gravimétricas en un rango comprendido entre 40 y 83 mGal. La delimitación de la Plataforma de La Guaira es consecuente con la interpretación de los perfiles sísmicos de reflexión, el mapa estructural y los mapas de anomalías gravimétricas/magnéticas, con una fuerte expresión dominada por altos de anomalía, perfectamente demarcados en el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer, que delimita la frontera entre la Cuenca de Bonaire y la plataforma. La Plataforma de La Guaira no se presenta como un cuerpo continuo, es posible diferenciar a nivel gravimétrico, sísmico y batimétrico altos estructurales localizados que representan los Placeres de La Guaira, Los Caracas y los Altos de Codera.

- Los mapas de anomalías gravimétricas permiten confirmar la existencia de dos dominios a lo largo de la costa central del país: uno caracterizado por valores negativos de anomalías al oeste del poblado de Uricao, y otro al este representado por valores positivos, indicando subsidencia y levantamiento, respectivamente. El límite entre ambos dominios se extiende de norte a sur, desde las Antillas de Sotavento, entre las plataformas de Las Aves y Los Roques, pasando por la línea de costa y prolongándose al sur, hasta la Serranía del Litoral.

- La interfase que define el tope del basamento está en un rango comprendido entre 1 a 8 km, y es variable a lo largo de la zona de estudio. El mapa en profundidad del basamento permite tener una visión regional del comportamiento de las cuencas, observando la forma alargada de la misma al sur de las Antillas de Sotavento, volviéndose estrecha hacia la costa.

- 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. En la Plataforma de La Guaira se aprecia un ligero alto de 25 km, aumentando la profundidad de la interfase hacia el sur. Al sur del área de estudio, paralelo a la costa y en continente, la tendencia de Moho no es estrictamente lineal en dirección este-oeste, sino que se observan altos y bajos caracterizados por longitudes de onda larga, correlacionable con el mapa de la componente regional de la anomalía gravimétrica, y que indica un Moho más profundo al sur de la Cuenca de Bonaire hacia la costa (33 km) que se vuelve más somero hacia la Plataforma de La Guaira (28 km) y vuelve a profundizar al este, hacia Cabo Codera (32 km).

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Aggarwal, Y. (1983). Neotectonics of the southern Caribbean: recent data, new ideas. *Acta Científica Venezolana*. 34(1):17 (Resumen).
- Aguerrevere, S. E. (1972). Expresión topográfica del fondo submarino frente a La Guaira y relación con algunos terremotos. VI Conf. Geol. Caribe, Porlamar, 1971, Mem., 372-374.
- Altez, R. (1998). Cronometrización extemporánea: los sismos del 26 de marzo de 1812 en Caracas y Mérida, *Revista Geográfica Venezolana*, 39 (1-2): 297-325.
- Altez, R. (2005). Todo lo que se movió en 1812 en la placa del Caribe: sismos, volcanes y transmisión de energía. *Revista Geográfica Venezolana*, Universidad de los Andes Vol. especial: 143 - 170.
- 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.
- Aubouin, J., Baltuck, M., Arnott, R.J., Bourgois, J., Filewicz, 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. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Alea Sismique du Nord-ouest du Venezuela (Système de failles de Oca-Ancon). PhD 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 géodynamique de la facade nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'histoire géologique du Bassin de Falcon, Venezuela: Proceedings, XIV Caribbean Geological Conference, Trinidad, 1995, Port of Spain, Geological Society of Trinidad and Tobago, 327- 340.

- Audemard, F. A., (1999). Nueva percepción de la sismicidad histórica del segmento en tierra de la falla de El Pilar, Venezuela nororiental, a partir de primeros resultados paleosísmicos. VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Mérida, Venezuela, 10 p.
- Audemard, F. A. (2001). Quaternary tectonics and stress tensor of the northern inverted Falcón Basin, northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology*, Special Memorial Issue to Paul Hancock, 23, 431-453.
- Audemard, F. A. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. 11 Congreso Venezolano de Geofísica, 8 p.
- 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., 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., Rendón, 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.
- Ball, M. M., Harrison, C. G. A. y Supko, P. R. (1969). Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature* 223, 167-168.
- Ball, M. M., Harrison, C.G.A., Supko, P. R., Bock, W., y Maloney, N. (1971). Marine geophysical measurement on the southern boundary of the Caribbean Sea, in Donnelly, T.W. ed., *Caribbean geophysical, tectonic and petrologic studies: Geol. Soc. America Mem.* 130, 1-33.
- Barba, L. (1990). Radiografía de un sitio arqueológico. Instituto de Investigaciones Antropológicas. México. Universidad Nacional Autónoma de México. 140 p.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, Binder, J. B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S. H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G., Weatherall, P. (2009). Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS, *Marine Geodesy*, 32:4, 355-371.
- Beets, D. J. (1972). Lithology and stratigraphy of the Cretaceous and Danian succession of Curaçao. En: *Natuurwetenschappelijke Studiekkring voor Suriname en de Nederlandse Antillen* 70:1-153.
- Beltrán, C. (1993). Mapa Neotectónico de Venezuela, escala 1:2.000.000, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas -FUNVISIS-, Caracas, Venezuela.

- Beltrán, C. y Giraldo, C. (1989). Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. VII Cong. Geol. Venezolano, Barquisimeto, Venezuela, 3:1000-1021.
- Bezada, M., Schmitz, M., Jácome, M.I., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, north western Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Geodynamics* 45, 191-200.
- Biju-Duval, G., Mascle, A., Montadert, L., y Wannesson, 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.
- 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.
- 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., Holcombe, T. L., y Martin, R. G. (1984). Map of Geologic provinces in the Caribbean region". En: *Geol. Soc. Am. Memoir* 162. The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics. 1-30.
- Centeno, M. (1940). Estudios sismológicos. 2ª edición (1969): aumentada y corregida. Biblioteca de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Volumen VIII, Caracas.
- Centeno, M. (1969). Estudios Sismológicos. Academia Nacional de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, segunda edición. Caracas, Venezuela, 365 p.
- Chakraborty, K. y Agarwal, B. N. P. (1992). Mapping of crustal discontinuities by wavelength filtering of the gravity field. *Geophysical Prospecting*, 41, pp. 801-822.
- Choy, J., Palme, C, Guada, C., Klarica, S. y Morandi, M. (2010). Macroseismic Interpretation of the 1812 Earthquakes in Venezuela Using Intensity Uncertainties and A Priori Fault-Strike Information. *Bull of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 1, 241-255
- Diebold, J. B., Stoffa, P. L., Buhl, P. y Truchan, M. (1981). Venezuela Basin crustal structure. *Journal of Geophysical Research*. V. 86, 7901-7923.
- Diebold J. y Driscoll N. (1998). Deformation of the Caribbean Region: One plate or two?. *Geology*, Vol 26, Nro 11, p. 1043-1046.

- 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.
- Donnelly T. (1994). The Caribbean Sea Floor. Caribbean Geology: An Introduction. U.W.I Publisher Association, Kingston.
- Draper, G., Jackson, T. A., y Donovan, S. K. (1994). Geologic provinces of the Caribbean region. En Donovan, S. K., y Jackson, T. A. (Eds.), Caribbean Geology: An Introduction: Jamaica. Univ. West Indies Publ. Assoc., 3-12.
- Draper, G., Gutiérrez, G. y Lewis, J. F. (1996). Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal?. *Geology*, 24, 1143-1146.
- Draper, G. y Gutiérrez, G. (1997). La estructura del cinturón de Maimón en la Isla de La Española y sus aplicaciones geodinámicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 10(3-4), 79-97.
- 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.
- 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., Mann, P. y Bolivar Group (2004). Tectonic reconstructions of sedimentary basins associated with the proto- Maracaibo and proto-Orinoco rivers: New constraints from Bolivar and Gulfex seismic data (abs.): American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, CD-ROM.
- 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
- Fiedler, G. (1961). Áreas afectadas por terremotos en Venezuela. III Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1959, (4): 1791-1810.
- Frisch, W., Meschede, M. y Sick, M. (1992). Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104 (10), 1301-1314.

- FUNVISIS. (2009). The Mw 6.4 Tucacas, Venezuela Quake of September 12, 2009. Engineering Research Institute (EERI). Newsletter (2009). Earthquake November 2009 Volume 43, Number 11.
- García, A. (2009). Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales Tesis (Ingeniero Geofísico). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 175 p.
- 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., Beccaluva, L., Coltorti, M. y Siena, F. (1999). Caribbean plate evolutionary model for Caribbean PT Web Page. 6 p.
- 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.
- González 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, P. Mann, M. B. Magnani, y grupo de estudio (2007), Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology, AAPG Bull., 91, 653 - 684.
- Grases, J. (1990). Terremotos destructores del Caribe 1502-1990. Orcyt (UNESCO), Montevideo, Uruguay. 132 p.
- Grases, J., Altez, R. y Lugo, M. (1999). Catálogo de sismos sentidos o destructores de Venezuela 1530-1998. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Edición. Innovación Tecnológica. Vol. XXXVII. 654 p.
- Hernández, J. J. (2009). Revisión de la sismicidad y modelo sismogénico para actualización de las evaluaciones de amenaza sísmica en la región norcentral de Venezuela. IX Congreso Venezolano de Sismología e Ing. Sísmica, pág. 15.
- Hernández, J. J. y Schmitz, M. (2011). Calibración de la amenaza sísmica en Caracas y del nuevo modelo sismogénico regional mediante análisis de recurrencia de intensidades macrosísmicas. Boletín Técnico IMME.
- Hippolyte, J.C., y Mann, P. (2011) Neogene-Quaternary tectonic evolution of the Leeward Antilles islands (Aruba, Bonaire, Curacao) from fault kinematic analysis, Marine Petroleum Geol., 28, 259-277, 2011, doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.06.010, #2075.
- 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, in 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. In: 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.
- Levander, A., Schmitz, M., Avé Lallemand, H., Zelt, C.A., Sawyer, D.S., Magnani, M.B., Mann, P., Christeson, G.L., Wright, J.E., Pavlis, G.L. y Pindell, J., 2006. Evolution of the southern Caribbean Plate boundary. *Eos Trans. AGU* 87, 97-100.
- Lidz, L.; Charm, W. B.; Ball, M. M.y Valdes, S. (1969). Marine basins off the coast of Venezuela: *Marine Sci. Bull.*, v. 19, 1-17.
- Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press. 158 p.
- 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., *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.
- Maloney, N. J. (1965). Geomorphology of the central coast of Venezuela: *Bol. Inst. Oceanog. Univ. de Oriente*, v. 4, 246-265.
- Mann, P. (1999). Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting. In: Mann, P. (Ed.), *Sedimentary Basins of the World*, 4, Caribbean Basins, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 3-31.
- Martin-Kaye, P. H. A. (1969). A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 10, 172-206.
- 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., Lühr, H., Milligan, P., Mogren, S., Müller, R., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébaud, E. y F. Caratori. (2009) EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine measurements. *Journal of Geophysical Research*. Estados Unidos. DOI: 10.1029, 30 pp.
- Meschede, M. y Frisch, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate *Tectonophysics* 296, 269-291.
- Minster, J. y Jordan, T. (1978). Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83:5331-5354.
- Molnar, P. y Sykes, L. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and Seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80:1639-1684.
- Morgan, B. A., (1969). Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela. *Bol. Geol., Caracas*, 10(20): 3-136.
- Muessig, K. (1984). Paleomagnetic Data on the Basic Igneous of the Central Falcon Basin, Venezuela. *Geological Society of America, Boulder, CO, Memoirs*, 162, 231-237.
- Nafe, J. E., y Drake, C. L. (1963). Physical properties of marine sediments, in *The Sea*, Vol. 3, edited by M. N. Hill, Interscience, New York. 794-815.
- Niu, F., Baldwin, T., Pavlis, G., Vernon, F., Rendón, H. y Levander, A., (2007). Receiver function study of the crustal structure in the south eastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *J Geophys Res*, 112(112), doi: 10.1029/2006JB004802.
- Nowell, D. (1999), Gravity terrain corrections: An overview, *J. Appl. Geophys.*, 42, 117- 134.

- Orihuela, N. y García, A. (2011). Deconvolución de Euler en datos gravimétricos de la región Nor-Central de Venezuela. I Congreso Venezolano de Geociencias, Caracas, 4 p., aceptado.
- Ostos, M. (1990). Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical data: Ph.D. dissertation, Rice University, Houston, Texas, 441 p.
- Palma, M. (2011). Source process estimation of the Tucacas earthquake occurred offshore northern Venezuela on September 12, 2009 inferred from teleseismic body waves inversion.
- Pavlis, N.K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., y Factor, J. K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. En: 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, Abril 13-18.
- Pérez, O. y Aggarwal, Y. (1981). Present-day tectonics of southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. *J. Geophys. Res.*, 86:10791-10805.
- Pérez, O.; Sanz, C. y Lagos, G., (1997). Microseismicity, tectonics and seismic potential in southern Caribbean and northern Venezuela. *J. of Seismology*; 1: 15-28.
- Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J., Hernández, C., Hoyer, M., Kozuch, M., (2001). Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean-South American plate motion using GPS geodesy 1994- 2000. *Geophysical Research Letters* 28, 2987-2990.
- Peter, G. (1972). Geologic structure offshore north-central Venezuela, *Trans. Caribb. Geol. Conf.*, 6th, 283-294.
- Picard, X. (1974). La costa de acantilados entre Puerto Cabello y Cabo Codera, Cordillera de la Costa de Venezuela. *Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petról.* 17: 128-130, 1974.
- Picard, X. y Goddard, D. (1975). Geomorfología y sedimentación de la costa entre Cabo Codera y Puerto Cabello. *Asoc. Ven. Geol., Min. y Petr., Bol. Inform.*, 18 (1): 39-106.
- 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. In: *Caribbean Geology: An Introduction* (Eds. Donovan, S.K., Jackson, T.A.). U.W.I. Publishers' Association, Kingston, Jamaica, pp. 13-39.
- 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., Cande, S., Pitman, W., Rowley, D., Dewey, J., Labrecque, J., Haxby, W., (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155. 121-138.
- Pindell, J.L., y Barrett, S.F. (1990). Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean Region (The Geology of North America, vol. H)*. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 339-374.
- 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 México experience*. GCSSEPM, 21st, Research Annual Conference, Houston, Texas.
- 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.
- Pinet, B., Lajat, D., Le Quellec, P. y Bouysse, 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.
- Rial, J.A. (1973). La fosa tectónica de Tacagua y su relación con la sismicidad de la región de Caracas: *Bol. Soc. Ven. Geol.*, v. 8, N° 3, 49-54.
- Rodríguez, L. Audemard, F. y Rodríguez, J. (2006). Casos históricos de licuación de sedimentos inducidos por sismos en Venezuela desde 1530. *Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V.*, Vol. 21, N°3. Caracas-Venezuela. 5-32.
- 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 Scotese, 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.
- Salisbury, M. y Snyder, D. (2007). Application of seismic methods to mineral exploration. En: Goodfellow, W. D. (ed.) *Mineral deposits of Canada: A synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the evolution of*

Geological Provinces, and Exploration Methods, Geological Association of Canada, Minerals Deposits Division, Special Publication No.5, 971-982.

- Sánchez, N., (2003). Estructura gravimétrica y magnética de la corteza del suroeste peninsular (zona surportuguesa y zona de Ossamorena). Tesis (Doctorado en Ciencias Geológicas). Madrid, España, Universidad Complutense de Madrid. Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas, 243 p.
- 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. (2011). Evaluación del espesor cortical en Venezuela mediante métodos sismológicos activos y pasivos. Trabajo de Ascenso. Universidad Central de Venezuela.
- 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.
- Schubert C., Valastro Jr. S. y Cowart, J. B. (1977). Evidencias de levantamiento reciente de la costa norte-central (Cordillera de La Costa), Venezuela. *Acta Científica Venezolana*, 28:363-372.
- Schubert, C. (1984). Basin formation along Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. *J. Geophys. Res.*, 89:5711- 5718.
- Sellier de Civrieux, J. M. (1971). Cañones submarinos frente a la cordillera de la costa de Venezuela. Symposium on Investigations and Resources of the Caribbean Sea and Adjacent Regions. Unesco, Paris p. 291-295.
- Sellier de Civrieux, J. M. (1977). Indicios de subsidencia neotectónica post-glacial en el Mar Caribe frente a Venezuela. *Boletín de Geología (Venezuela)*, Publicación Especial 7, 1965-1980.
- Silver, E. A., Case, J. E., y MacGillavry, H. J. (1975). Geophysical Study of the Venezuelan Borderland, *Geological Society of America. Bulletin* 86, 213-226.
- Soulas, J-P. (1986). Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. VI Cong. Geol. Venezolano, Caracas, (10): 6639-6656.
- 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, Intevep, Funvisis.

- Spector, A. y Grant, F. S., (1970): Statistical methods for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, pp. 293-302.
- Stephan, J. F. (1982). Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). These d'état, Paris.
- Stephan, J.-F. (1985). Andes et chaîne caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). Evolution géodynamique. Proceedings of Symposium Géodynamique 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., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Thery, J.M., Tournon, J., Blanchet, R., Dercourt, J. (1990). Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 8 (6), 915-919.
- Studinger, M., Kurinin, R., Aleshkova, N. y H. Miller, (1997). Power spectra analysis of gravity data from the Weddell Sea Embayment and Adjacent Areas. *TERRAANTARTICA*. 4(1). 23-26 pp.
- Suárez, G., y Návelek, J. (1990). The 1967 Caracas earthquake: Fault geometry, direction of rupture propagation and seismotectonic implications. *Geophysic*. 95: 17459-17474.
- 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.
- Thompson, D. T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, Vol. 47, 31-37
- 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.
- Van der Hilst, R., y Mann P. (1994) Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America: *Geology*, v. 22, 451-454.
- Wasilewski, P. J.; Thomas, H. H. y Mayhew, M. A. (1979): The Moho as a magnetic boundary. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 541-544.
- 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 Falcón Basin, Venezuela: AAPG Bulletin, v. 47, 35-68.

Ysaccis R. y Audemard F. (2000). A Neogene orogenic float in northern South America: Eastern Venezuelan Basin vs. Southeastern Caribbean, poster, AAPG Annual Meeting, New Orleans.

Referencias electrónicas

Fallas, J. (2003). Proyecciones Cartográficas y datum ¿Qué son y para qué sirven? Laboratorio de Teledetección y Sistemas de Información Geográfica. Universidad Nacional. De: http://www.mapealo.com/Costaricageodigital/Documentos/alfabetizacion/proyeccion_datum.pdf

FUNVISIS. Mecanismos Focales. Consultado el 23 de noviembre de 2011: http://www.funvisis.gob.ve/mecanismos_focales.php?pag=3.

Instituto de Oceanografía de la Universidad de California. Consultado el 10 de mayo de 2011: <http://topex.ucsd.edu/index.html>.

Kikuchi, M. y Kanamori, H. (2003). Note on teleseismic body-wave Inversion program: <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>.

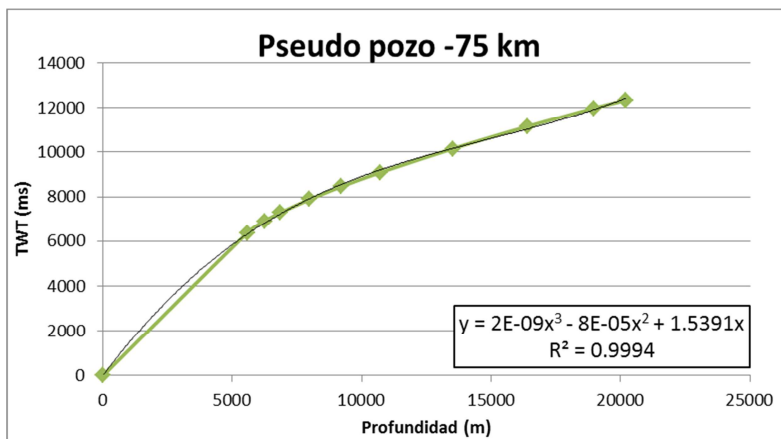
ANEXO 1

PARES TWT-PROFUNDIDAD

A continuación se presenta la información extraída del modelo de velocidades (Magnani *et al.*, 2009) referente a los pares TWT-profundidad para cada pseudo pozo definido a lo largo del perfil PC5, así como la gráfica derivada de los datos y la ecuación respectiva para cada uno de los pseudo pozos.

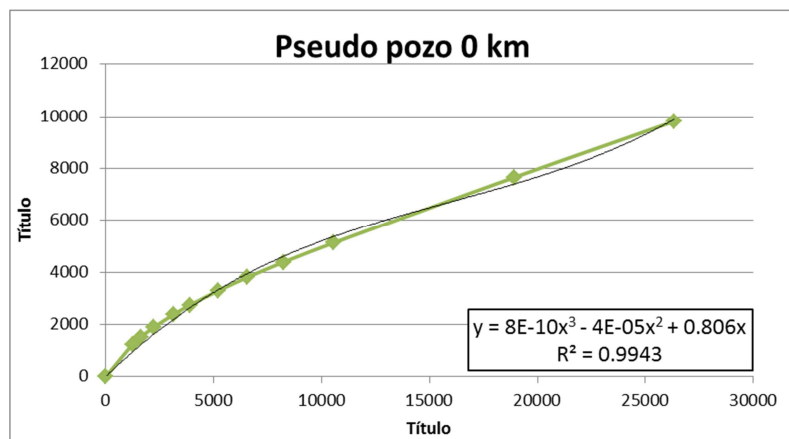
PSEUDO POZO -75 KM

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)	V promedio (m/s)	t interval (s)	Tiempo (s)	Tiempo (ms)	TWT (ms)
0	1500				0.00	0.00	0.00
5564	2000	5564	1750	3.18	3.18	3179.43	6358.86
6245	3000	681	2500	0.27	3.45	3451.83	6903.66
6852	3500	607	3250	0.19	3.64	3638.60	7277.20
7988	4000	1136	3750	0.30	3.94	3941.53	7883.06
9200	4500	1212	4250	0.29	4.23	4226.71	8453.42
10716	5000	1516	4750	0.32	4.55	4545.87	9091.73
13519	5500	2803	5250	0.53	5.08	5079.77	10159.54
16398	6000	2879	5750	0.50	5.58	5580.47	11160.93
18974	6500	2576	6250	0.41	5.99	5992.63	11985.25
20187	7000	1213	6750	0.18	6.17	6172.33	12344.66



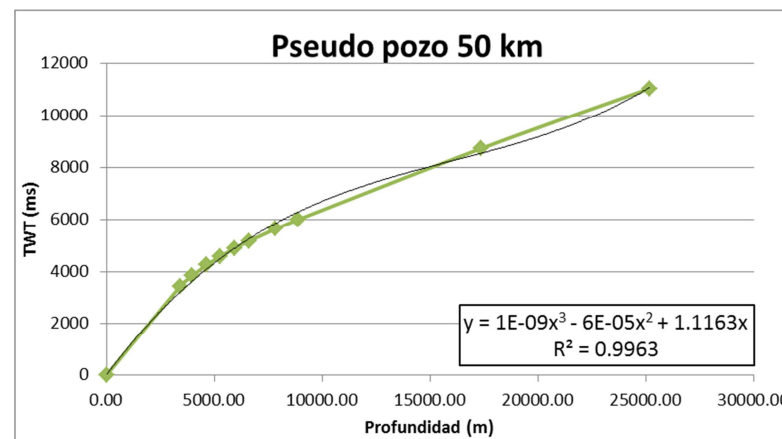
PSEUDO POZO 0 KM

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)	V promedio (m/s)	t interval (s)	Tiempo (s)	Tiempo (ms)	TWT (ms)
0	1500				0.00	0.00	0.00
1245	2500	1245	2000	0.62	0.62	622.50	1245.00
1624	3000	379	2750	0.14	0.76	760.32	1520.64
2230	3500	606	3250	0.19	0.95	946.78	1893.56
3138	4000	908	3750	0.24	1.19	1188.91	2377.83
3897	4500	759	4250	0.18	1.37	1367.50	2735.00
5185	5000	1288	4750	0.27	1.64	1638.66	3277.32
6549	5500	1364	5250	0.26	1.90	1898.47	3796.94
8215	6000	1666	5750	0.29	2.19	2188.21	4376.42
10564	6500	2349	6250	0.38	2.56	2564.05	5128.10
18931	6750	8367	6625	1.26	3.83	3826.99	7653.98
26324	7000	7393	6875	1.08	4.90	4902.34	9804.67



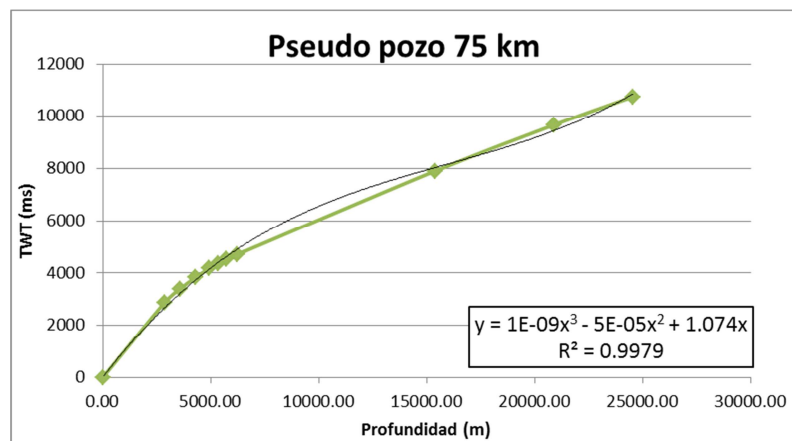
PSEUDO POZO 50 KM

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)	V promedio (m/s)	t interval (s)	Tiempo (s)	Tiempo (ms)	TWT (ms)
0.00	1500.00				0.00	0.00	0.00
3442.00	2500.00	3442.00	2000.00	1.72	1.72	1721.00	3442.00
3972.00	3000.00	530.00	2750.00	0.19	1.91	1913.73	3827.45
4654.00	3500.00	682.00	3250.00	0.21	2.12	2123.57	4247.15
5260.00	4000.00	606.00	3750.00	0.16	2.29	2285.17	4570.35
5942.00	4500.00	682.00	4250.00	0.16	2.45	2445.64	4891.29
6624.00	5000.00	682.00	4750.00	0.14	2.59	2589.22	5178.45
7837.00	5500.00	1213.00	5250.00	0.23	2.82	2820.27	5640.54
8897.00	6000.00	1060.00	5750.00	0.18	3.00	3004.62	6009.24
17383.00	6500.00	8486.00	6250.00	1.36	4.36	4362.38	8724.76
25187.00	7000.00	7804.00	6750.00	1.16	5.52	5518.53	11037.05



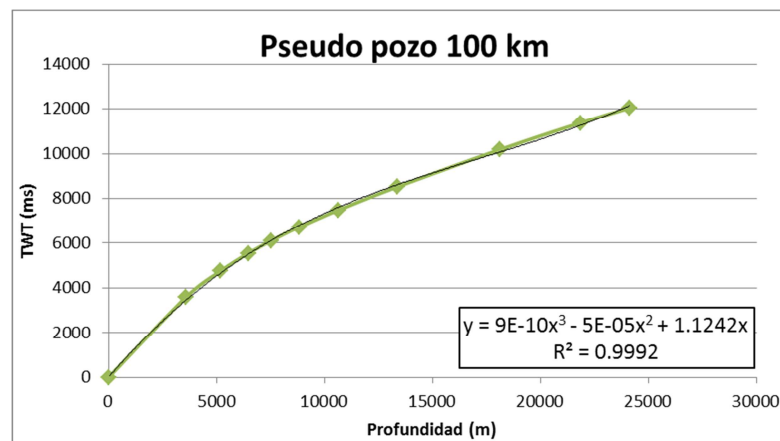
PSEUDO POZO 75 KM

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)	V promedio (m/s)	t interval (s)	Tiempo (s)	Tiempo (ms)	TWT (ms)
0.00	1500.00				0.00	0.00	0.00
2879.00	2500.00	2879.00	2000.00	1.44	1.44	1439.50	2879.00
3588.00	3000.00	709.00	2750.00	0.26	1.70	1697.32	3394.64
4297.00	3500.00	709.00	3250.00	0.22	1.92	1915.47	3830.94
4947.00	4000.00	650.00	3750.00	0.17	2.09	2088.81	4177.61
5360.00	4500.00	413.00	4250.00	0.10	2.19	2185.98	4371.96
5714.00	5000.00	354.00	4750.00	0.07	2.26	2260.51	4521.02
6246.00	5500.00	532.00	5250.00	0.10	2.36	2361.84	4723.68
15402.00	6000.00	9156.00	5750.00	1.59	3.95	3954.19	7908.38
20895.00	6500.00	5493.00	6250.00	0.88	4.83	4833.07	9666.14
24557.00	7000.00	3662.00	6750.00	0.54	5.38	5375.59	10751.18



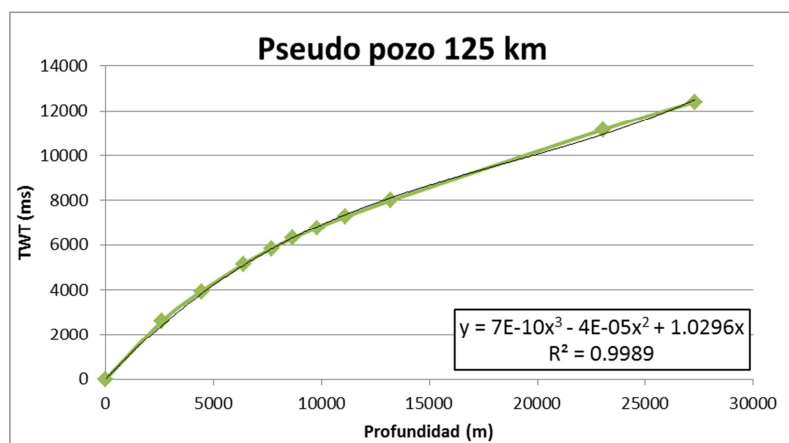
PSEUDO POZO 100 KM

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)	V promedio (m/s)	t interval (s)	Tiempo (s)	Tiempo (ms)	TWT (ms)
0.00	1500.00				0.00	0.00	0.00
3593.00	2500.00	3593.00	2000.00	1.80	1.80	1796.50	3593.00
5185.00	3000.00	1592.00	2750.00	0.58	2.38	2375.41	4750.82
6473.00	3500.00	1288.00	3250.00	0.40	2.77	2771.72	5543.43
7534.00	4000.00	1061.00	3750.00	0.28	3.05	3054.65	6109.30
8822.00	4500.00	1288.00	4250.00	0.30	3.36	3357.71	6715.42
10640.00	5000.00	1818.00	4750.00	0.38	3.74	3740.45	7480.89
13368.00	5500.00	2728.00	5250.00	0.52	4.26	4260.06	8520.13
18141.00	6000.00	4773.00	5750.00	0.83	5.09	5090.15	10180.30
21854.00	6500.00	3713.00	6250.00	0.59	5.68	5684.23	11368.46
24127.00	7000.00	2273.00	6750.00	0.34	6.02	6020.97	12041.95



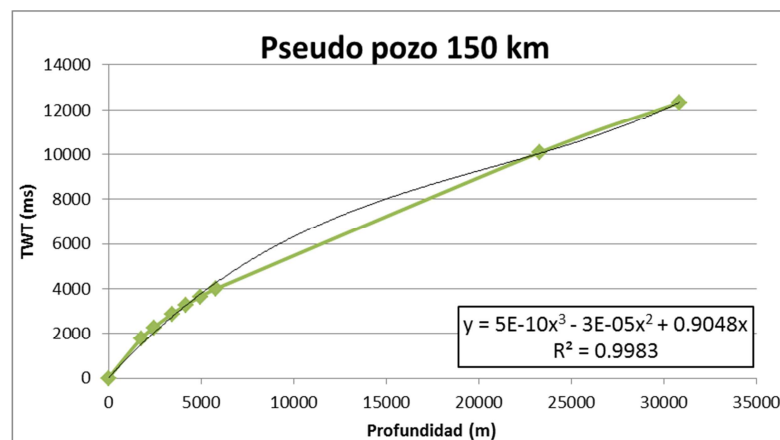
PSEUDO POZO 125 KM

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)	V promedio (m/s)	t interval (s)	Tiempo (s)	Tiempo (ms)	TWT (ms)
0.00	1500.00				0.00	0.00	0.00
2609.00	2500.00	2609.00	2000.00	1.30	1.30	1304.50	2609.00
4427.00	3000.00	1818.00	2750.00	0.66	1.97	1965.59	3931.18
6396.00	3500.00	1969.00	3250.00	0.61	2.57	2571.44	5142.87
7685.00	4000.00	1289.00	3750.00	0.34	2.92	2915.17	5830.34
8670.00	4500.00	985.00	4250.00	0.23	3.15	3146.94	6293.87
9806.00	5000.00	1136.00	4750.00	0.24	3.39	3386.09	6772.19
11094.00	5500.00	1288.00	5250.00	0.25	3.63	3631.43	7262.85
13216.00	6000.00	2122.00	5750.00	0.37	4.00	4000.47	8000.94
23065.00	6500.00	9849.00	6250.00	1.58	5.58	5576.31	11152.62
27309.00	7000.00	4244.00	6750.00	0.63	6.21	6205.05	12410.10



PSEUDO POZO 150 KM

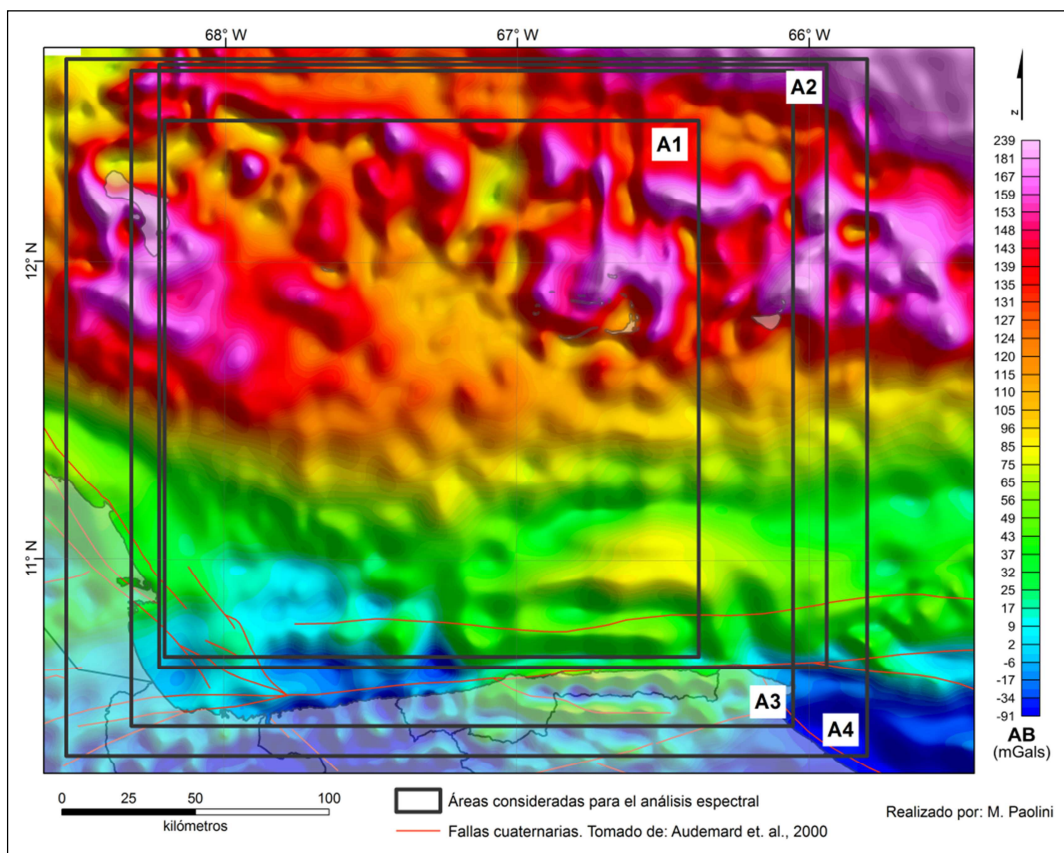
Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)	V promedio (m/s)	t interval (s)	Tiempo (s)	Tiempo (ms)	TWT (ms)
0.00	1500.00				0.00	0.00	0.00
1775.00	2500.00	1775.00	2000.00	0.89	0.89	887.50	1775.00
2457.00	3000.00	682.00	2750.00	0.25	1.14	1135.50	2271.00
3442.00	3500.00	985.00	3250.00	0.30	1.44	1438.58	2877.15
4200.00	4000.00	758.00	3750.00	0.20	1.64	1640.71	3281.42
4957.00	4500.00	757.00	4250.00	0.18	1.82	1818.83	3637.66
5791.00	5000.00	834.00	4750.00	0.18	1.99	1994.41	3988.81
23293.00	6500.00	17502.00	5750.00	3.04	5.04	5038.23	10076.47
30869.00	7000.00	7576.00	6750.00	1.12	6.16	6160.60	12321.21



ANEXO 2

ESPECTROS DE POTENCIA PROMEDIADOS RADIALMENTE

Mapa con la representación de las cuatro áreas consideradas para el análisis espectral

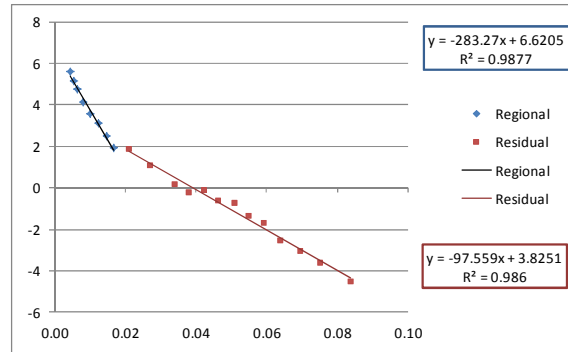


Zona A1

		A1	
		X	Y
COMPONENTE REGIONAL		0.00443300	5.598943
		0.00539918	5.143637
		0.00639200	4.742841
		0.00814000	4.117152
		0.01017700	3.574284
		0.01235800	3.093923
		0.01471200	2.512434
		0.01689300	1.943585
		0.02088427	1.865880
		0.02712693	1.088918
COMPONENTE RESIDUAL		0.03391243	0.192424
		0.03799661	-0.203353
		0.04229881	-0.112263
		0.04635280	-0.640586
		0.05082047	-0.731676
		0.05503994	-1.351088
		0.05925940	-1.697231
		0.06397527	-2.507933
		0.06943575	-3.054474
		0.07522717	-3.601014
		0.08383157	-4.511916

A1	Regional	Residual
Pendiente:	-283.27	-97.56
R^2:	0.9877	0.9860
# de puntos:	8	13
Profundidad:	22.5	7.8
Error:	-0.9	-0.3

Área: 200x200 km²

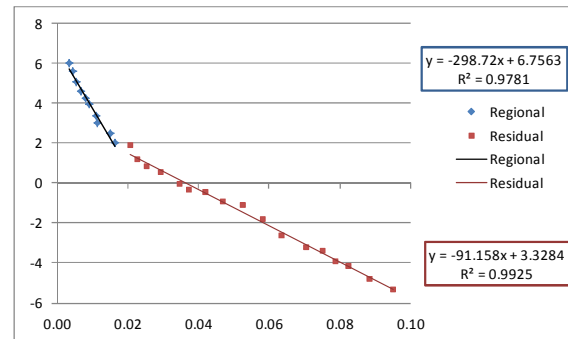


Zona A2

		A2	
		X	Y
COMPONENTE REGIONAL		0.00341871	6.007494
		0.00436697	5.591238
		0.00547333	5.099299
		0.00673761	4.607361
		0.00800195	4.228947
		0.00910824	3.926215
		0.01116280	3.396435
		0.01130593	3.018021
		0.01495582	2.488241
		0.01653625	1.996303
COMPONENTE RESIDUAL		0.02064535	1.882778
		0.02285795	1.201633
		0.02538663	0.823219
		0.02949574	0.520487
		0.03455310	-0.009293
		0.03723982	-0.349866
		0.04182306	-0.463390
		0.04703846	-0.917487
		0.05256995	-1.106694
		0.05825949	-1.787840
		0.06347489	-2.620351
		0.07042876	-3.187972
		0.07517004	-3.377180
		0.07880502	-3.906960
	0.08228196	-4.171849	
	0.08844562	-4.815154	
	0.09492536	-5.307092	

A2	Regional	Residual
Pendiente:	-298.72	-91.16
R^2:	0.9781	0.9925
# de puntos:	10	17
Profundidad:	23.8	7.3
Error:	-1.1	-0.2

Área: 250x200 km²

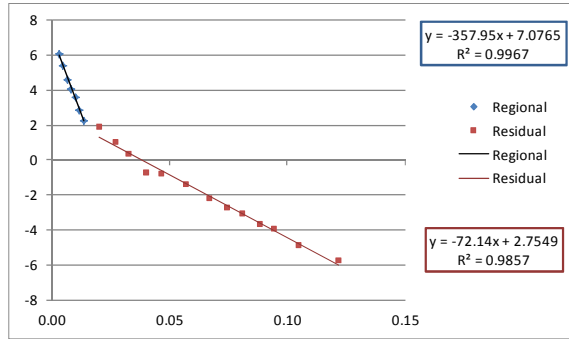


Zona A3

		A3	
		X	Y
COMPONENTE REGIONAL		0.00300637	6.068706
		0.00480967	5.391748
		0.00656499	4.585200
		0.00819493	4.074386
		0.00995025	3.590457
		0.01183095	2.864563
		0.01358627	2.219325
COMPONENTE RESIDUAL		0.01998064	1.896705
		0.02700191	1.036387
		0.03244999	0.351048
		-0.04017574	-0.727222
		0.04646414	-0.804274
		0.05706459	-1.382164
		0.06712603	-2.191209
		0.07449245	-2.730573
		0.08078085	-3.038781
		0.08814726	-3.693722
		0.09443566	-3.963404
		0.10467680	-4.849501
		0.12174530	-5.735599

A3	Regional	Residual
Pendiente:	-357.95	-72.14
R ² :	0.9967	0.9857
# de puntos:	7	13
Profundidad:	28.5	5.7
Error:	-0.6	-0.2

Área: 250x250 km²



Zona A4

		A4	
		X	Y
COMPONENTE REGIONAL		0.00248909	6.412385
		0.00422849	5.798147
		0.00612601	5.033820
		0.00818166	4.172223
		0.00992105	3.449591
		0.01181857	2.907616
		0.01419048	1.968193
COMPONENTE RESIDUAL		0.01940866	1.606877
		0.02494310	0.733972
		0.02873815	0.125480
		0.03205881	-0.091310
		0.04059766	-0.524889
		0.04360207	-0.994601
		0.04802962	-1.247522
		0.05308968	-1.319779
		0.05783349	-1.247522
		0.06558170	-2.259208
		0.07443681	-2.837314
		0.08265940	-3.487683
		0.09198889	-4.174184
		0.10021150	-5.113607

A4	Regional	Residual
Pendiente:	-382.65	-74.00
R ² :	0.9983	0.9810
# de puntos:	7	14
Profundidad:	30.5	5.9
Error:	-0.5	-0.2

Área: 300x260 km²

