



Modelamiento de la Cuenca Los Cayos- Región Caribe a partir de Correlación Espectral de Campos Potenciales y Líneas Sísmicas

Ana María Osorio Granada

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2018

Modelamiento de la Cuenca Los Cayos- Región Caribe a partir de Correlación Espectral de Campos Potenciales y Líneas Sísmicas

Ana María Osorio Granada

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias - Geofísica

Director:

PhD. Orlando Hernández Pardo

Línea de Investigación:

Campos Potenciales

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia

2017

A mi hermosa familia

A mis padres y hermanos, mis logros se los debo a ustedes, porque me han regalado todo un mar de oportunidades.

Agradecimientos

Gracias a la Universidad Nacional de Colombia y al Departamento de Geociencias, por brindarme la oportunidad de hacer parte del programa y poder continuar mi formación como profesional y científica.

Un agradecimiento muy especial al profesor Orlando Hernández Pardo, por todo su apoyo y orientación durante este trayecto, por despertar en mí la pasión e interés por conocer y explorar las áreas marinas de nuestro territorio; gracias profe porque no hubo conversación con usted, en la que no aprendiera algo nuevo, gracias por esta oportunidad.

Gracias a los jurados por los aportes y orientación durante este trabajo.

A mi familia, quienes creyeron en mis sueños y me apoyaron en cada paso que he realizado para cumplirlos.

Gracias a Edward Osorio, por su orientación pertinente en su debido momento, por su apoyo y su aliento, gracias hermanito.

Gracias también a mis amigos y compañeros de Maestría, con los cuales tuve la oportunidad de discutir muchos temas y buscar el enriquecimiento mutuo. Los quiero.

Resumen

La Cuenca Los Cayos corresponde a una cuenca frontera de carácter marino e insular localizada en la región occidental del Mar Caribe Colombiano, donde los trabajos reportados sobre las características generales son escasos. En este trabajo se emplean métodos potenciales con el fin de realizar interpretaciones regionales de la estructura de la corteza y el basamento de la cuenca, identificar lineamientos, paleoaltos estructurales y dar una posible aproximación de la interfaz corteza – manto. La representación e interpretación de los datos se optimizó aplicando la teoría de correlación espectral, mediante procesos de normalización y la aplicación de índices locales de favorabilidad, que revelaron áreas de la corteza donde la densidad y el magnetismo tienen correlaciones positivas y negativas. Dentro de los resultados obtenidos mediante el análisis de datos gravimétricos, magnéticos y de batimetría se identificó la geometría de los principales rasgos estructurales que incluyen fallas regionales como la Zona de Falla del Escarpe de Hess (ZFEH) y la Zona de Falla del Banco de Pedro (ZFBP), una serie de montes submarinos y numerosos volcanes diseminados por toda el área. Además, a partir de los mapas generados y los modelos planteados, se sugiere una profundidad del basamento que varía entre los 2 y 4 km, y una profundidad del MOHO estimada que alcanza un promedio de 21 km, correspondiendo a una corteza oceánica de un espesor anómalo. Los modelos fueron restringidos integrando los datos gravimétricos y magnéticos, con información de líneas sísmicas 2D, ya que estos proporcionan soluciones generalizadas y no únicas a las preguntas referentes a la geometría de las fuentes, que pueden causar las anomalías geofísicas.

Palabras clave: Cuenca Los Cayos, Caribe Colombiano, gravimetría, magnetometría, correlación espectral, corteza oceánica.

Abstract

Los Cayos Basin corresponds to a marine and insular frontier basin located in the western region of the Colombian Caribbean Sea, where the reported works about general characteristics are scarce. In this work, potential methods are used in order to perform regional interpretations of the crust and basement structure of the basin, identify lineaments, structural paleohighs and give a possible approximation of the crust-mantle interface. The representation and interpretation of the data was optimized applying the theory of spectral correlation, through the normalization process and the application of local favorability index, which revealed crust areas with density and magnetism positive and negative correlations. Within the results obtained through the analysis of gravimetric, magnetic and bathymetry data, the geometry of the main structural features that include regional faults was identified, such as the Hess Escarpment Fault Zone (ZFEH) and the Bank of Pedro Fault Zone. (ZFBP), a series of seamounts and volcanoes scattered throughout the area. In addition, from the generated maps and the proposed models, a depth of the basement is suggested that varies between 2 and 4 km, and an estimated depth of the MOHO that reaches an average of 21 km, corresponding to an oceanic crust with an anomalous thickness. The models were restricted by integrating the gravimetric and magnetic data, with information from 2D seismic lines, since these provide generalized and not unique solutions to the questions regarding the geometry of the sources that can cause the geophysical anomalies.

Keywords: Cayos basin, Colombian Caribbean, gravity method, magnetic method, 2D seismic, oceanic crust.

Contenido

	Pág.
Resumen	IX
1. Capítulo. Generalidades del área de estudio	3
1.1 Localización	3
1.2 Contexto estructural	3
1.2.1 Alto de Nicaragua	4
1.2.2 Zona de Fractura del Escarpe de Hess (ZFHE)	4
1.2.3 Zona de Fractura del Banco de Pedro (ZFBP)	5
1.2.4 San Andrés <i>Rift</i>	5
1.2.5 Islas, Bancos coralinos y atolones.....	5
1.3 Contexto Estratigráfico	6
1.3.1 Basamento y unidades estratigráficas del Cretácico Medio a Tardío.....	7
1.3.2 Calizas y rocas bioclásticas (Eoceno medio y tardío)	7
1.3.3 Calizas (Oligoceno).....	7
1.3.4 Calizas y rocas bioclásticas (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno).....	8
1.3.5 Modelo evolutivo	9
2. Capítulo. Marco Conceptual	11
2.1 Método gravimétrico.....	11
2.1.1 Ley de Gravitación Universal	12
2.1	13
2.1.2 Densidad de los materiales terrestres	13
2.2 Método magnético.....	15
2.2.1 Campo magnético terrestre	16
2.2.2 Magnetización de los materiales terrestres.....	17
2.2.3 Susceptibilidad magnética.....	18
2.2.4 Campo de referencia Geomagnético Internacional (IGRF)	20
2.3 Método Sísmico	21
2.3.1 Ondas sísmicas.....	21
2.3.2 Velocidad de las ondas sísmicas	22
2.3.3 Métodos Sísmicos	23
3. Capítulo. Metodología	25
3.1 Información geofísica.....	25
3.2 Procesamiento de la información geofísica.....	27
3.2.1 Correlación espectral de datos gravimétricos y magnéticos	28

3.2.2	Modelamiento 2D	28
3.3	Interpretación de resultados	30
4.	Capítulo. Modelamiento gravimétrico y magnético directo.....	31
4.1	Cuencas sedimentarias	32
4.2	Zonas de expansión de corteza oceánica.....	35
4.3	Arco de Islas	37
4.4	Arco volcánico	42
5.	Capítulo. Interpretación de anomalías de campos potenciales	44
5.1	Modelo digital del terreno.....	44
5.2	Anomalías gravimétricas.....	46
5.2.1	Anomalía de Aire Libre (FAGA).....	46
5.2.2	Anomalía de Bouguer Total (CBA)	48
5.2.3	Primera derivada en el vertical de la anomalía de Aire Libre FDV (FAGA)	49
5.3	Anomalías magnéticas	51
5.3.1	Anomalía del Campo Magnético Total (TFMA)	52
5.3.2	Anomalía del Campo Magnético Total reducido al polo (DRTP_TFMA)	53
5.4	Anomalías correlacionadas	56
5.4.1	Coefficientes de correlación.....	56
5.4.2	Índices Locales de Favorabilidad.....	59
6.	Capítulo. Modelamiento Inverso de la Cuenca Los Cayos con control geológico.....	64
6.1	Interpretación de líneas sísmicas.....	65
6.2	Modelos propuestos	69
6.2.1	Modelo del subsuelo para el perfil 1	70
6.2.2	Modelo del subsuelo para el perfil 2.....	71
6.2.3	Modelo del subsuelo para el perfil 3.....	72
6.2.4	Modelo del subsuelo para el perfil 4.....	74
6.2.5	Modelo alternativo del subsuelo para el perfil 4.....	75
7.	Conclusiones y recomendaciones.....	77
	Anexo A. Anomalías gravimétricas y magnéticas causadas por un polígono de n-caras en dos dimensiones por GM-SYS	81
A1.	Anomalías de Gravedad debida a un polígono.....	81
A2.	Anomalías magnéticas debidas a un polígono	82
	Anexo B. Flujo en Matlab para la determinación de coeficientes de correlación e índices locales de favorabilidad	85
	Anexo C. Líneas sísmicas utilizadas para restringir los modelos	88

Lista de figuras

Figura 1-1. Mapa de localización de la Cuenca Los Cayos, al occidente del Mar Caribe Colombiano. Las imágenes satelitales muestran Las Islas Cayos Este Sudeste, Serranilla, Albuquerque y San Andrés.	4
Figura 1-2. Principales elementos estructurales en la Cuenca Los Cayos. ZFBP= zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH= zona de falla del Escarpe de Hess; SAR= San Andrés Rift; NR: (Modificado de Carvajal Arenas <i>et al.</i> , 2015).	6
Figura 1-3. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Los Cayos, a partir de los pozos Miskito-1 y Miskito-1.	8
Figura 2-1. Esquema de dos cuerpos atraídos uno al otro, con una fuerza gravitacional (F_g), proporcional al producto de sus masas (m_1 y m_2) e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (r) entre los dos centros de masa.	12
Figura 2-2. Perfil de densidad promedio a través de la corteza (Tomado de Hinze <i>et al.</i> , 2013).	14
Figura 2-3. Campo magnético normal representado por líneas de fuerza de un dipolo ubicado en el centro de la Tierra, pero inclinado 10.9° de su eje de rotación. El polo positivo o norte (N) de la aguja de la brújula, apunta al polo negativo o sur (S) del dipolo central de la Tierra y viceversa (Tomado de Hinze <i>et al.</i> , 2013).	16
Figura 2-4. Mapa de intensidad del Campo Magnético Total. Intervalo entre contornos:1000 nT. Mapa desarrollado por NOAA/NGDC & CIRES, 2014. (Tomado de https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/).	18
Figura 2-5. Declinación del Campo Magnético. Contornos de color rojo son positivos, azules negativos y verde equivale al cero. Mapa desarrollado por NOAA/NGDC & CIRES, 2014. (Tomado de https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/).	19
Figura 2-6. Ilustración de las relaciones entre los componentes de magnetización inducidos y remanentes y un campo magnético externo aplicado (B_N) para un cuerpo magnetizado (a). El vector gris en (d) es el resultado de magnetización de los componentes inducidos (b) y remanentes (c). (Tomado de Hinze <i>et al.</i> , 2013).	19
Figura 3-1. Toma de susceptibilidad magnética en muestras de roca de la Isla de Providencia.	30
Figura 4-1. A. Modelo hipotético simple de una cuenca sedimentaria de 4 km de espesor. B. Respuestas gravimétricas y magnéticas para cuencas con espesor de 2 km (curva amarilla), 4 km (curva morada) y 6 km (curva verde).	34
Figura 4-2. Respuesta gravimétrica y magnética, calculada para un modelo hipotético de la cuenca Los Cayos. Se aprecia la correlación directa de los altos de basamento con anomalías positivas de gravimetría y magnetometría.	35
Figura 4-3. Modelo geológico de una zona de fractura y su respuesta gravimétrica y magnética. Tomado de Wilson (1989).	37

Figura 4-4. Respuesta gravimétrica y magnética para un modelo directo de subducción donde convergen dos placas oceánicas. Este modelo incluye todos los componentes presentes en un arco de islas. Tomado de Kearey <i>et al.</i> , (2013).	39
Figura 4-5. Modelo teórico de la región oriental del Caribe, donde se presentan las respuestas gravimétricas y magnéticas de las principales características morfológicas como el Aves Ridge, el arco de las Antillas Menores, el complejo de subducción de Barbados, y el margen activo (zona de subducción), entre la Placa Caribe y la Placa Norteamericana. Tomado de Kearey <i>et al.</i> , (2013)..	41
Figura 4-6. Efectos gravimétricos y magnéticos para un modelo directo de un margen activo de subducción, donde se ilustra el proceso de vulcanismo activo. Tomado de Kearey <i>et al.</i> , (2013)..	42
Figura 5-1. Modelo de elevación digital del terreno. Rango de amplitud [-4285, 161]. Amplitud promedio [-2175]. Desviación estándar [1363]. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess. (Tomado de https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/).	46
Figura 5-2. Mapa de Anomalía de Aire Libre de la Cuenca Los Cayos, en el Caribe Occidental. Intervalo entre isoanómalas de 2 mGals. Rango de amplitud [-65.31; 133.51]. Amplitud promedio [8.98]. Desviación estándar [21.59]. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés <i>Rift</i>	47
Figura 5-3. Anomalía de Bouguer Total de la Cuenca Los Cayos, en el Caribe Occidental. Intervalo entre isoanómalas de 10 mGals. Densidad de reducción 2.67 gr/cm ³ . Rango de amplitud [22; 289]. Amplitud promedio [189]. Desviación estándar [66]. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés <i>Rift</i>	49
Figura 5-4. Mapa de la primera derivada en la vertical de la Anomalía de Aire Libre FDV(FAGA) de la Cuenca Los Cayos, en el Caribe Occidental. Intervalo entre isoanómalas de 2 mGals. Rango de amplitud [-2449; 3662]. Amplitud promedio [-0.053]. Desviación estándar [170]. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés <i>Rift</i>	51
Figura 5-5. Anomalía del campo magnético total (TFMA). Intervalo entre isocontornos de 20 nT. Rango de amplitud [-722; 543]. Amplitud promedio [-51]. Desviación estándar [98]. El mapa refleja las principales anomalías magnéticas presentes en la Cuenca Los Cayos.	52
Figura 5-6. Mapa de Intensidad del Campo reducido al Polo Magnético. Presenta un rango de valores de anomalías entre los -973 nT hasta un máximo de 669 nT, con un valor promedio de -52 nT y una desviación estándar de 134 nT. ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés <i>Rift</i>	55
Figura 5-7. Panel izquierdo: Terlación de Poission entre anomalías gravimétricas y magnéticas para una fuente común. Panel derecho: interpretación de coeficientes de correlación (CC).	57
Figura 5-8. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación directa de los rasgos positivos (SLFI > 0) de la primera derivada vertical de la anomalía de aire libre y la anomalía magnética reducida al polo. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés <i>Rift</i>	61
Figura 5-9. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación directa de los rasgos negativos (SLFI < 0) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Aire Libre y la anomalía magnética reducida al polo. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés <i>Rift</i>	62
Figura 6-1. Interpretación de la línea sísmica W-1979-32. Sin interpretar (superior) e interpretada (inferior). Esta sección sísmica se identifica una secuencia sedimentaria, infrayacida por un basamento interpretado a 1.17 segundos. Este basamento corresponde a la reflexión más profunda, identificado en el pozo Miskito-1 a una profundidad de 6625 ft (2019 m).	67
Figura 6-2. Interpretación de la línea sísmica S-1977-21. Sin interpretar (superior) e interpretada (inferior). En esta sección sísmica de la Isla Cayo Serrana, se interpreta un alto en el basamento, identificado como el reflector más profundo. Según Geister and Díaz (2002) la Isla Cayo Serrana se interpreta como un horst limitado por fallas normales.	68
Figura 6-3. Batimetría de la zona de estudio y trazado de los perfiles para obtener los modelos del subsuelo de la zona estudiada. (Tomado de https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/).	69

Figura 6-4. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 1. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-2. Nótese la variación en el espesor de la corteza a lo largo del perfil, y de su adelgazamiento en cercanías del San Andrés <i>Rift</i>	70
Figura 6-5. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 2. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-2.	72
Figura 6-6. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 3. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-2.	73
Figura 6-7. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 4. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-2.	74
Figura 1-8. Modelo gravimétrico y magnético 2D alternativo para el perfil 4. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-3.	

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 2-1. Parámetros comúnmente utilizados en el método gravimétrico (Tomado de Hinze <i>et al.</i> , 2013).....	13
Tabla 2-2. Densidades de materiales litológicos más comunes	15
Tabla 2-3. Susceptibilidades magnéticas de algunas rocas comunes (Tomado de Reynolds, 2011). Los cuadros azules resaltan la susceptibilidad de las rocas aflorantes de la zona de estudio, y las reportadas en pozos perforados en el área.....	20
Tabla 2-4. Algunos valores de velocidades de ondas P (Tomado de Reynolds, 2011). Los cuadros azules resaltan la velocidad de ondas de las rocas aflorantes de la zona de estudio, y las reportadas en pozos perforados en el área.....	23
Tabla 3-1. Especificaciones base de datos gravimétrica Cuenca Los Cayos. Sistema de coordenadas: WGS84.....	26
Tabla 3-2. Especificaciones base de datos magnética de la Cuenca Los Cayos. Sistema de coordenadas: WGS84.....	26
Tabla 3-3. Declinación, inclinación e intensidad del campo magnético para la Cuenca Los Cayos. Con base en el modelo WMM (Tomado de la <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> , 2017).....	28
Tabla 3-4. Valores de susceptibilidad magnética de muestras tomadas en Providencia, y medidas en laboratorio.....	29
Tabla 5-1. Coeficientes de correlación obtenidos entre los datos gravimétricos: Anomalía Completa de Bouguer (ACB), Anomalía de Aire Libre (FAGA), primera derivada en la vertical de la anomalía de aire libre (FDV(FAGA)) y los datos magnéticos: Anomalía del campo magnético total (TFMA) y anomalía del campo magnético reducida al polo (RTP(TFMA)).....	58
Tabla 5-2. Reporte estadístico para los productos DRTP (TFMA) y FVD (FAGA).....	59
Tabla 5-3. Reporte estadístico de los índices locales de favorabilidad SLFI	60

Introducción

La Cuenca Los Cayos corresponde a una cuenca frontera de carácter marino e insular localizada en la región occidental del Mar Caribe colombiano. Su geometría y localización está determinada por la propuesta de la ANH (Barrero *et al.*, 2007) donde se delimitan las cuencas sedimentarias de Colombia, incluyendo las de carácter marino. Presenta un basamento de afinidad volcánica, cuya rocas han sido clasificadas por Concha y Macía (1993) como basaltos, andesitas, dacitas y riolitas; sobre las cuales se desarrolló una espesa secuencia calcárea desde el Eoceno hasta el Pleistoceno (López *et al.*, 2009).

El área de los Cayos corresponde a una región poco explorada, por lo que el conocimiento sobre su prospectividad en materia de hidrocarburos es escaso y se reduce algunos estudios de exploración realizados en los años 70 y 80, que han sido retomados desde el año 2006. Hasta el momento no se han desarrollado campos petrolíferos comerciales dentro del área, sin embargo, las manifestaciones de hidrocarburos reportadas en estudios anteriores indican la posible existencia de un sistema petrolero extenso y activo (Carvajal Arenas *et al.*, 2015).

Para el caso de las áreas fronteras, la interpretación de las anomalías de campos potenciales juega un rol importante en las primeras etapas de exploración, proporcionando un registro de las propiedades y estructura de la corteza y el basamento, geometría de los sedimentos, y demarcación de lineamientos, entre otras aplicaciones. Este trabajo presenta el modelamiento de anomalías de campos potenciales de la Cuenca Los Cayos, basados en los resultados de estudios gravimétricos suministrados por la Universidad Nacional de Colombia, y de estudios magnetométricos obtenidos a través del *United States Geological Survey* (USGS). Esta información fue agrupada para llevar a cabo el modelamiento 2D de la cuenca, con el fin de realizar interpretaciones regionales de la estructura de la corteza del área de estudio.

La representación e interpretación de los datos se optimizó aplicando la teoría de correlación espectral, mediante el proceso de normalización y los índices locales de favorabilidad, que revelaron áreas de la corteza donde la densidad y el magnetismo tienen correlaciones positivas y negativas.

Debido a que los modelos geofísicos proporcionan soluciones generalizadas y no únicas a las preguntas referentes a la geometría de las fuentes que pueden causar las anomalías geofísicas (Hoover *et al.*, 1995; Reeves, 2005); los modelos fueron restringidos integrando los datos gravimétricos y magnéticos, con información de líneas sísmicas 2D, y datos de pozos perforados en el área.

Este trabajo se recomienda únicamente ser tenido en cuenta para fines académicos, y no para la resolución de conflictos gubernamentales. Se recomiendan realizar más estudios que involucren geología de campo y métodos geofísicos de alta resolución para conclusiones definitivas.

Objetivos

General

Realizar el modelamiento de la Cuenca Los Cayos en la región Caribe, mediante la correlación espectral de anomalías de campos potenciales y líneas sísmicas.

Específicos

- Inferir las fuentes causantes de las anomalías gravimétricas y magnéticas en la Cuenca Los Cayos.
- Correlacionar anomalías por medio de procesos de normalización, análisis espectral, y determinación de índices de favorabilidad.
- Modelar contrastes en la densidad y susceptibilidad magnética de los cuerpos rocosos del subsuelo, validando los modelos con líneas sísmicas 2D, adquiridas y procesadas en trabajos previos.
- Inferir la profundidad del tope del basamento cristalino, y los mayores espesores sedimentarios.
- Generar mapas y perfiles de anomalías gravimétricas – magnéticas.

1. Capítulo. Generalidades del área de estudio

Este capítulo contiene una descripción de la localización geográfica, contexto geológico, estructural y evolutivo de la Cuenca los Cayos, tomada de trabajos previos desarrollados en la zona y cuyos resultados aportan a la interpretación de los modelos gravimétricos y magnéticos propuestos.

1.1 Localización

La Cuenca Los Cayos se localiza al noroeste del mar Caribe Colombiano; si bien los límites económicos de la zona han variado debido a conflictos políticos entre Colombia y Nicaragua, en este trabajo el área de estudio sigue la propuesta original de la ANH (Barrero *et al.*, 2007) en términos de geometría y localización. La zona comparte zonas marítimas de Colombia y Nicaragua y limita al oeste con Honduras y Nicaragua, al noreste con Jamaica y al sureste con la Cuenca Colombia (Figura 1-1). La Cuenca Los Cayos cubre una superficie total de 144.755 km², de los cuales aproximadamente 100 km² corresponden a las zonas emergidas que constituyen el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, el único departamento insular de Colombia.

1.2 Contexto estructural

La Cuenca Los Cayos se localiza en el margen occidental de la Placa Caribe, región que ha sufrido una compleja evolución geológica desde el Jurásico hasta el Reciente (Mann *et al.*, 2007). Su actual configuración se caracteriza por presentar una serie de rasgos estructurales, que incluyen fallas regionales, depresiones, montes submarinos y volcanes diseminados por toda el área, rodeados de bancos de coral, cayos y atolones (e.g: las Islas de Providencia, San Andrés, los cayos Roncador, Quitasueño, Serrana) (Figura 1-2). Dentro de los rasgos estructurales más importantes a lo largo de la zona de estudio, se encuentran los siguientes:

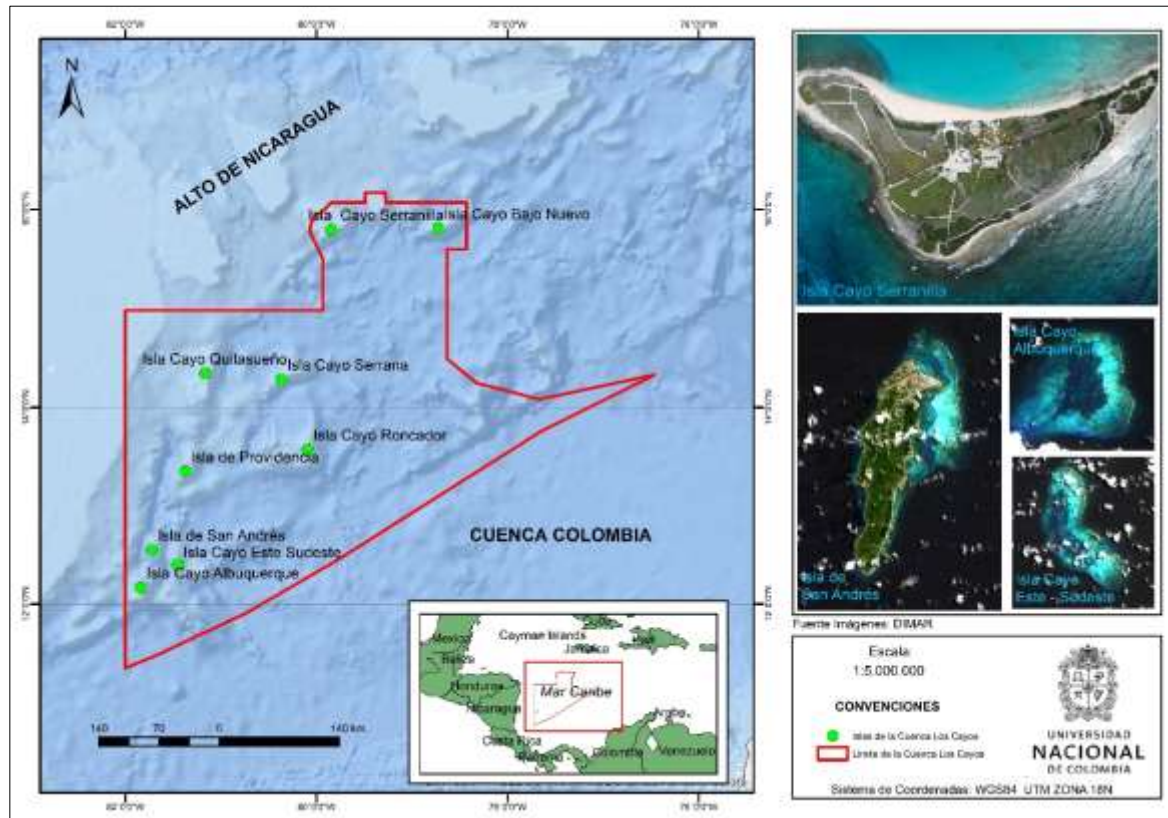


Figura 1-1. Mapa de localización de la Cuenca Los Cayos, al occidente del Mar Caribe Colombiano. Las imágenes satelitales muestran las Islas Cayos Este Sudeste, Serranilla, Albuquerque y San Andrés.

1.2.1 Alto de Nicaragua

El Alto de Nicaragua es una importante división fisiográfica de la Región Caribe, de tendencia noreste-sureste, que corresponde a un extenso cinturón de corteza engrosada y actualmente sumergida (Arden Jr, 1969). Esta estructura es dividida en Alto de Nicaragua Superior y Alto de Nicaragua Inferior, ambos separados por la Zona de Fractura del Banco de Pedro (ZFBP). El Alto de Nicaragua Superior corresponde a una extensión submarina de lo que se conoce como Bloque Chortis de afinidad continental (Donnelly *et al.*, 1990).

1.2.2 Zona de Fractura del Escarpe de Hess (ZFHE)

La Zona de Fractura del Escarpe de Hess corresponde a una anomalía topográfica de tendencia noreste, que se destaca por formar un rompimiento en la batimetría entre la Cuenca Colombia al sur

y la Cuenca Los Cayos al norte (Figura 1-2). Es definido por Burke *et al.*, (1978) como una falla rumbo deslizante lateral izquierda; cuyo origen aún es discutido, y posiblemente está relacionado con las fases tempranas de la formación del Mar Caribe (Munar, 2000; Geister and Díaz, 2002).

1.2.3 Zona de Fractura del Banco de Pedro (ZFBP)

La Fractura del Banco de Pedro localizada a lo largo del margen occidental de la cuenca Los Cayos, corresponde a otro lineamiento importante dentro del área de estudio, con dos tendencias muy marcadas en sentido N30°E y N62°E, alcanzando una longitud de aproximadamente 1300 km (Figura 1-2). Corresponde a una falla rumbo deslizante lateral izquierda (Holcombe et al., 1990; Carvajal Arenas, 2017). Se extiende desde el límite de Nicaragua y Costa Rica hasta áreas marítimas al sureste de Jamaica.

1.2.4 San Andrés Rift

El San Andrés Rift (SAR) corresponde a una cuenca *pull apart*, con una tendencia estructural de N15°E, una amplitud que varía de 11-27 km y una extensión de 346 km, dentro de la Placa Caribe (Carvajal Arenas, 2017). La cuenca está compuesta por depósitos altamente estratificados, probablemente turbiditas que han formado una pequeña planicie abisal (Geister, 1992).

1.2.5 Islas, Bancos coralinos y atolones

De acuerdo con Geister (1992), el basamento de las islas, bancos y atolones en la zona de estudio es de origen volcánico. Se formó posiblemente durante el Cenozoico Temprano, a lo largo de fracturas del piso oceánico. Posteriormente, la subsidencia y la deposición simultánea de carbonatos en las zonas de las cimas volcánicas poco profundas, dio lugar a la formación de los bancos y atolones del archipiélago. Las terrazas emergidas y sumergidas en las áreas de plataforma, así como otros registros en las islas y atolones, son la evidencia de las oscilaciones del nivel del mar durante el cuaternario.

La mayoría de los bancos coralinos, atolones e islas presentes en el área de estudio (Banco Serrana, Banco Quitasueño, Cayo Albuquerque, Cayo Bajo Nuevo, San Andrés y Providencia) presentan una tendencia noreste. Esto sugiere una zona de deformación en este sentido, posiblemente debido a fallas por donde se han emplazado extrusiones volcánicas en el fondo oceánico.

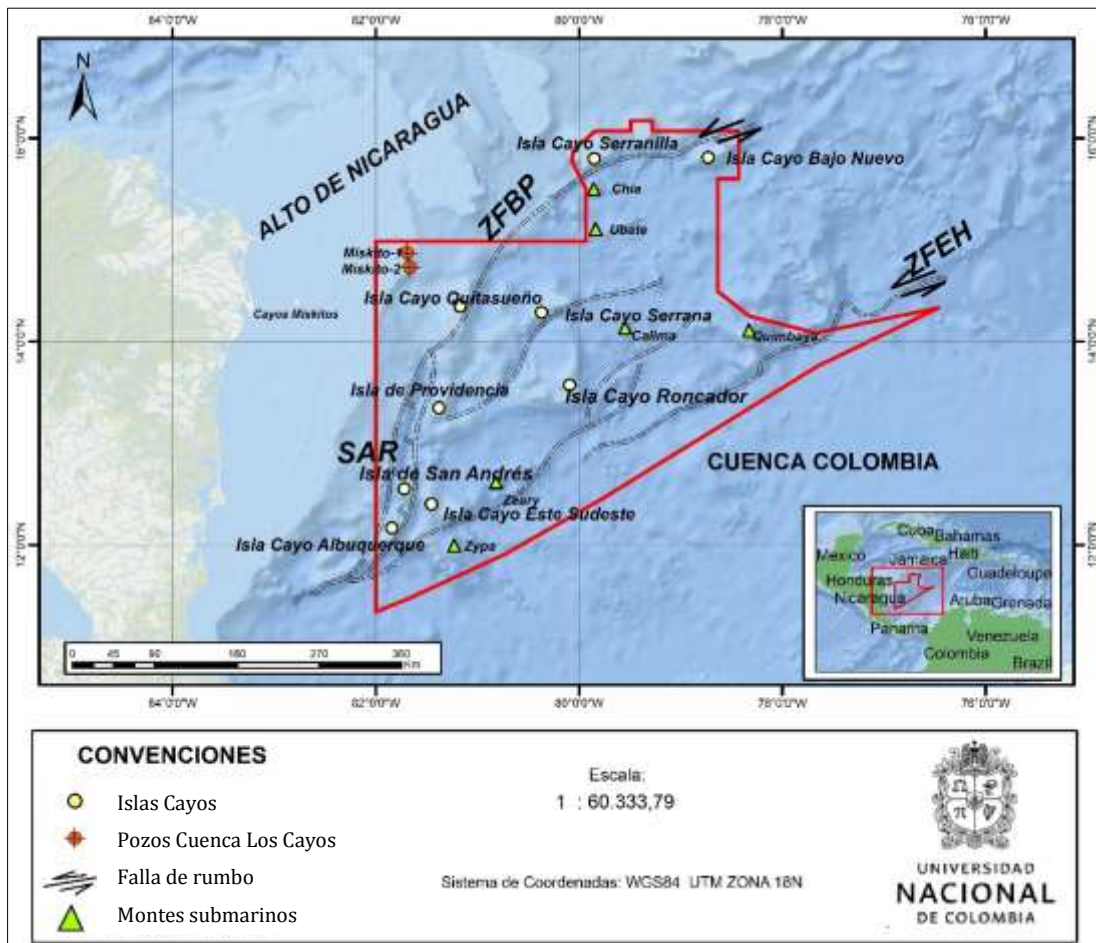


Figura 1-2. Principales elementos estructurales de la cuenca Los Cayos. ZFBP= Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH= Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR= San Andrés Rift; NR: (Modificado de Carvajal Arenas *et al.*, 2015).

1.3 Contexto Estratigráfico

La estratigrafía del área de estudio, está basada en información geológica obtenida mediante la perforación de los pozos denominados Miskito-1 y Miskito-2 (Figura 1-3), cuyas profundidades alcanzaron los 6728 pies y 6428 pies respectivamente. Las perforaciones fueron llevadas a cabo entre los años 1970 y 1977 por la compañía *Occidental Petroleum* (Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2008). En general, la cuenca presenta un basamento de afinidad volcánica, cuya rocas han sido clasificadas por Concha y Macía (1993) como basaltos, andesitas, dacitas y riolitas; sobre las cuales se desarrolló una espesa secuencia calcárea desde el Eoceno hasta el Pleistoceno (López *et al.*, 2009).

Carvajal Arenas (2017) integra datos de sísmica 2D e información de pozos, y divide la estratigrafía en cinco intervalos principales para las cuencas Miskito y Veronalia, adyacentes a la Cuenca Los Cayos, consideradas parte de la Placa Caribe oeste central.

1.3.1 Basamento y unidades estratigráficas del Cretácico Medio a Tardío

El basamento en la cuenca Los Cayos se conforma de basaltos oceánicos, cuarzodioritas y andesitas amigdaloides, que se originaron por actividad volcánica y fallas transformantes en el norte de la Placa Caribe de edad Cretácico Superior (Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2008). Su espesor varía en toda la cuenca, en el área de Rosalinda y Serranilla la profundidad desde la plataforma hasta el basamento es de máximo 18000 pies, llegando hasta los 28000 pies al este y oeste de la plataforma. Se identificó además en estos pozos una secuencia calcárea del Cretácico Tardío.

1.3.2 Calizas y rocas bioclásticas (Eoceno medio y tardío)

La profundidad reportada por Ecopetrol (1984) para esta unidad en el pozo Miskito-1 es de 2900 pies, mientras que en el pozo Miskito-2 es de 1700 pies. De acuerdo con la descripción litológica realizada para ambos pozos, la unidad está conformada por intercalaciones de rocas bioclásticas como biocalcarenita, intracalcarenita y calcarenita y rocas calcáreas de textura fina como shales calcáreos, lodolitas y micritas y en algunas partes intercalaciones de capas volcánicas. También se encuentran algunas capas de lignito y variedades de asfalto como gilsonita, aceite en las fracturas de la roca y gas, los cuales son indicio de la presencia de hidrocarburos. En la base de la secuencia se encuentran evaporitas que permiten deducir que el ambiente sedimentario durante el Eoceno inferior y medio fue somero de baja energía (plataforma marginal). Las rocas de esta unidad son descritas en la porción continental de Nicaragua, como la formación Punta Gorda (Carvajal Arenas et al., 2015).

1.3.3 Calizas (Oligoceno)

Descritas en los pozos Miskito-1 y Miskito-2, con un espesor de 530 pies y 2000 pies respectivamente. Litológicamente se describe como un conjunto de rocas calcáreas en cuya base predominan las de textura fina como arcilla calcárea, shale calcáreo, arcilloso y carbonoso, alternadas con evaporitas. Hacia el tope se presenta una variación textural, evidenciada en el aumento del tamaño de grano, lo que evidencia un aumento de la energía del ambiente de depositación al final del Oligoceno. Es posible correlacionarlas con el grupo Inferior de la Formación Brownstone (Jamaica).

1.3.4 Calizas y rocas bioclásticas (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno)

Cronológicamente ocupan todo el Mioceno hasta el Plioceno. La litología observada en la perforación de los pozos Miskito-1 y Miskito-2, presenta en su parte basal rocas calcáreas de grano fino a medio interestratificadas con capas delgadas de lignito y dolomita. En la parte superior predominan rocas bioclásticas (biocalcarenita, intracalcarenita, calcarenita) que evidencian de nuevo un cambio en la energía del ambiente de depositación. El espesor determinado en ambos pozos es de 1300 pies. Durante el Pleistoceno, las condiciones ambientales son constantes y se mantiene la misma litología. Únicamente se presenta variación en las capas superiores a caliza de corales y calcilutita.

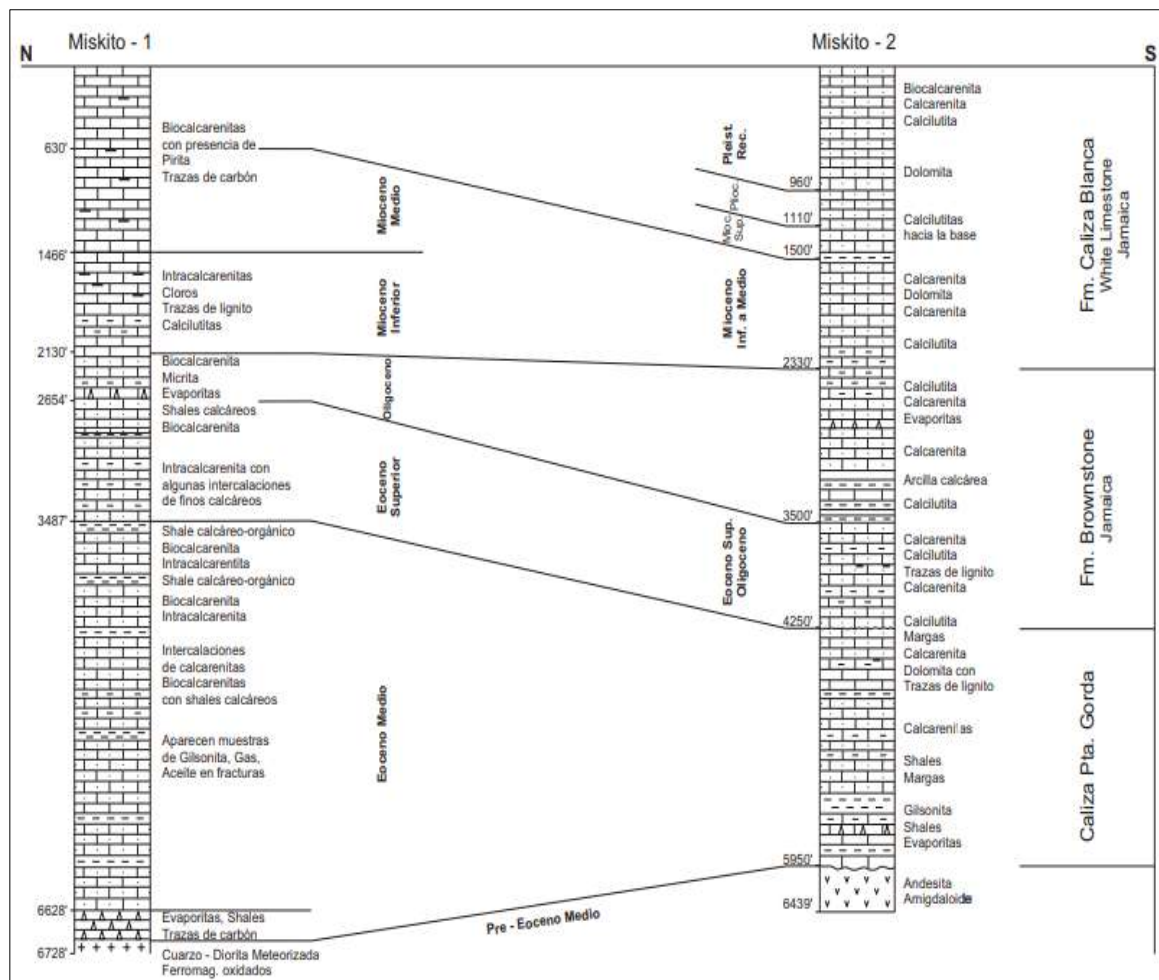


Figura 1-3. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Los Cayos, a partir de los pozos Miskito-1 y Miskito-2 (Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2008).

1.3.5 Modelo evolutivo

En la región del Caribe, se han realizado numerosos trabajos que indican una compleja historia evolutiva desde el Cretácico Superior hasta el Holoceno, dando como resultado el planteamiento de dos modelos evolutivos fundamentales y en continua revisión (James, 2006; Pindell *et al.*, 2006). El primer modelo evolutivo conocido como modelo “in-situ” le da a la Placa Caribe un origen interamericano, de carácter autóctono en el que sugiere la formación de la placa por medio de la extensión entre las dos Américas, durante el Cretácico hasta adquirir su configuración actual (Donnelly, 1989; Frisch *et al.*, 1992; Meschede *et al.*, 1996; Donnelly *et al.*, 1990; James, 2006). El segundo modelo deriva de una hipótesis alóctona, conocido como Modelo Pacífico, donde se propone la formación de la Placa Caribe en el Océano Pacífico en el *hot spot* de Galápagos, en el Mesozoico Superior, la cual posteriormente se desplazó en sentido oeste – este por deriva continental hasta su posición actual (Burke *et al.*, 1978; Ross and Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Pindell and Barrett, 1990a; Oost, 1990).

2. Capítulo. Marco Conceptual

La ciencia de la geofísica aplica los principios de la física al estudio de las ciencias de la Tierra, las investigaciones geofísicas de su interior implican tomar mediciones en o cerca de la superficie, que están influenciadas por la distribución interna de las propiedades físicas. El análisis de estas mediciones puede revelar la variación de estas propiedades vertical y lateralmente (Kearey, Brooks, *et al.*, 2013).

Los campos potenciales principales de la Tierra, aplicados en la Geofísica, son los campos gravitacional y magnético. El objetivo de su interpretación es optimizar la comprensión de la configuración y composición de los cuerpos rocosos del subsuelo, que dan origen a contrastes en propiedades físicas como la densidad y la susceptibilidad magnética. El conocimiento de la distribución de cualquiera de estas propiedades en la superficie de la tierra aporta información de gran valor sobre la geología del subsuelo (Graterol, 2005).

2.1 Método gravimétrico

Es un estudio cuyo objetivo es determinar las anomalías o variaciones de la gravedad, generadas por los contrastes de densidad de los cuerpos presentes en el subsuelo (Kearey, Brooks, *et al.*, 2013). Una definición importante es la de un “cuerpo causativo”, que es una unidad de roca con densidad diferente a la de su entorno, que causa una perturbación en el campo gravitacional, conocida como anomalía de la gravedad (Nettleton, 1976). La interpretación cuantitativa de las anomalías permite describir la extensión, profundidad, y diferencia de densidad de los cuerpos que la generan.

Las anomalías gravimétricas corresponden al efecto gravitacional generado por masas en el interior de la tierra, que presentan irregularidades en densidad y profundidad (Kearey, Brooks, *et al.*, 2013). El efecto de las anomalías se determina comparando el valor de la aceleración de la gravedad de estos cuerpos anómalos, con respecto a un valor teórico calculado a partir de un modelo de tierra homogéneo.

2.1.1 Ley de Gravitación Universal

La base del método en exploración gravimétrica es la Ley de Gravitación Universal. Esta establece que: todo cuerpo material en el universo atrae a los otros cuerpos con una fuerza que es directamente proporcional al producto de las masas de los cuerpos, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellos Figura 2-1.

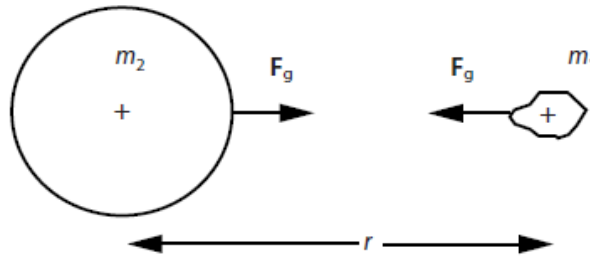


Figura 2-1. Esquema de dos cuerpos atraídos uno al otro, con una fuerza gravitacional (F_g), proporcional al producto de sus masas (m_1 y m_2) e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (r) entre los dos centros de masa.

Matemáticamente esta expresión está dada por:

$$F_g = \left(\frac{Gm_1m_2}{r^2} \right) \quad \text{Ec (2.1)}$$

Donde el vector resultante F_g está dado en newtons (N) y representa la magnitud de la fuerza gravitacional sobre cualquiera de las masas m_1 y m_2 , dadas en kilogramos, y separadas por una distancia r en metros. G es una constante fundamental, conocida como Constante de Gravitación Universal G , cuyo valor es:

$$G = 6.674215 * 10^{-11} m^3 Kg^{-1} s^{-2} \quad \text{Ec (2.2)}$$

La aceleración de una masa puntual se puede obtener dividiendo su masa a toda la ecuación 2.1 de forma que:

$$a = \frac{F}{m_2} = \frac{G.m_1}{r^2} \quad \text{Ec (2.3)}$$

La aceleración a es igual a la fuerza gravitacional por unidad de masas debido a m_1 , de esta forma si m_1 representa la masa de la tierra m_t y r representa el radio de la tierra r_t , entonces la aceleración viene dada por:

$$g = \frac{G \cdot m_t}{r_t^2} \quad \text{Ec (2.4)}$$

Así el valor numérico de la gravedad en la superficie de la tierra es de aproximadamente 980 cm/seg².

En el Sistema Cegesimal de Unidades (cgs), la gravedad se mide en unidades de longitud sobre tiempo al cuadrado (cm/s²) que equivale a un gal (en honor a Galileo). Dado que la aceleración gravitatoria en la superficie terrestre es de 980 cm/seg² o 980 gales, y como las anomalías de una diezmillonésima de este valor tienen importancia científica o económica, la unidad estándar en geofísica para gravimetría es el “miligals” (mGal) que es igual a 10⁻³ gales.

La Tabla 2-1 presenta las unidades equivalentes de los parámetros usados en el método gravimétrico en los sistemas de unidades cgs y SI.

Parámetro	CGSu	SIu
Constante gravitacional universal	6.674x10 ⁻⁸ cm ³ /g s ²	6.674x10 ⁻¹¹ m ³ /Kg s ²
Fuerza de atracción	10 ⁵ dinas	Newton (N)
Aceleración Gravitacional	cm/s ²	10 ⁻² m/s ²
	Miligal (mGal)	10 ⁻⁵ m/s ²
	Microgal (μGal)	10 ⁻⁸ m/s ²
Densidad	g/cm ³	10 ⁻³ kg/m ³

Tabla 2-1. Parámetros comúnmente utilizados en el método gravimétrico (Tomado de Hinze *et al.*, 2013).

2.1.2 Densidad de los materiales terrestres

Las anomalías gravimétricas son el producto de las diferencias de densidad o de los contrastes de densidad, generados entre un cuerpo rocoso y su entorno. Para un cuerpo de ρ_1 embebido en un material de densidad ρ_2 , el contraste de densidad $\Delta\rho$ esta dado por:

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 \quad \text{Ec (2.5)}$$

Donde el signo del contraste de la densidad determina el signo de la anomalía gravimétrica.

Los tipos de rocas en la corteza presentan densidades que varían entre los 1600 y los 3200 kg/m³, sin embargo, la densidad calculada para los materiales en el interior de la tierra, alcanzan los 5520 kg/m³, mostrando un incremento de la densidad con la profundidad (Figura 2-2).

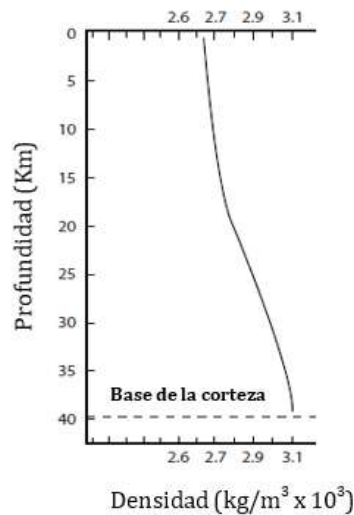


Figura 2-2. Perfil de densidad promedio a través de la corteza (Tomado de Hinze *et al.*, 2013).

La densidad de las rocas depende de su composición mineral y de su porosidad. Por ejemplo, en una secuencia de rocas sedimentarias, la densidad tiende a incrementar con la profundidad debido a la compactación. Además, la densidad por lo general también aumenta con la edad de la roca. Rocas más antiguas tienden a permanecer en profundidad durante mayor tiempo, con mayor grado de compactación y litificación aumentando su densidad (Kearey, Brooks, *et al.*, 2013). La mayoría de las rocas ígneas y metamórficas tienen una porosidad despreciable, y la composición es la causa principal de las variaciones en su densidad. Esta generalmente aumenta a medida que disminuye la acidez en la roca. Por lo que la densidad aumenta progresivamente de las rocas ácidas a básicas y ultrabásicas.

De acuerdo con lo anterior, determinar con precisión la densidad de una roca no es fácil. Sin embargo, algunos parámetros como la composición mineral, el grado de compactación, litificación y la edad permiten establecer un rango posible de densidad de un cuerpo rocoso. En la Tabla 2-2 se relacionan los rangos y valores promedio de densidad de algunas clases de rocas en unidades de los sistemas c.g.s. (centímetro-gramo-segundo) y SI (Sistema Internacional de Medidas).

Clase de roca	Rango – c.g.s (gr/cm ³)	Promedio – c.g.s (gr/cm ³)	Rango - si (kg/m ³)	Promedio – si (kg/m ³)
Gabro	2.70 - 3.50	3.03	2700 - 3500	3030
Basalto	2.70 - 3.30	2.99	2700 - 3300	2990
Sienita	2.60 - 2.95	2.77	2600 - 2950	2770
Andesita	2.40 - 2.80	2.61	2400 - 2800	2610
Granito	2.50 - 2.81	2.64	2500 - 2810	2640
Riolita	2.35 - 2.70	2.52	2350 - 2700	2520
Eclogita	3.20 - 3.54	3.37	3200 - 3540	3370
Anfibolita	2.90 - 3.04	2.96	2900 - 3040	2960
Granulita	2.52 - 2.73	2.65	2520 - 2730	2650
Pizarra	2.70 - 2.90	2.79	2700 - 2900	2790
Gneis	2.59 - 3.00	2.80	2590 - 3000	2800
Filita	2.68 - 2.80	2.74	2680 - 2800	2740
Esquisto	2.39 - 2.90	2.64	2930 - 2900	2640
Dolomita	2.28 - 2.90	2.70	2280 - 2900	2700
Caliza	1.93 - 2.90	2.55	1930 - 2900	2500
Shale	1.77 - 3.20	2.40	1770 - 3200	2400
Arenisca	1.61 - 2.76	2.35	1610 - 2760	2350
Arena	1.70 - 2.30	2.00	1700 - 2300	2000
Limo	1.80 - 2.20	1.93	1800 - 2200	1930
Arcilla	1.63 - 2.60	2.21	1630 - 2600	2210
Aluvión	1.96 - 2.00	1.98	1960 - 2000	1980

Tabla 2-2. Densidades de materiales litológicos más comunes (Tomado de Reynolds, 2011). Los cuadros azules resaltan la densidad de las rocas aflorantes de la zona de estudio, y las reportadas en pozos perforados en el área. Superficialmente en la Isla de Providencia, Santa Catalina y los cayos aledaños afloran rocas ígneas Cenozoicas clasificadas por (Concha y Macía, 1993) como basaltos, andesitas y riolitas; y la isla de San Andrés ha sido definida geológicamente por varios autores en dos unidades calcáreas: una unidad de calizas heterogéneas y otra unidad de calizas coralinas (Vargas, 2004).

2.2 Método magnético

La magnitud que se mide en el método magnético es el Campo Geomagnético, el cual está relacionado con la magnetización del medio. En el método magnético el objetivo es investigar la geología del subsuelo a partir de las variaciones en este campo geomagnético, resultantes de las propiedades magnéticas de las rocas subyacentes. No todos los minerales que son formadores de

rocas son magnéticas, pero ciertos tipos de rocas contienen los suficientes minerales magnéticos capaces de producir anomalías magnéticas significativas (Kearey, Brooks, *et al.*, 2013).

2.2.1 Campo magnético terrestre

El campo magnético terrestre es el resultado de la suma de varios componentes magnéticos, derivados desde el interior y el exterior de la Tierra, que varían temporal y espacialmente. El campo interno se origina por dos razones principalmente, por corrientes electromagnéticas en el núcleo externo de la Tierra, correspondiendo al 90% aproximadamente del campo geomagnético total. La segunda fuente del campo interno se localiza en las capas superficiales de la Tierra, y se relaciona con la presencia de minerales ferromagnéticos en las rocas, que se encuentran a temperaturas inferiores a la Temperatura de Curie, que es la temperatura por encima de la cual un material ferromagnético pierde su magnetismo (ejemplo $T_c=580^\circ\text{C}$ para la magnetita). El campo magnético externo de la tierra tiene su origen debido a la acción de la actividad solar sobre la Ionosfera, que contribuye en la remanencia del campo (Hinze *et al.*, 2013).

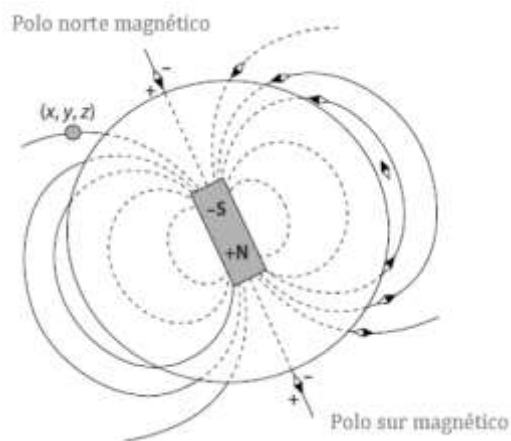


Figura 2-3. Campo magnético normal representado por líneas de fuerza de un dipolo ubicado en el centro de la Tierra, pero inclinado 10.9° de su eje de rotación. El polo positivo o norte (N) de la aguja de la brújula, apunta al polo negativo o sur (S) del dipolo central de la Tierra y viceversa (Tomado de Hinze *et al.*, 2013).

En la proximidad de un imán, se desarrolla un flujo magnético que fluye de un extremo del imán a otro. Los puntos dentro del imán donde el flujo magnético converge, se denominan polos magnéticos y corresponden a los polos del imán. Un imán libremente suspendido se alinea en la misma dirección del flujo del campo magnético de la Tierra (Kearey, Brooks, *et al.*, 2013). El campo geomagnético

puede ser representado por el campo de un dipolo situado en el centro de la Tierra, con su momento magnético apuntando hacia el sur geográfico (Figura 2-3).

En cualquier punto de la superficie terrestre el campo magnético terrestre queda completamente definido por las componentes (H) y vertical (Z) de la densidad del flujo, como también por la declinación (D) que corresponde al ángulo formado entre el norte geográfico y el norte magnético; la intensidad (I) que representa el ángulo que forma la intensidad del campo en un lugar y su proyección sobre el plano horizontal (Parasnis and Orellana, 1970). Las variaciones del campo magnético principal y declinación magnética son mostradas en las Figuras 2.4 y 2.5. Las variaciones de la intensidad del campo magnético están dadas en oersted (Oe), de acuerdo con el sistema de unidades electromagnéticas (EMu) y Tesla (T) en el sistema de unidades SI (SIu). En geofísica la unidad usada en el nanotesla (nT) que equivale a 10^{-9} tesla.

2.2.2 Magnetización de los materiales terrestres

Cuando un material magnético se coloca en un campo magnético, el material se magnetiza y el campo de magnetización externo se refuerza con el campo magnético inducido en el material mismo (Figura 2.6). Esto se conoce como *magnetización inducida*, y está en función de la susceptibilidad magnética de los materiales, la magnitud y dirección del campo magnético (Hinze *et al.*, 2013). Cuando el campo externo se apaga, la magnetización inducida desaparece de inmediato, pero algunos materiales retienen una *magnetización remanente* y su dirección se fijará en la dirección del campo inductor (Reeves, 2005). La magnetización remanente refleja la historia del material. De este modo la magnetización contrasta entre una fuente anómala y las formaciones laterales adyacentes. Estos dos tipos de magnetización se deben a la magnetización espontánea, una propiedad de los minerales ferromagnéticos en la corteza terrestre (Udías *et al.*, 1997).

Las propiedades magnéticas solo pueden existir a temperaturas por debajo del punto de Curie. La temperatura del punto Curie varía para todas las rocas, pero a menudo está en el rango de 550° a 600°C. Las investigaciones indican que esta temperatura probablemente es alcanzada por el gradiente geotérmico normal a profundidades entre 30 y 40 km en la tierra, aunque la llamada "isoterma de punto de Curie" puede ocurrir mucho más cerca de la superficie de la tierra en áreas de alto flujo de calor.

2.2.3 Susceptibilidad magnética

En la corteza todas las rocas experimentan la interacción del campo geomagnético, por lo que exhiben una magnetización inducida. La magnitud de la magnetización que adquieren se puede determinar por J_i , que es proporcional a la intensidad del campo magnético terrestre B , y la constante de proporcionalidad μ , que es definida como la susceptibilidad de las rocas (Reeves, 2005). La susceptibilidad magnética de una roca está fuertemente ligada al contenido de minerales magnéticos, tales como la magnetita.

$$J_i = \mu * B \quad \text{Ec (2.6)}$$

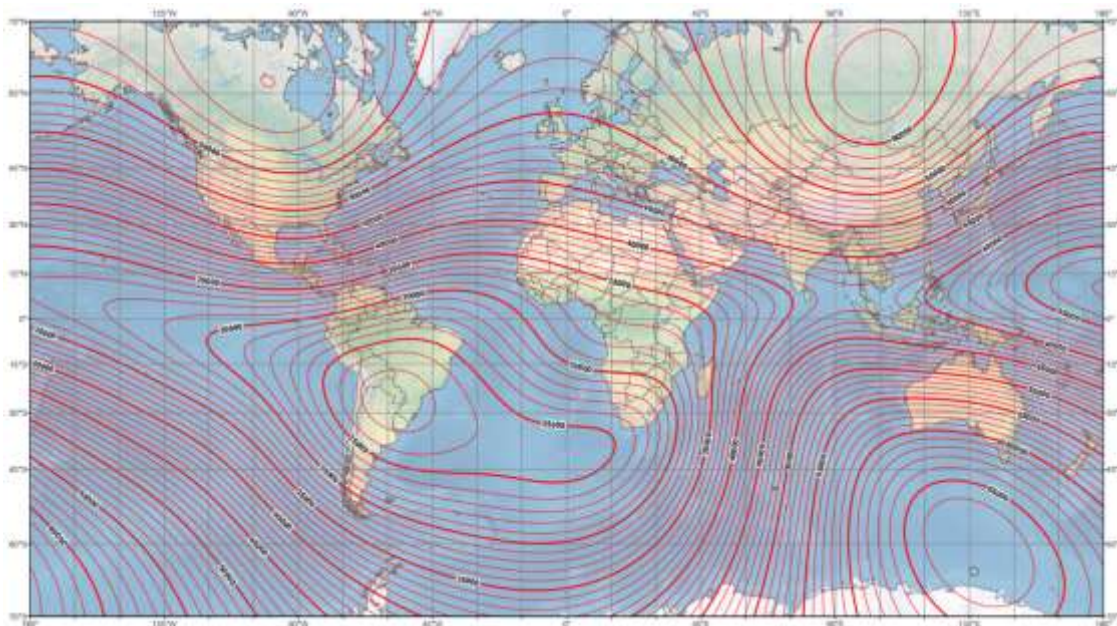


Figura 2-4. Mapa de intensidad del Campo Magnético Total. Intervalo entre contornos: 1000 nT. Mapa desarrollado por NOAA/NGDC & CIRES, 2014. (Tomado de <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/>).

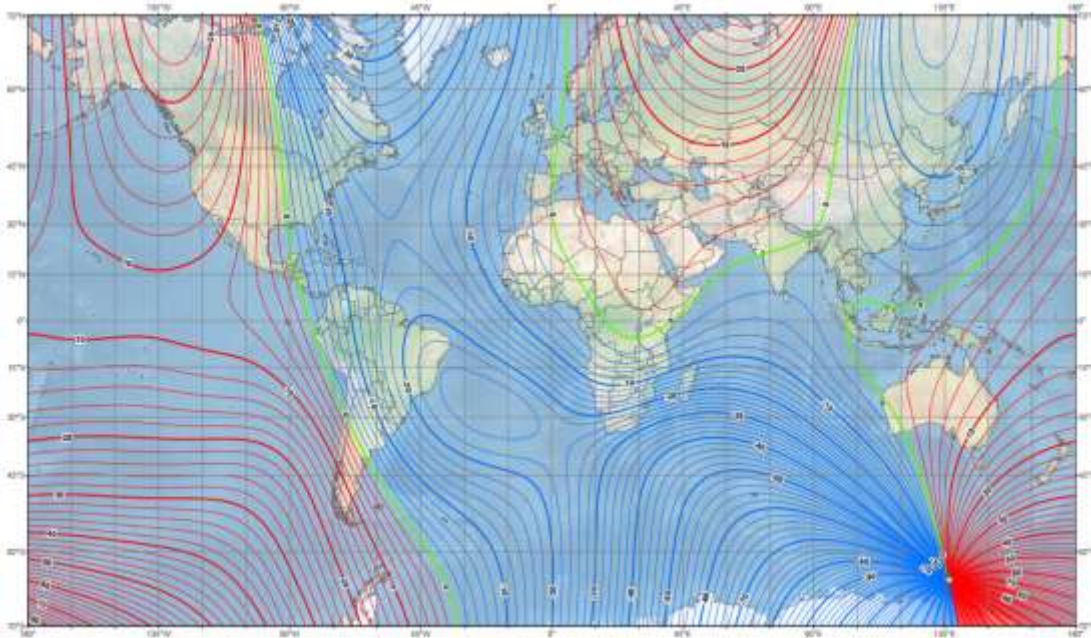


Figura 2-5. Declinación del Campo Magnético. Contornos de color rojo son positivos, azules negativos y verde equivale al cero. Mapa desarrollado por NOAA/NGDC & CIRES, 2014. (Tomado de <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/>).

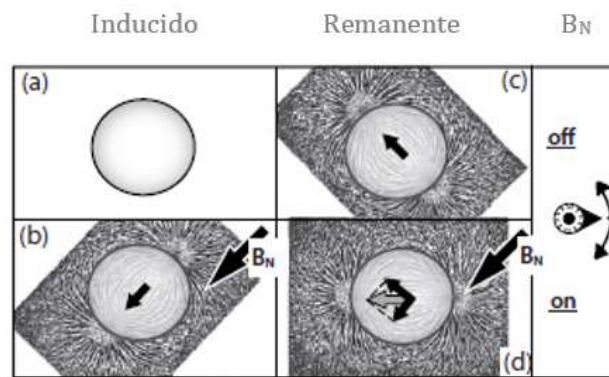


Figura 2-6. Ilustración de las relaciones entre los componentes de magnetización inducidos y remanentes y un campo magnético externo aplicado (B_N) para un cuerpo magnetizado (a). El vector gris en (d) es el resultado de magnetización de los componentes inducidos (b) y remanentes (c). (Tomado de Hinze *et al.*, 2013).

Usualmente las rocas sedimentarias no son magnéticas, aunque pueden exhibir un grado de susceptibilidad magnética mínimo. Las rocas ígneas y metamórficas presentan un rango muy variado de susceptibilidades magnéticas, al igual que las rocas hipoabisales de composición máfica,

los depósitos de mena y las formaciones de hierro bandeado. La Tabla 2-3 contiene valores de susceptibilidad magnética de algunas clases de rocas, en unidades de los sistemas c.g.s (centímetro-gramo-segundo) y SI (Sistema Internacional de Medidas).

Clase de roca	Rango - cgs	Rango - SI
Peridotita	7599.63 - 15597.15	95500 - 196000
Basalto oceánico	23.87 - 2864.78	300 - 36000
Basalto	39.79 - 14483.07	500 - 182000
Gabro	63.66 - 6047.87	800 - 76000
Pegmatita	238.73 - 5968.30	3000 - 75000
Riolita	19.89 - 3000.06	250 - 37700
Granito con magnetita	1.59 - 3978.86	20 - 50000
Granito	0.80 - 5.17	10 - 65
Gneis	9.95 - 1989.43	125 - 25000
Pizarra	0 - 3023.94	0 - 38000
Esquisto	25.07 - 238.73	315 - 3000
Shale	4.78 - 1480.14	60 - 18600
Arenisca	0 - 1671.12	0 - 21000
Caliza	0.80 - 1989.43	10 - 25000
Dolomita impura	1591.55	20000
Dolomita pura	-0.99 - 3.50	-12.5 a +44

Tabla 2-3. Susceptibilidades magnéticas de algunas rocas comunes (Tomado de Reynolds, 2011). Los cuadros azules resaltan la susceptibilidad de las rocas aflorantes de la zona de estudio, y las reportadas en pozos perforados en el área.

2.2.4 Campo de referencia Geomagnético Internacional (IGRF)

El modelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), propuesto en 1968 por la IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*), corresponde a una serie de modelos matemáticos del Campo Magnético de la Tierra y su variación secular (variaciones lentas del Campo Geomagnético con el tiempo). Estos modelos representan el campo principal, generado por el núcleo de la Tierra, mediante armónicos esféricos de grado creciente.

Este modelo registra las variaciones en F en un X y Y, en un área de estudio en función del tiempo. La magnitud del F varía entre 20 000 y 70 000 nT, en cualquier punto de la Tierra. A nivel de corteza las variaciones locales son del orden de cientos de nT. Las anomalías comúnmente son de al menos dos órdenes de magnitud más pequeñas que el valor del IGRF.

Cada cinco años se genera un IGRF, que comprende varios modelos, el cual se considera provisional. Una vez el modelo se considera definitivo, da lugar al DGRF (*Definitive Geomagnetic Reference Field*).

2.3 Método Sísmico

En la exploración sismológica el principio elemental consiste en conocer el tiempo de viaje de una onda sísmica, desde que es generada en la superficie, reflejada y refractada en el subsuelo, hasta que retorna a superficie (Reynolds, 2011).

2.3.1 Ondas sísmicas

Al aplicar una fuerza F a un cuerpo a través de un área A de su superficie se establecen fuerzas dentro del cuerpo de acuerdo con la proporción de la fuerza aplicada, esta relación entre la fuerza y el área (F/A) se conoce como esfuerzo. El esfuerzo puede dividirse en dos componentes, un esfuerzo de dilatación que es normal a la superficie, y un esfuerzo de cizalla en el plano de la superficie (Reynolds, 2011).

El cuerpo sometido a esfuerzos sufre deformación, que es expresada como la relación de cambio de la longitud o el volumen original. Según la ley de Hook, el esfuerzo y la deformación son linealmente dependientes y el cuerpo se comporta de manera elástica hasta llegar al punto de fluencia, por debajo de este punto el cuerpo cambia a su forma y tamaño original una vez cesa la aplicación del esfuerzo. Por encima del punto de fluencia el cuerpo se comporta de forma plástica o dúctil y puede ser deformado hasta que se fractura. En sismología, la cantidad de esfuerzo y la deformación de los materiales en el subsuelo ubicados lejos de la fuente sísmica es mínima y cae dentro del comportamiento elástico (Reynolds, 2011).

Las ondas sísmicas corresponden a pequeños paquetes de energía de deformación elástica, que viajan desde una fuente sísmica a ciertas velocidades por el módulo elástico y las densidades del medio. Existen dos tipos principales de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo que pasan a través de la mayor parte del medio y las ondas de superficie confinadas a la interfase entre medios con contrastes de propiedades elásticas (Reynolds, 2011).

Las ondas de cuerpo que pueden viajar a través de un medio elástico son las ondas P y S. las ondas P conocidas también como longitudinales, primarias de presión o compresionales son las más importantes en exploración sismológica ya que las partículas del medio a través del cual se propagan

oscilan cerca de puntos fijos en la dirección de propagación de la onda, por compresión o dilatación como las ondas de sonido. Las ondas S se conocen también como ondas transversales, secundarias o de cizalla, debido a que las partículas del medio se mueven perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda (Reynolds, 2011).

2.3.2 Velocidad de las ondas sísmicas

Los módulos elásticos y las densidades de las rocas a través de las cuales viajan son los factores que controlan las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, que en general aumentan con el aumento de la densidad. Por ejemplo para las rocas sedimentarias la densidad y por tanto la velocidad de las ondas sísmicas aumenta con la profundidad y la edad (Reynolds, 2011). La velocidad de propagación V de las ondas sísmicas P y S en un medio elástico es expresada por:

$$V = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{Ec. 2.14})$$

Donde μ es el módulo elástico apropiado y ρ la densidad de la roca. La velocidad de las ondas P viene dada por:

$$Vp = \sqrt{\frac{\left(\frac{k+4\mu}{3}\right)}{\rho}} \quad (\text{Ec. 2.15})$$

La velocidad de la onda S esta expresada por:

$$Vs = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{Ec. 2.16})$$

La relación Vp/Vs está definida en términos de la relación de Poisson (σ) y está dada por:

$$\frac{Vp}{Vs} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma}} \quad (\text{Ec. 2.17})$$

Para los fluidos $\mu = 0$, debido a que estos no soportan los esfuerzos de cizalla. Para la relación de Poisson el máximo valor es 0.5 y el valor promedio 0.25. Para muchas rocas duras $\sigma \approx 0.05$ y para sedimentos inconsolidados $\sigma \approx 0.45$. En la Tabla 2-4 se relacionan las velocidades de las ondas P (Vp) en algunos materiales comunes.

Material	Vp (m/s)
Aire	330
Agua	1450 - 1530
Arenisca	1400 - 4500
Caliza blanda	1700 - 4200
Caliza dura	2800 - 7000
Dolomita	2500 - 6500
Granito	4600 - 6200
Basalto	5500 - 6500
Gabro	6400 - 7000
Peridotita	7800 - 8400
Serpentinita	5500 - 6500
Gneis	3500 - 7600
Mármol	3780 - 7000

Tabla 2-4. Algunos valores de velocidades de ondas P (Tomado de Reynolds, 2011). Los cuadros azules resaltan la velocidad de ondas de las rocas aflorantes de la zona de estudio, y las reportadas en pozos perforados en el área.

2.3.3 Métodos Sísmicos

- **Refracción Sísmica**

Este método se basa en el principio del cambio en la dirección de propagación de las ondas P y S, cuando impactan el límite entre dos medios de impedancia acústica diferente, el cambio de velocidad se da por el contraste de velocidad de los medios según la ley de Snell. El método de refracción depende del aumento de la velocidad de la onda con la profundidad y de que el espesor de los estratos sea mayor que la longitud de onda de la energía incidente (Reynolds, 2011).

- **Reflexión Sísmica**

El método de reflexión consiste en medir el tiempo que tarda una onda sísmica, en viajar desde una fuente localizada en un punto conocido ya sea en o cerca de la superficie, que desciende a través del subsuelo y en donde es reflejada hacia la superficie, esta onda es posteriormente detectada por un receptor (localizado en o cerca de la superficie) en un punto conocido. Este método es utilizado para obtener información de la geometría de las estructuras en el subsuelo y de las propiedades físicas de los materiales allí presentes (Reynolds, 2011).

En el método de reflexión una complicación consiste en el traslado del tiempo de viaje de vía doble (o TWT *two-way time* por sus siglas en inglés) (en el dominio del tiempo) a profundidad (en el dominio del espacio). Mientras el tiempo de viaje es medido, el parámetro que más afecta la conversión a profundidad es la velocidad sísmica. Una dificultad adicional, es que los resultados finales del procesamiento de datos sísmicos obtenidos por diferentes procesadores, sea probablemente distinto. Aunque las rutinas básicas de procesamiento son exactamente las mismas, los parámetros utilizados pueden ser diferentes, introduciendo de esta manera diferencias en el contenido de frecuencias, en la razón señal-ruido y en detalles estructurales (Reynolds, 2011).

3. Capítulo. Metodología

El estudio de la estructura de la corteza en términos de espesor y profundidad en la Cuenca Los Cayos, está basado en el análisis de campos potenciales, líneas sísmicas, información de pozos y otros trabajos de uso público. La metodología en general se llevó a cabo por medio de la compilación de los datos, procesamiento, interpretación cualitativa y cuantitativa e integración de resultados con otros estudios geológicos y geofísicos. Inicialmente se elaboraron mapas gravimétricos y magnéticos, de donde fueron extraídos perfiles representativos de la zona, para posteriormente elaborar modelos. Estos modelos fueron integrados con líneas sísmicas 2D, para reducir la incertidumbre en las interpretaciones. También se aplicó la metodología de correlación espectral a las señales gravimétricas y magnéticas, a través de la implementación del proceso de normalización y los índices locales de favorabilidad.

El tamaño de celda para cada una de las grillas gravimétricas, magnéticas y batimétricas en este estudio es de 10 km, el sistema de proyección utilizado fue el WGS84, y el método de interpolación fue el de mínima curvatura. Además, todos los modelos 2D propuestos están restringidos por estudios de reflexión sísmica, información que fue previamente publicada y compilada.

3.1 Información geofísica

Los datos gravimétricos empleados en este trabajo se obtuvieron a través de la Universidad Nacional de Colombia. La información fue obtenida mediante el “Programa de Adquisición, procesamiento e interpretación de datos de Aeromagnetogravimetría en el Litoral Caribe”, realizado en el año 2006, por Carson Helicopters Inc (Aerogravity Division), para la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH).

La información gravimétrica original con un total de 5.362 estaciones de observación, fue proyectada convirtiendo del sistema de referencia original Magna-Sirgas a WGS-84, determinando para cada estación su latitud y longitud. La información gravimétrica incluye además valores de la Anomalía

de Aire Libre, Anomalía de Bouguer Simple y Anomalía de Bouguer Total; no obstante, el sector norte de la zona carece de datos gravimétricos (Tabla 3-1). Los datos de gravimetría obtenidos fueron previamente corregidos, por lo que no se realizó ningún tipo de reducción.

Componente base de datos	Mínimo	Máximo	Promedio
x	-82.90°	-75.88°	
y	10.96°	14.99°	
Modelo Digital del terreno (Z1)	-4282 m	572 m	-2719.74 m
Anomalía de Aire Libre (Z2)	-65.31 mGals	133.51 mGals	8.98 mGals
Anomalía de Bouguer Simple (Z3)	21.99 mGals	289.16 mGals	188.81 mGals
Anomalía de Bouguer Total (Z4)	22.19 mGals	289.17 mGals	189.23 mGals

Tabla 3-1. Especificaciones base de datos gravimétrica Cuenca Los Cayos. Sistema de coordenadas: WGS84.

La información magnética fue obtenida de una base de datos digital, compilada por el *United States Geological Survey* (USGS). Corresponde a una recopilación de un programa sistemático de cartografía magnética aerotransportada y marina, que el USGS llevó a cabo en conjunto con el *Geological Survey of Canada* (GSC), el Consejo de Recursos Minerales de México (CRM) y la *National Geophysical Data Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration* entre los años 1945 y 2001. Los datos suministrados ya están corregidos por el IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), para las fechas en que se realizaron los estudios. Este representa un campo geomagnético de referencia, de longitud de onda larga, que se determina a partir de un modelo desarrollado por la *International Association of Geomagnetism and Aeronomy*.

La base de datos está constituida por 542.324 estaciones, las cuales compilan información de la ubicación y el valor de la anomalía residual del campo magnético total (Tabla 3-2). La base de datos inicialmente fue suministrada en el Datum DNAG y posteriormente fue proyectado al Datum WGS84.

Componente base de datos	Mínimo	Máximo	Promedio
x	-83.96°	-75.01°	
y	10.32°	16.47°	
Anomalía del Campo Magnético Total (Z)	-722,46 nT	543,28 nT	-51,29 nT

Tabla 3-2. Especificaciones de la base de datos magnética de la Cuenca Los Cayos. Sistema de coordenadas: WGS84.

La información sísmica del área de los Cayos es muy escasa, y en general de carácter restringido. Se obtuvieron las líneas sísmicas W-1979-32, S-1977-21 ubicadas en áreas circundantes a los Cayos. Estas líneas sísmicas fueron adquiridas durante los programas de adquisición Los Cayos 1977 y Los Cayos 1979, adelantados por la empresa Ecopetrol entre los años 70 y 80.

El programa Los Cayos 1977 comprende el S-77 al sur y N-77, al norte de la Cuenca Los Cayos, y cubre alrededor de 3080.30 kilómetros en 49 líneas sísmicas (Ecopetrol, 1977). El Programa los Cayos 1979 fue adquirido por la empresa Geosource, donde se obtuvieron aproximadamente 4000 kilómetros de los programas S-79 y W-79, cubriendo las latitudes entre los 14° y 16° N y las longitudes 80° y 82° W, al norte de la Isla de Providencia (Denver Processing Center Inc, 1979).

Para la batimetría se dispuso de información de latitud, longitud y cota; que provienen de la base de datos ETOPO-1 *Global Relief Model*, este corresponde a un modelo de elevación digital global de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOOA), que integra la topografía terrestre y la batimetría oceánica.

3.2 Procesamiento de la información geofísica

Con la información compilada y estandarizada, se generaron grillas de gravimetría, magnetometría y batimetría, a partir de la interpolación de mínima curvatura, con despliegues de colores en formatos ráster. Las grillas fueron integradas para generar inicialmente los mapas temáticos del área de estudio, con sus respectivas barras de colores explicativos, contornos de isovalores, sistemas de georeferenciación y leyendas. Se utilizó el programa OASIS MONTAJ® de GEOSOFT.

Debido a que los datos gravimétricos y magnéticos se encuentran en el dominio del espacio, se hizo la transformación de las señales al dominio del número de onda, mediante la Transformada de Fourier. Con el fin de acentuar y mejorar las anomalías gravimétricas de alta frecuencia o de baja longitud de onda, sobre los cuerpos que las generan, se aplicó un método de filtrado espectral para obtener la primera derivada en la vertical de la Anomalía de Aire Libre. Para el caso de los datos magnéticos, también se realizó la aplicación de un filtro espectral de Reducción al Polo magnético; este proceso con el fin de resaltar las anomalías del campo geomagnético y eliminar la componente bipolar, de acuerdo con la declinación, inclinación e intensidad del campo magnético del área de estudio.

Estas operaciones matemáticas de filtrados espectrales se realizan en el MAGMA *Filtering*, una aplicación integrada en el software OASIS MONTAJ®, el cual antes de realizar cualquier filtro

sobre la señal ya sea gravimétrica o magnética, transforma la base de datos del dominio del espacio al dominio del número de onda, aplica el filtro y finalmente regresa los datos al dominio del espacio.

El cálculo de los valores estimados del campo magnético total, incluyendo la declinación e inclinación magnética, se realizó con base en el Modelo Magnético Mundial más reciente 2015 (WMM) (Tabla 3-3).

Modelo	WMM
Latitud	13.672°N
Longitud	80.29°W
Elevación	0.0 km nivel del mar
Fecha	15/08/2017
Declinación (+ E - W)	-4.7169°
Inclinación (+ D - U)	41.4207°
Campo magnético Total	36,251.0 nT

Tabla 3-3. Declinación, inclinación e intensidad del campo magnético para la Cuenca Los Cayos. Con base en el modelo WMM (Tomado de la *National Oceanic and Atmospheric Administration*, 2017).

3.2.1 Correlación espectral de datos gravimétricos y magnéticos

Fue aplicada la técnica de correlación espectral a las anomalías de gravedad y a las anomalías del campo magnético, mediante la implementación de los índices locales de favorabilidad y los coeficientes de correlación. Específicamente se efectuó la correlación entre las señales previamente normalizadas de la primera derivada, en la vertical de la Anomalía de Aire Libre y la anomalía del Campo Magnético Total reducido al Polo Magnético. Posteriormente, se determinaron los índices locales de favorabilidad, con el fin de mejorar la interpretación de las anomalías, generando mapas de índices locales, donde las características positivas de la correlación fueron mapeadas por la expresión SLFI (Summation Local Favorability Index), obteniendo finalmente los mapas de pico FDV (FAGA) y pico DRTP (peak to peak), valle FDV (FAGA) y valle DRTP (trough to trough).

3.2.2 Modelamiento 2D

El modelamiento geofísico teórico en los métodos potenciales, inicialmente se realizó mediante la construcción de modelos simplificados, relacionados con los escenarios geológicos presentes en el área de estudio, asignando propiedades físicas (densidad y susceptibilidad magnética), acordes con

los materiales de la corteza. Por otro lado, para el modelamiento de gravimetría y magnetometría de la Cuenca Los Cayos, se usaron cinco perfiles extraídos de los mapas temáticos de la anomalía de aire libre y del campo magnético total reducido al polo, donde se generaron los modelos geológicos a partir de la respuesta geofísica, ajustando el modelo de manera que la diferencia entre la anomalía calculada y observada se hiciera mínima.

No. Muestra	Litología	Susceptibilidad magnética		
		Intervalo		Promedio
MC-01	Riolita	0,0011	0,0002	0,00065
MC-02	Riolita	0,00049	0,00038	0,000435
MC-04	Basalto	0,036	0,009	0,045
MC-06	Basalto	0,0025	0,0048	0,0036
MC-07	Dacita	0,00002	0,000163	0,0000915
MC-08	Dacita	0,00012	0,00085	0,000485
MC-09	Basalto	0,245	0,363	0,304
MC-14	Basalto	0,061	0,042	0,103
MC-15	Dacita	0,00032	0,00074	0,00053
MC-16	Basalto	0,005	0,0021	0,00355
MC-22	Dacita	0,00158	0,00081	0,00119
MC-24	Basalto	0,0192	0,0171	0,0181

Tabla 3-4. Valores de susceptibilidad magnética de muestras tomadas en Providencia, y medidas en laboratorio.

Los modelos se realizaron inicialmente como situaciones generales de un tipo de comportamiento estructural y luego se enmarcaron en la zona utilizando densidades y susceptibilidades apropiadas de acuerdo con la litología presente en el área. Con un susceptibilímetro SM-30 del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, se midió la susceptibilidad magnética a varias muestras de roca tomadas en afloramientos de la Isla de Providencia (Figura 3-1). La Tabla 3-4 relaciona los valores de susceptibilidad magnética en unidades SI, medidos en laboratorio, y utilizados para afinar los modelos realizados.

En general las rocas que muestran valores de susceptibilidad magnética altos, los cuales están relacionadas con los basaltos, alcanzan un máximo valor de 0.304 SI, seguido por las dacitas y por último las riolitas, cuyos valores no superan los 0.00043 SI. Teniendo en cuenta que esta medición es un indicador directo del volumen de magnetita en la roca, los valores indican que los basaltos presentan altas proporciones en el volumen de este mineral.



Figura 3-1. Toma de susceptibilidad magnética en muestras de roca de la Isla de Providencia.

3.3 Interpretación de resultados

De acuerdo con los mapas temáticos de anomalías gravimétricas y magnéticas generados, se identificaron en ellos las principales fuentes causantes de estas anomalías, y se hizo el reconocimiento de los principales rasgos estructurales. Mediante el análisis de correlación espectral, se obtuvieron las anomalías correlacionadas directamente, implementando procesos de normalización e índices locales de favorabilidad, que facilitaron la interpretación de la distribución espacial de las anomalías.

En el desarrollo de los modelos directos se conoció la respuesta de las anomalías para escenarios geológicos relacionados con el área de estudio, como cuencas sedimentarias, zonas de fractura, márgenes continentales activos y arcos de isla; considerados relevantes para el entendimiento y análisis tectónico de la región Caribe. A través del modelamiento inverso, se realizaron interpretaciones cuantitativas de las fuentes anómalas, en términos de distribución y profundidad. Estos modelos se centraron en la interpretación de la anomalía de aire libre y en la intensidad del campo magnético reducido al polo; cuyo análisis permitió estimar las variaciones del espesor de la corteza, y las características del basamento a lo largo de la zona de estudio.

4. Capítulo. Modelamiento gravimétrico y magnético directo

El modelamiento geofísico directo en los métodos potenciales requiere de la construcción de un modelo geológico simplificado, con propiedades físicas (densidad y susceptibilidad magnética), cuya respuesta elevada en un modelo matemático, arroja una respuesta denominada anomalía. El análisis cuantitativo de dichas anomalías permite establecer un acercamiento al conocimiento de la respectiva fuente de la anomalía, en términos de geometría, profundidad, y extensión, y la posible correlación con su entorno geológico en la zona de estudio (Garzón Varón, 2012).

Los modelos geofísicos directos resultan útiles para investigar la condición de no unicidad de los posibles cuerpos causativos de las anomalías geofísicas, la cual explica que no existe un modelo único y verdadero. Al contrario, hay un número infinito de posibles modelos que teóricamente podrían explicar una anomalía determinada (Reeves, 2005).

Para este trabajo, el modelamiento directo ha sido llevado a cabo utilizando el programa GM-SYS v. 2.03P. Este es una extensión integrada en la plataforma de OASIS MONTAJ® de GEOSOFT, que opera en modo directo e inverso y permite la interpretación simultánea de los datos gravimétricos y magnéticos en 2D y 3D (Geosoft, 2017). El Onexo A contiene la fundamentación matemática y explica los algoritmos implementados en el GM-SYS.

En este capítulo se presenta el desarrollo de modelos directos para diferentes escenarios geológicos, relacionados con la configuración tectónica de la zona de estudio. Se incluyen modelos de cuencas sedimentarias, donde se varían sus parámetros, para presentar familias de soluciones, y modelos de zonas de fractura, márgenes continentales activos y arcos de islas con solución única; lo anterior con el objetivo de proveer información sobre las respuestas de las anomalías gravimétricas y magnéticas de cada caso. Estos modelos geológicos representan características geológicas simplificadas que son relevantes para el entendimiento y análisis tectónico de la región Caribe.

Modelos generales

Dentro del marco regional del área de estudio, se tiene que la unidad tectónica principal es la Placa Caribe, cuya interacción con las placas circundantes genera zonas de intensa deformación, además de poseer una diversidad de rasgos geológicos como arcos de islas, cuencas sedimentarias y crestas oceánicas, entre otros. Estos rasgos geológicos son representados a continuación, mediante modelos hipotéticos directos, donde se evalúan las respuestas gravimétricas y magnéticas para cada caso.

La estimación de las respuestas gravimétricas y magnéticas de los modelos envuelve los siguientes aspectos:

- Los valores promedio de densidad y susceptibilidad de las rocas, se presentan en unidades del sistema c.g.s. (centímetro-gramo-segundo). Para el caso de la densidad las unidades son gr/cm^3 . La susceptibilidad magnética es un parámetro físico adimensional.
- La interfaz MOHO se estimó usando un contraste efectivo entre la densidad del manto y la densidad de la corteza.

4.1 Cuencas sedimentarias

Las cuencas sedimentarias corresponden a depresiones en la corteza, de origen tectónico, en las que se acumulan sedimentos. Varían en tamaños que van desde cientos de metros a grandes extensiones de kilómetros como las cuencas oceánicas (Miall, 1993).

Se plantea en la Figura 4-1A un modelo directo para un relleno sedimentario, en una trinchera oceánica o en una cuenca sedimentaria marina, con un espesor de sedimentos de 4 km. Se muestra un basamento y un relleno sedimentario con densidades de $2.8 \text{ gr}/\text{cm}^3$ y $2.3 \text{ gr}/\text{cm}^3$ respectivamente, y una susceptibilidad magnética de 0.007×10^{-3} SI para el basamento. El modelo se presenta a lo largo de un perfil de 300 km, y un total de 300 estaciones con intervalos de 1 km. La intensidad del campo magnético total para el modelo es de 38 000 nT y la inclinación magnética de 90° .

Las anomalías gravimétricas para el modelo muestran una respuesta negativa de -97 mGals, causadas por el depósito sedimentario sobre el basamento de mayor densidad. La respuesta magnética igualmente es negativa, con un valor de -180 nT, relacionada con los sedimentos no magnéticos. Estas respuestas reflejan la baja densidad y baja susceptibilidad magnética de los sedimentos con respecto a las rocas del basamento. En la Figura 4-1B se muestran las respuestas teóricas de las anomalías para un relleno que presenta variaciones en el espesor de sedimentos, se observa como la

amplitud negativa se hace más grande a medida que aumenta el espesor del relleno sedimentario depositado sobre el basamento.

El modelamiento directo de rellenos sedimentarios, resulta útil para interpretar los efectos gravimétricos y magnéticos causados por las trincheras, cuencas sedimentarias y grabens tectónicos (Hernandez, 2006). Los efectos magnéticos en una cuenca sedimentaria usualmente son negativos, por lo que las fuentes magnéticas se interpretan por debajo de la base de la secuencia sedimentaria, donde el espesor de la secuencia puede ser mapeado determinando las profundidades de las fuentes magnéticas ("basamento magnético") sobre el área de la prospección (Reeves, 2005).

La cuenca Los Cayos presenta un ambiente geológico predominantemente marino e insular. Las áreas emergidas de la cuenca constan de tres islas: San Andrés, Providencia y Santa Catalina, y de algunos islotes, cayos y bancos coralinos. Su basamento es de afinidad volcánica, clasificado por Concha y Macía (1993) como basaltos, andesitas y riolitas en la Isla de Providencia. Sobre este basamento se desarrolla una espesa plataforma de rocas calcáreas, de ambientes arrecifales cuya edad va desde Eoceno hasta el Pleistoceno (López *et al.*, 2009).

La Figura 4-2 representa un modelo directo de la cuenca Los Cayos. Los efectos gravimétricos y magnéticos fueron modelados a lo largo de un perfil de 80 km, con 80 estaciones con intervalos de 1 km. La intensidad del campo magnético total para el modelo es de 38 000 nT y la inclinación magnética de 90°. La porción emergida muestra una zona donde aflora el basamento, al cual se le asigna una densidad de 2.85 gr/cm³ y una susceptibilidad magnética de 0.007x10⁻³ SI. La plataforma arrecifal presenta un espesor de 2 km y exhibe una morfología plana a suavemente inclinada con un relieve muy bajo, esta fue modelada con una densidad de 2.55 gr/cm³ y una susceptibilidad magnética de 0.001 x10⁻³ SI.

El modelo directo de la cuenca indica que las anomalías gravimétricas presentan valores entre los -31.08 mGals y 52.84 mGals, y las anomalías magnéticas varían entre -132.96 nT y 488.39 nT. La anomalía gravimétrica muestra valores positivos de hasta 50 mGals asociados a la somerización del basamento volcánico, y los valores mínimos de anomalía corresponden a la respuesta del relleno calcáreo. Igualmente responden las anomalías magnéticas, donde los altos valores están relacionados al basamento magnético y los valores negativos al relleno calcáreo.

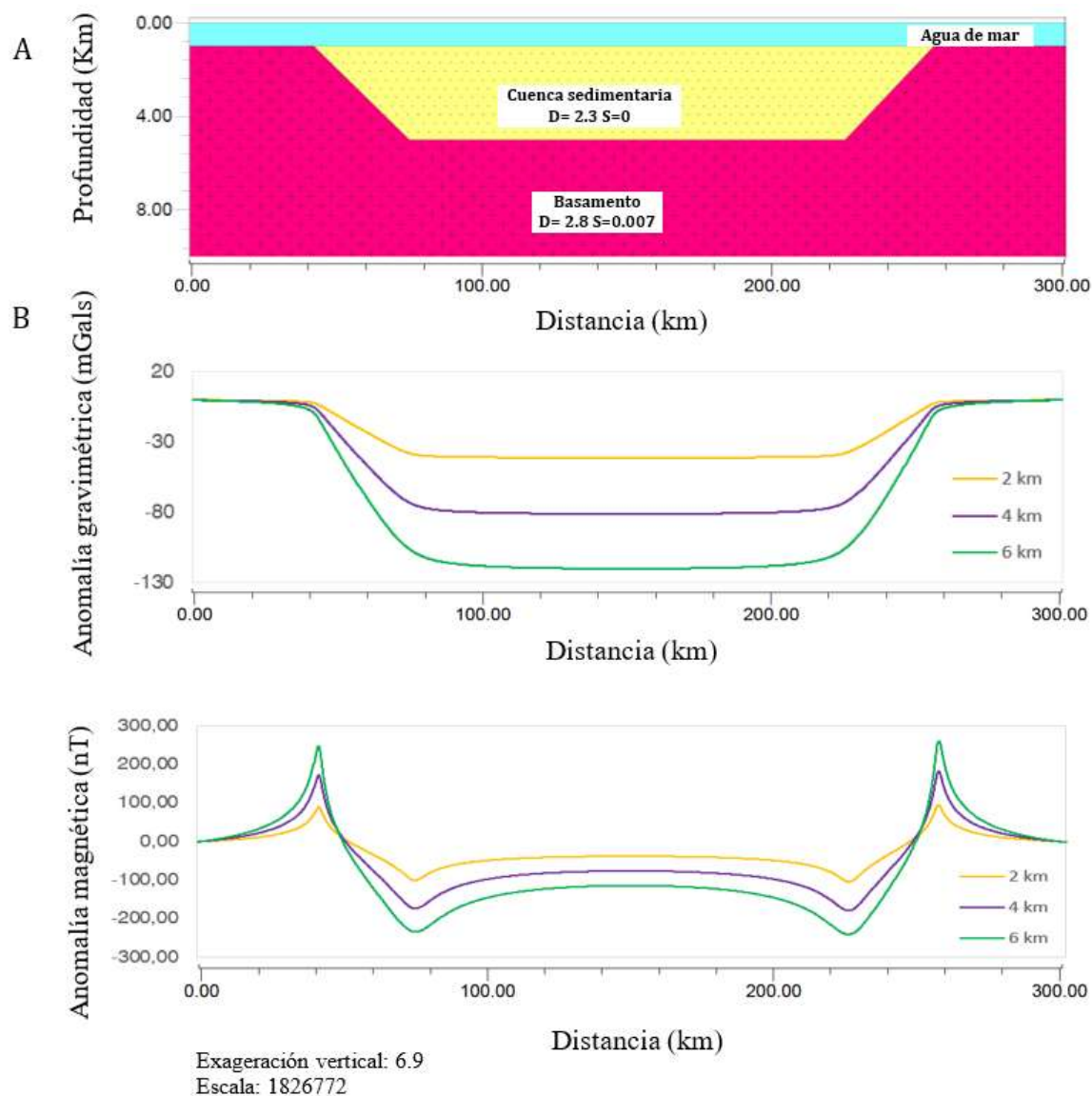


Figura 4-1. A. Modelo hipotético simple de una cuenca sedimentaria de 4 km de espesor. B. Respuestas gravimétricas y magnéticas para cuencas con espesor de 2 km (curva amarilla), 4 km (curva morada) y 6 km (curva verde).

Se observa como las amplitudes positivas, tanto de la anomalía gravimétrica, como de la magnética, se correlacionan directamente con los altos del basamento. La geometría de la cuenca se identifica claramente donde se forma un depocentro entre los dos altos del basamento, mostrando una respuesta gravimétrica baja de 3 mGals y de -140 nT para la anomalía magnética, que alcanza una profundidad de 2.23 km.

En efecto estas respuestas reflejan la baja densidad y baja susceptibilidad magnética de los sedimentos respecto al basamento volcánico.

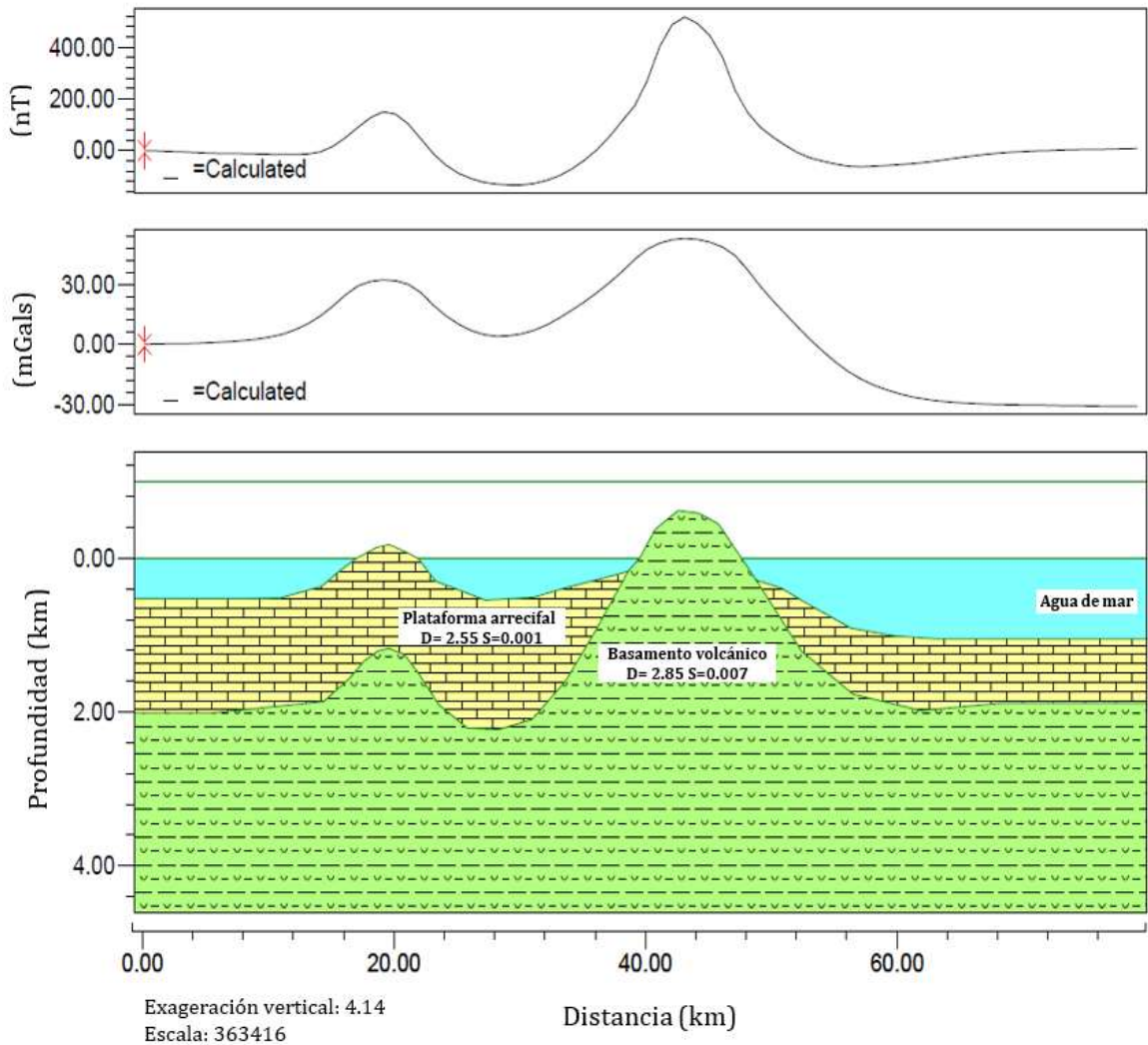


Figura 4-2. Respuesta gravimétrica y magnética, calculada para un modelo hipotético de la cuenca Los Cayos. Se aprecia la correlación directa de los altos de basamento con anomalías positivas de gravimetría y magnetometría.

4.2 Zonas de expansión de corteza oceánica

Los accidentes topográficos más notables en las cuencas oceánicas corresponden a las dorsales medio oceánicas, que se extienden a través de todas las cuencas principales del océano, con longitudes de hasta 60 000 kilómetros (Wilson, 1989). La expresión topográfica es típicamente entre

1000 y 4000 km de ancho. Sus crestas son comúnmente de 2-3 kilómetros más altas que las cuencas oceánicas vecinas, y localmente la topografía puede ser rugosa y va paralela a la cresta (Kearey, Klepeis, *et al.*, 2013).

El piso oceánico está cortado por centenares de zonas de fractura, estos son rasgos notablemente continuos que se extienden por grandes distancias a través de los flancos de la dorsal, en ocasiones a través de todo el piso oceánico hasta el margen continental. Las zonas de fracturas suelen estar marcadas por alguna irregularidad en la topografía del fondo oceánico y se asocian con sismos superficiales generados por el deslizamiento lateral de los segmentos adyacentes de la placa (Wilson, 1989).

El patrón tectónico regional en el piso marino del Caribe occidental se caracteriza por sus zonas de fractura. Parece que la actividad volcánica que dio origen a las islas oceánicas del Caribe, como es el caso de Providencia en la Cuenca Los Cayos, se inició a lo largo de una línea de fractura tectónica. El material ascendió a lo largo de la fisura y se formó una alargada cresta volcánica submarina, en aguas poco profundas (Geister and Díaz, 2002).

La Figura 4-3, muestra un modelo teórico de la sección longitudinal de un *ridge* medio oceánico, mostrando la variación en la batimetría del fondo marino y el espesor de la corteza en proximidades de la zona de fractura. Los efectos gravimétricos y magnéticos fueron modelados en estaciones con intervalos de 1 km, con un total de 150 estaciones a lo largo de un perfil de longitud de 150 km, y una profundidad de 14 km. Los valores de densidad y susceptibilidad magnética para la corteza inferior fueron de 2.95 gr/cm^3 y $0.008 \times 10^{-3} \text{ SI}$ respectivamente. La corteza superior se modeló con valores de densidad de 2.93 gr/cm^3 y con una susceptibilidad magnética de $0.008 \times 10^{-3} \text{ SI}$. Para el manto se utilizó una densidad de 3.30 gr/cm^3 y 1.027 gr/cm^3 para el agua de mar, ambos no magnéticos. La intensidad del campo magnético total para el modelo fue de 38 000 nT, y la inclinación de 90° .

Las anomalías gravimétricas para el modelo muestran mínimos de -66 mGals, que corresponden a zonas donde se produce un adelgazamiento de la corteza en cercanías de la zona de fractura. Experimentos de sísmica de refracción por Talwani *et al.*, (1965) plantean que las velocidades anómalamente bajas del manto superior, detectadas debajo de las zonas de fractura, corresponden a las cimas de las regiones de baja densidad, debido a que las altas temperaturas pueden causar una transición a una mineralogía de menor densidad.

El perfil de anomalías magnéticas muestra longitudes de onda largas y amplitudes positivas asociadas a los flancos del *ridge*, y longitudes de onda corta y amplitudes negativas relacionados con la cresta. La respuesta magnética presenta un pico máximo negativo de - 450 nT, debido posiblemente a la pérdida de las propiedades magnéticas del material fundido que está ascendiendo.

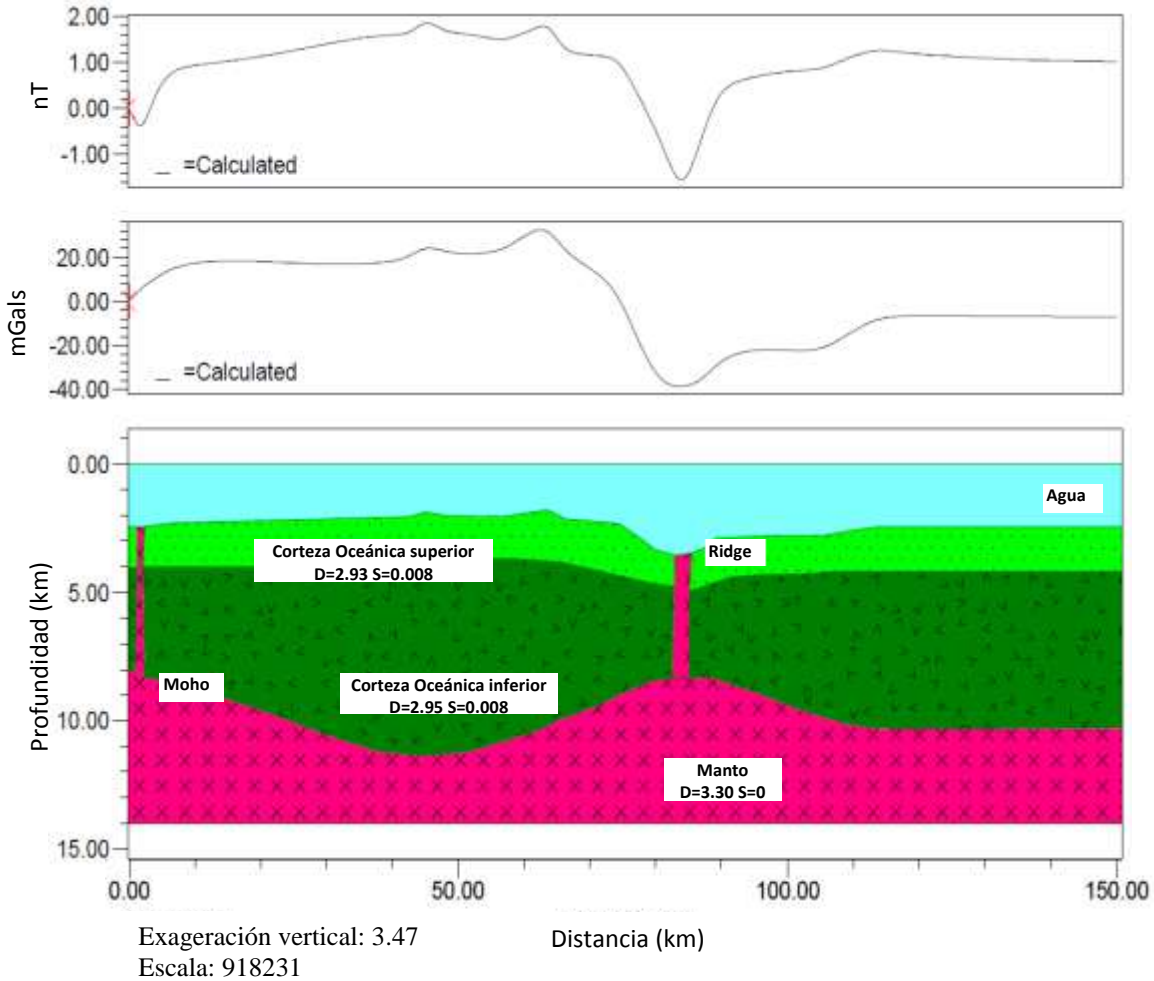


Figura 4-3. Modelo geológico de una zona de fractura y su respuesta gravimétrica y magnética. Tomado de Wilson (1989).

4.3 Arco de Islas

Los sistemas de arcos de islas, constituyen la estructura más evidente generada por subducción. Se forman donde convergen dos placas oceánicas, una subduce debajo de la otra y se inicia la fusión

parcial de la cuña del manto, situada encima de la placa que subduce. Lo anterior conduce al crecimiento de un arco de islas sobre el fondo oceánico (Kearey, Klepeis, *et al.*, 2013).

La Figura 4-4 muestra un modelo directo de una zona de subducción oceánica, donde se presenta la morfología generalizada de un sistema de arcos de islas, aunque no todos los componentes están presentes en cada sistema. La región de antearco comprende la trinchera, el prisma de acreción o complejo de subducción y la cuenca antearco. El complejo de subducción (primer arco, prisma de acreción o cuña de acreción) es una acumulación de sedimentos deformados, que se acumulan en forma de cuña, los sedimentos son arrancados de la corteza oceánica en subducción y acrecionados al bloque de la corteza que infrayace. Hacia el límite exterior de la cuña de acreción, en la placa subducida, se encuentra la trinchera, y cerca de 120 -150 km de la trinchera ocurre un abultamiento (*bulge*). La cuenca de antearco es una cuenca de sedimentación tranquila, elongada (cientos de km), con rellenos espesos (5 km a 15 km), surge donde el prisma de acreción forma una cresta frente al arco volcánico. El arco volcánico (segundo arco) y el arco remanente (tercer arco) encierran un mar marginal, generalmente de unos 200 a 600 km de ancho. En algunos sistemas de arcos de islas, puede haber hasta tres generaciones de mares marginales, desarrollados hacia la parte terrestre del arco de islas.

El perfil de anomalías gravimétricas es el típico a lo largo de un arco de islas, que ocurre en la mayoría de las zonas de subducción. La protuberancia (*bulge*) de la placa litosférica descendente está marcada por anomalías de gravedad positivas de 100 mGals. La trinchera y el prisma de acreción están caracterizados por un rango de anomalías negativas que oscilan entre los -160 mGals y -350 mGals, contraste que resulta del desplazamiento de los materiales de la corteza y sedimentos de baja densidad por el agua de mar. Por el contrario, el arco volcánico presenta anomalías positivas con un valor de gravedad de 400 mGals en el tope. La trinchera y el arco de islas son las estructuras que exhiben mayor contraste gravimétrico.

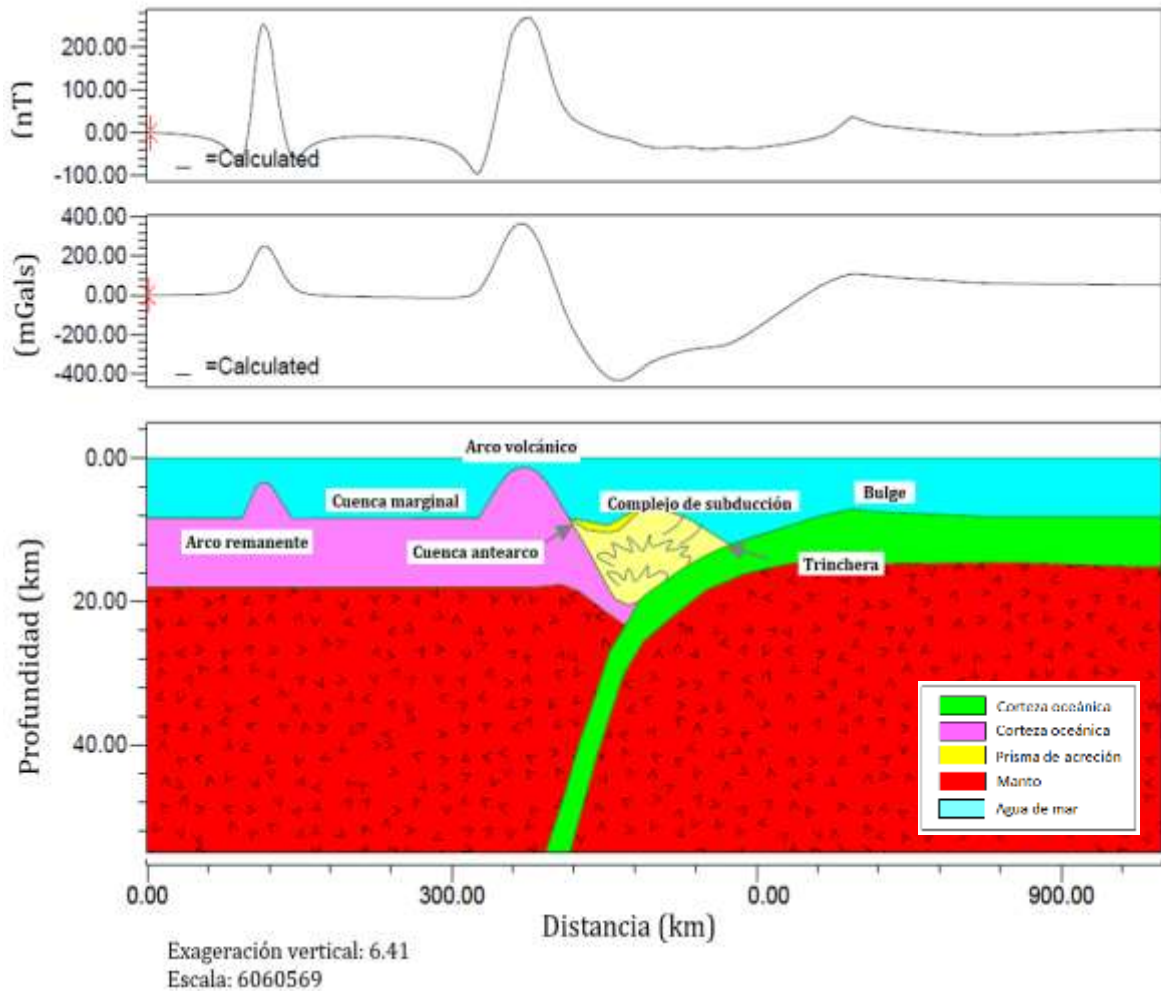


Figura 4-4. Respuesta gravimétrica y magnética para un modelo directo de subducción donde convergen dos placas oceánicas. Este modelo incluye todos los componentes presentes en un arco de islas. Tomado de Kearey *et al.*, (2013).

Las fuentes magnéticas dentro del modelo de subducción producen anomalías de grandes longitudes de onda con amplitudes positivas principalmente. La protuberancia (*bulge*) de la placa litosférica descendente, está marcada por anomalías magnéticas positivas de 35 nT y de amplitud de onda corta. Las rocas de la litosfera oceánica que esta subduciendo, que están infrayaciendo la cuenca de antearco y el prisma de acreción son las principales contribuyentes a las anomalías magnéticas negativas en esta zona. Por otro lado, tanto el arco remanente como el arco volcánico presentan anomalías positivas con una respuesta magnética de cerca de 250 nT y 270 nT respectivamente.

Las Antillas Menores (Caribe Oriental), presentan todas las características típicas de los arcos de isla. Forman el margen oriental de la Placa del Caribe, en la cual la litosfera del Océano Atlántico está subduciendo a una velocidad de aproximadamente 20 mm/año (DeMets *et al.*, 2000).

En la Figura 4-5 se presenta un modelo teórico de la región oriental del Caribe, planteado en Kearey *et al.*, (2013), para el cual se presentan los valores teóricos modelados de las estructuras presentes, con el fin de buscar las respuestas gravimétricas y magnéticas de las principales características morfológicas como el Aves *Ridge*, el arco de las Antillas Menores, el complejo de subducción de Barbados, y el margen activo (zona de subducción), entre la Placa Caribe y la Placa Norteamericana.

Los efectos gravimétricos y magnéticos fueron modelados en estaciones con intervalos de 1 km, con un total de 800 estaciones a lo largo de un perfil de longitud de 800 km, y una profundidad de 80 km. Las densidades usadas fueron de 2.90 gr/cm³ para la corteza oceánica subduciendo, 3.20 gr/cm³ para el manto, 2.25 gr/cm³ para el complejo de subducción, y 1.027 gr/cm³ para el agua de mar. Los valores de susceptibilidad magnética para la Placa Caribe y Placa Norteamericana son de 0.007 x10⁻³SI y 0.009 x10⁻³SI, respectivamente. La intensidad del campo magnético total para el modelo fue de 32 000 nT, y la inclinación de 90°.

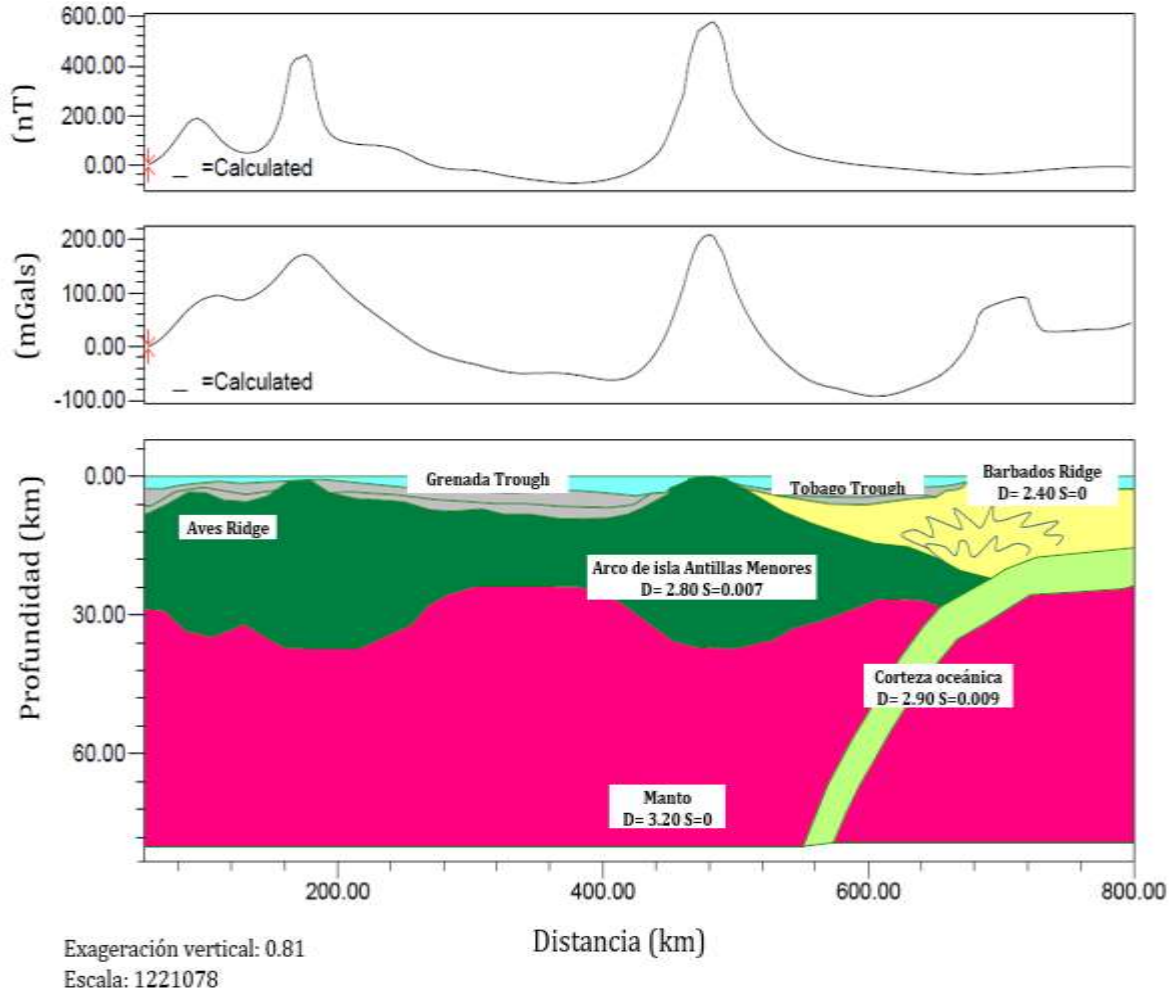


Figura 4-5. Modelo teórico de la región oriental del Caribe, donde se presentan las respuestas gravimétricas y magnéticas de las principales características morfológicas como el Aves Ridge, el arco de las Antillas Menores, el complejo de subducción de Barbados, y el margen activo (zona de subducción), entre la Placa Caribe y la Placa Norteamericana. Tomado de Kearey *et al.*, (2013).

Las respuestas de las anomalías arrojadas por el modelo permiten identificar que el arco de islas remanente *Aves Ridge*, y el arco de islas de las Antillas Menores producen los máximos gravimétricos y magnéticos, este último alcanzando un pico de anomalías positivas de 210 mGals y 590 nT. Entre estas dos estructuras se encuentra una cuenca marginal conocida como *Grenada Trough*, que presenta valores de anomalías gravimétricos negativos de -67 mGals, igualmente la respuesta magnética es negativa con un valor de -40 nT. El prisma de acreción de Barbados muestra anomalías de gravedad positivas, que alcanzan los 90 mGals, en contraste la anomalía magnética responde con valores negativos de -30 nT.

4.4 Arco volcánico

Hacia el Caribe Occidental, la Placa Caribe interacciona con la Placa Cocos y al suroeste con la Placa Nazca, generando la zona de subducción Centroamericana, de acuerdo a Couch and Woodcock (1981), desde el Cretácico el proceso de subducción y acreción ha sido diferente con respecto a las dos placas, marcando dos provincias de subducción.

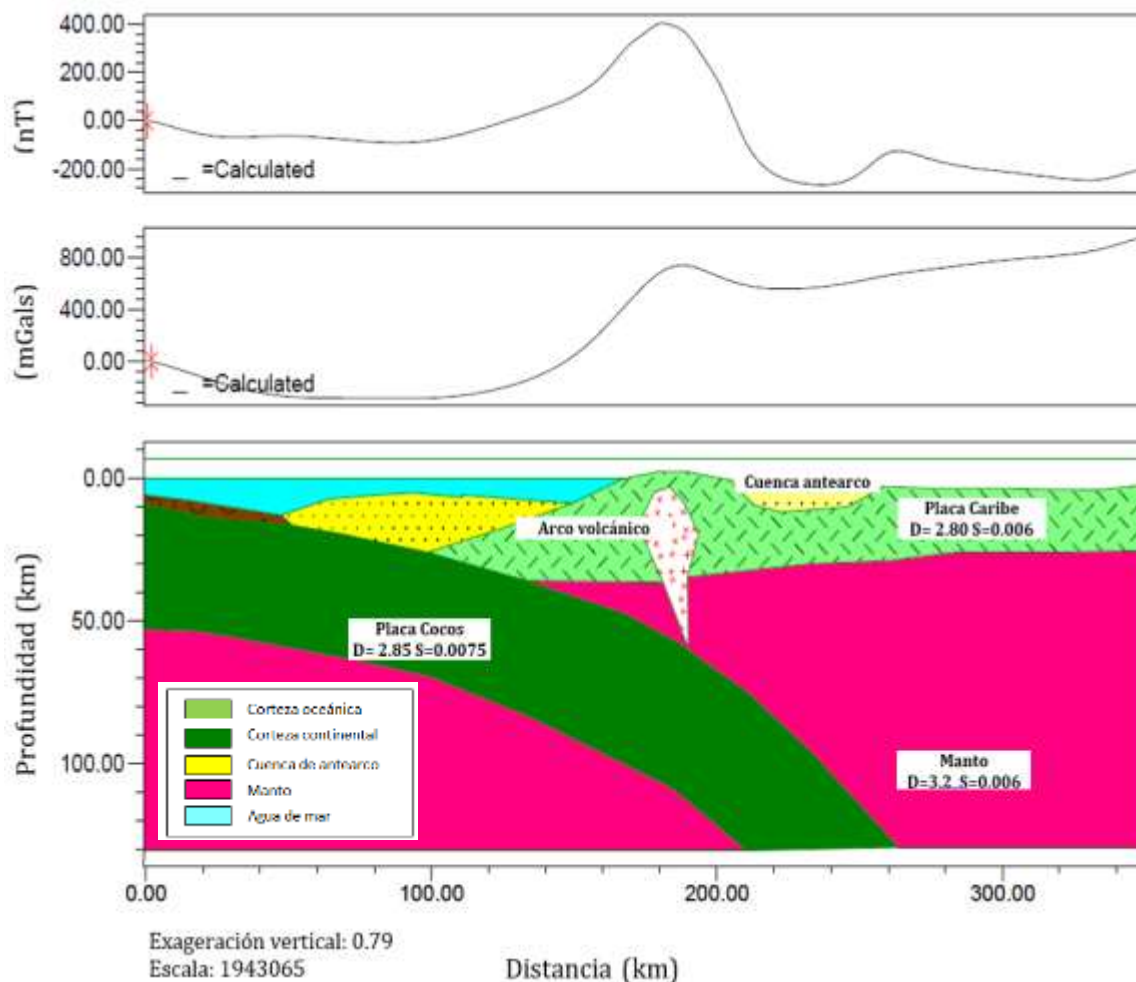


Figura 4-6. Efectos gravimétricos y magnéticos para un modelo directo de un margen activo de subducción, donde se ilustra el proceso de vulcanismo activo. Tomado de Kearey *et al.*, (2013).

En la interacción convergente de las placas Cocos y Caribe, a lo largo de la Fosa Mesoamericana, la subducción conduce a la construcción de un arco magmático. La Figura 4-6 representa un modelo teórico de un margen continental activo, formado por la subducción de la Placa Cocos bajo la Placa

Caribe, ilustrando el proceso de vulcanismo activo, que genera el arco volcánico de Costa Rica. Los efectos gravimétricos y magnéticos fueron modelados a lo largo de un perfil de 320 km y una profundidad de 130 km, para un total de 320 estaciones con intervalos de 1 km.

Las densidades usadas fueron de 2.85 gr/cm^3 y 2.75 gr/cm^3 , para las litosferas de la Placa Cocos y la Placa Caribe respectivamente. Para los sedimentos del prisma de acreción, el valor de densidad utilizado fue de 2.40 gr/cm^3 y para el manto de 3.30 gr/cm^3 . Los valores de susceptibilidad magnética para la Placa Cocos y Placa Caribe son de $0.0075 \times 10^{-3} \text{ SI}$ y $0.006 \times 10^{-3} \text{ SI}$ respectivamente. La intensidad del campo magnético total para el modelo fue de 32 000 nT, y la inclinación de 90° .

Se puede observar que la anomalía gravimétrica y magnética responde con valores negativos en las zonas de trinchera y prisma de acreción, de igual modo en la cuenca de antearco. La fuente gravimétrica y magnética que presenta los máximos positivos, corresponde al arco magmático mostrando valores de 730 mGals y 510 nT. En cercanías de la línea de costa, las anomalías tanto gravimétricas como magnéticas amplifican la señal.

5. Capítulo. Interpretación de anomalías de campos potenciales

En este capítulo se describe la secuencia del proceso de la información de las anomalías de campos potenciales, es decir, la manipulación de los datos gravimétricos y magnéticos observados en el área que cubre la Cuenca Los Cayos. Lo anterior, con el fin de destacar la información útil, entendida como la señal proveniente de las fuentes de interés, y a partir de su interpretación comprender la estructura cortical del área de estudio, identificar los principales lineamientos, paleoaltos estructurales y definir una posible aproximación de la interfaz corteza – manto. Aquí se aplica la teoría de correlación espectral (Von Frese *et al.*, 1997; Leftwich *et al.*, 2005), a las anomalías de gravedad y a las anomalías del campo magnético, y se implementan los índices locales de favorabilidad para facilitar la visualización e interpretación de las mismas.

Toda la información evaluada, se incorporó como hojas de cálculo dentro del software Oasis Montaj, versión 6.4.2 de Geosoft, con el propósito de obtener las grillas y mapas de los parámetros estimados durante el procesamiento de la información, así como para realizar los procesos de filtrado y correlación de anomalías.

5.1 Modelo digital del terreno

La Cuenca Los Cayos y en general la Región del Caribe, presenta una batimetría irregular como consecuencia de la complejidad estructural. La Cuenca exhibe altos gradientes batimétricos mostrando una profundización marcada hacia el este (Figura 5-1).

El modelo digital del terreno se presenta con intervalos entre los contornos cada 200 metros. Varía entre los -4285 metros a 170 metros, con un valor promedio de -2175 metros y una desviación estándar de 1363 metros. Las mayores profundidades alcanzan los -4315 metros hacia el este de la cuenca, y existen áreas más someras con una profundidad mínima de cero. El rasgo regional más destacado es el conjunto de montes submarinos, que forman cadenas alargadas y se extienden en una

dirección aproximadamente noreste; entre los cuales se crean canales o depresiones angostas, de profundidades variables. El conjunto de islotes y cayos, donde se incluyen las islas de Providencia, San Andrés, los cayos Roncador, Quitasueño, y Serrana entre otros; resaltan con respecto al nivel del mar con alturas que alcanzan los 200 metros aproximadamente. Estas zonas emergidas y semisumergidas están siendo delimitadas al norte por la zona de fractura del Banco de Pedro y al sur por el Escarpe de Hess, dos rasgos regionales que se extienden en dirección suroeste y se destacan por formar un rompimiento en la batimetría en la Región Caribe. El Escarpe de Hess representado en el modelo de elevación digital como una línea punteada azul, presenta una tendencia de N62°E y separa la región de los Cayos de la Cuenca Colombia al sur, con una trayectoria discontinua. El Escarpe de Pedro presenta un lineamiento hacia el sur de N30°E y varía hacia el norte a N62°E, con una longitud de 1300 km. Al oeste de Providencia se identifica una depresión elongada con una longitud aproximada de 130 km, de tendencia norte-sur conocida como San Andrés *Rift*, que exhibe profundidades de hasta -2500 metros.

Mar Caribe Occidental. Presenta un rango de amplitudes entre -65.31 mGals y 134 mGals, con una amplitud promedio de 8.98 mGals y una desviación estándar de 21.59 mGals.

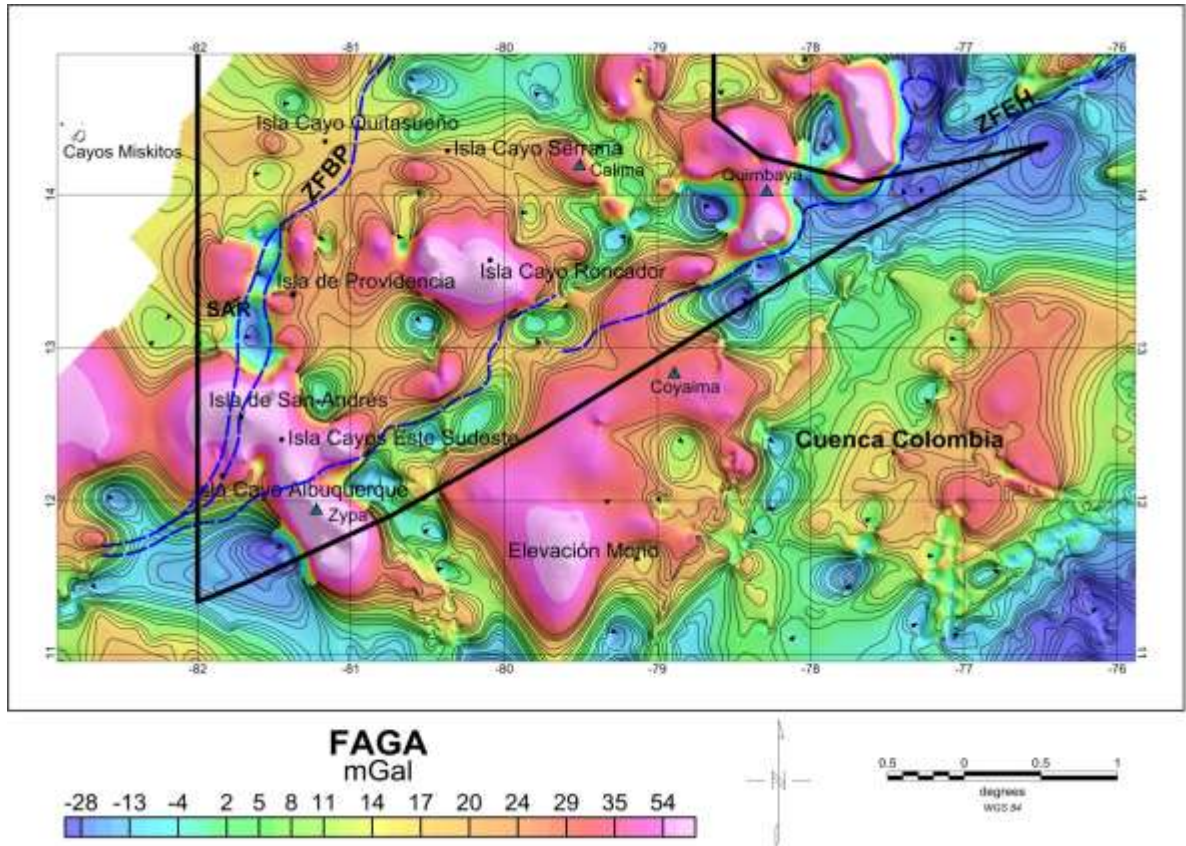


Figura 5-2. Mapa de Anomalía de Aire Libre de la Cuenca Los Cayos, en el Caribe Occidental. Intervalo entre isonómalas de 2 mGals. Rango de amplitud [-65.31; 133.51]. Amplitud promedio [8.98]. Desviación estándar [21.59]. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés *Rift*.

La anomalía está controlada por la topografía en áreas como el San Andrés *Rift*, en las islas de San Andrés y Providencia, Cayo Roncador, Albuquerque, Cayos del Sudeste y a lo largo del Escarpe de Hess entre otros. Se pueden observar anomalías negativas al suroeste de la Isla de San Andrés (-43 mGals), en el San Andrés *Rift* (-38 mGals), y al norte en cercanías de los Cayos Quitasueño y Serrana (-22 mGals). Hacia el noreste de la cuenca, donde se presentan las mayores profundidades que alcanzan los -4060 metros, se presentan igualmente los mínimos gravimétricos (-60 mGals). También se identifican valores negativos de anomalía de aire libre, posiblemente asociados con el rompimiento batimétrico que genera el Escarpe de Hess, donde la profundización del suelo marino

genera anomalías de aire libre de valores negativos, que se encuentran alineadas en sentido noreste y muestran la continuidad de la estructura.

De igual forma se muestran en el mapa las anomalías positivas, que sobresalen en sitios donde se encuentran algunas islas, cayos y montes submarinos; como la Isla Cayo Roncador, Isla de San Andrés, el monte Calima, el monte Quimbaya, entre otros. Esta respuesta posiblemente asociada a la combinación de una estructura topográfica más densa, en relación con las estructuras aledañas. La fuente que se asocia con el resto de los positivos gravimétricos al sureste de la cuenca, posiblemente corresponde a la Cuenca Colombia al sur, con anomalías positivas entre los 20 mGals y 30 mGals. El patrón de anomalías en la región de los cayos, en general muestra longitudes de onda cortas de amplitudes positivas y negativas, relacionadas con los montes submarinos y las subcuencas aisladas que se forman entre estos, respectivamente. Hacia el noroccidente el patrón de anomalías muestra longitudes de onda largas asociadas posiblemente a la respuesta del basamento que conforma el Bloque Chortis, al norte de la Zona de Falla del Banco de Pedro.

Este mapa presenta una alta concordancia con la morfología del área, pues el factor determinante en la anomalía de aire libre es la contribución de la elevación y la batimetría.

5.2.2 Anomalía de Bouguer Total (CBA)

Para la elaboración del mapa de anomalía de Bouguer se les fue aplicada una densidad de reducción de 2.67 gr/cm^3 a todas las medidas. Presenta un rango de amplitudes entre 22 mGals y 289 mGals, con una amplitud promedio de 189 mGals y una desviación estándar de 66 mGals. Los valores de anomalías tienden a disminuir lateralmente, hasta alcanzar el mínimo gravimétrico hacia el margen noroccidental de la cuenca.

Estos valores mínimos reflejan una corteza que varía de espesor, además su cambio lateral de densidad, está relacionada con altos en el basamento, a lo que se le suma el efecto de la plataforma de carbonatos que la suprayace.

En la parte central del mapa, igualmente con un rumbo preferencial de las líneas isoanómalas en sentido noreste, se muestran valores de anomalías positivos cuyo rango va desde 133 mGals a 210 mGals, y longitudes de onda que alcanzan los 250 km al norte (Figura 5-3). Esta respuesta gravimétrica tiene relación con la densidad y espesor de la corteza; encontrando al oeste valores de hasta 200 mGals menos que sobre la Cuenca Colombia, posiblemente asociados a una corteza de mayor espesor sobre la cual se ha desarrollado una plataforma de rocas calcáreas de menor densidad.

Se presentan en cercanías de las Islas Cayo Quitasueño y Serrana, los menores valores de anomalía de Bouguer que oscilan entre 22 y 125 mGals. Estos valores mínimos posiblemente están asociados con un espesor mayor de sedimentos. Aunque el San Andrés *Rift* muestra una topografía deprimida, presenta valores de anomalía que alcanzan los 150 mGals. Hacia la Cuenca Colombia, los valores de anomalías aumentan progresivamente hasta alcanzar el máximo gravimétrico absoluto, mostrando longitudes de onda largas asociadas con una corteza de menor espesor.

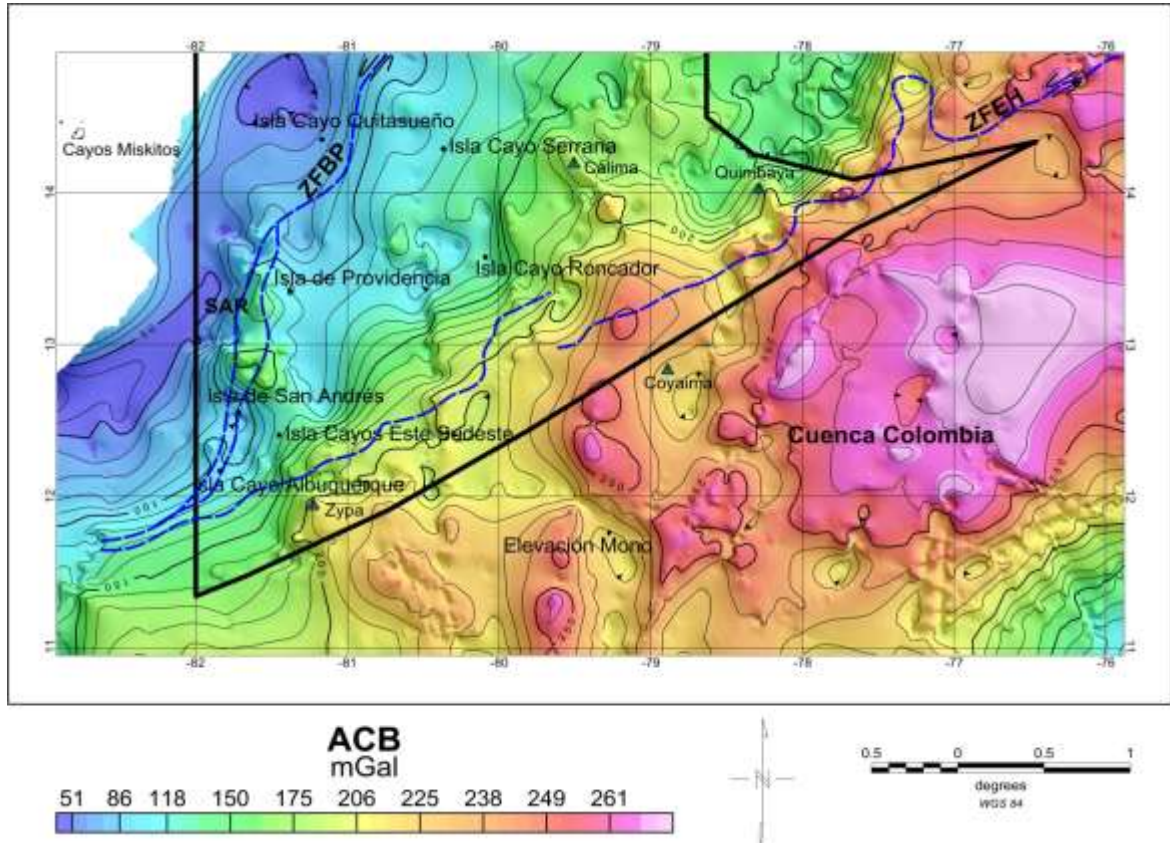


Figura 5-3. Anomalía de Bouguer Total de la Cuenca Los Cayos, en el Caribe Occidental. Intervalo entre isoanómalas de 10 mGals. Densidad de reducción 2.67 gr/cm^3 . Rango de amplitud [22; 289]. Amplitud promedio [189]. Desviación estándar [66]. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés *Rift*.

5.2.3 Primera derivada en el vertical de la anomalía de Aire Libre FDV (FAGA)

Según el Teorema de Poisson, la anomalía del Campo Magnético Reducido al Polo (DRTP), de una fuente que también representa una anomalía en densidad, tiene las mismas propiedades espaciales,

como la primera derivada vertical de la anomalía gravimétrica de la fuente (Von Frese *et al.*, 1997). De acuerdo con lo anterior, se obtuvo la primera derivada en la vertical de la anomalía de aire libre FVD(FAGA), con el objetivo de correlacionar la anomalía del campo magnético reducido al polo (DRTP), con la anomalía gravimétrica de una fuente, obteniendo información adicional sobre las propiedades de la corteza de la región de estudio.

En la Figura 5-5, se marcan las zonas con fuertes variaciones en la anomalía de aire libre, acentuándose las anomalías de corta longitud de onda. De este modo el mapa muestra la posición de los principales cambios de densidades. Los valores positivos nos indican gradientes positivos, y los menores valores, nos indican gradientes negativos. El patrón de anomalías en general muestra longitudes de onda cortas de amplitudes positivas relacionadas con los montes submarinos que se encuentran diseminados por toda el área.

Las anomalías positivas sobresalen en algunos sitios donde se encuentran las islas emergidas y algunos montes submarinos, como en las Islas de San Andrés y Providencia, en Isla Cayo Albuquerque, en Isla Cayo Roncador, y en los montes Quimbaya, Calima y Zypa principalmente. Se pueden observar anomalías negativas al suroeste de la Isla de San Andrés, en el San Andrés *Rift* y al norte en cercanías de los Cayos Quitasueño y Serrana. También se identifican valores negativos de anomalía de aire libre, que presentan una orientación preferencial hacia el noreste, asociadas con la Zona de Falla del Escarpe de Hess (ZFEH).

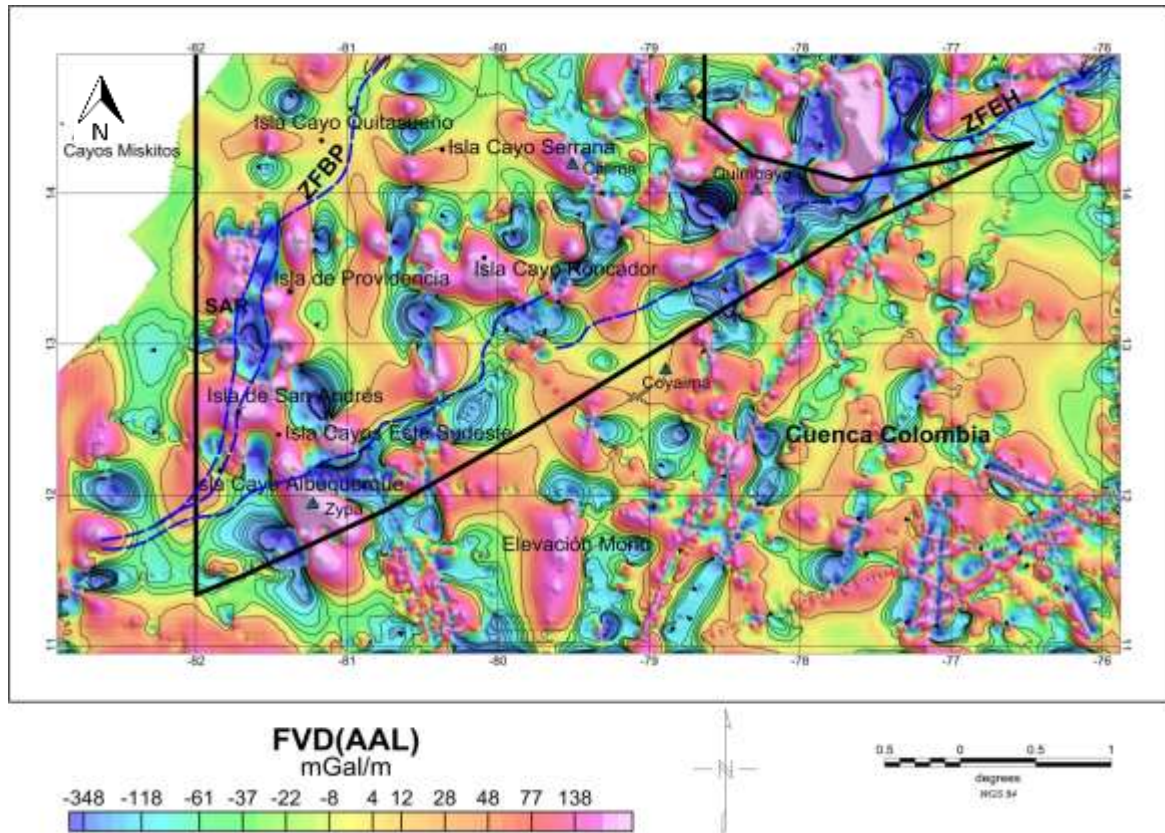


Figura 5-4. Mapa de la primera derivada en la vertical de la Anomalía de Aire Libre FDV (FAGA) de la Cuenca Los Cayos, en el Caribe Occidental. Intervalo entre isonómalas de 2 mGals. Rango de amplitud [-2449; 3662]. Amplitud promedio [-0.053]. Desviación estándar [170]. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés Rift.

5.3 Anomalías magnéticas

Se presenta la interpretación regional de las anomalías magnéticas, que incluyen la anomalía del Campo Magnético Total, y la anomalía del Campo Magnético Total Reducido al Polo; a partir de la base de datos pública DNGA, suministrada por el USGS (*United States Geological Survey*).

5.3.1 Anomalía del Campo Magnético Total (TFMA)

El Mapa de Anomalía del Campo Magnético Total, permite la identificación preliminar de importantes anomalías magnéticas en el área de estudio. Este mapa resulta de sustraer la magnitud del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) al mapa de Intensidad del Campo Magnético Total. Los valores de anomalías oscilan entre -722 nT y 543 nT, con un valor promedio de -49 nT y una desviación estándar de 100 nT (Figura 5-6).

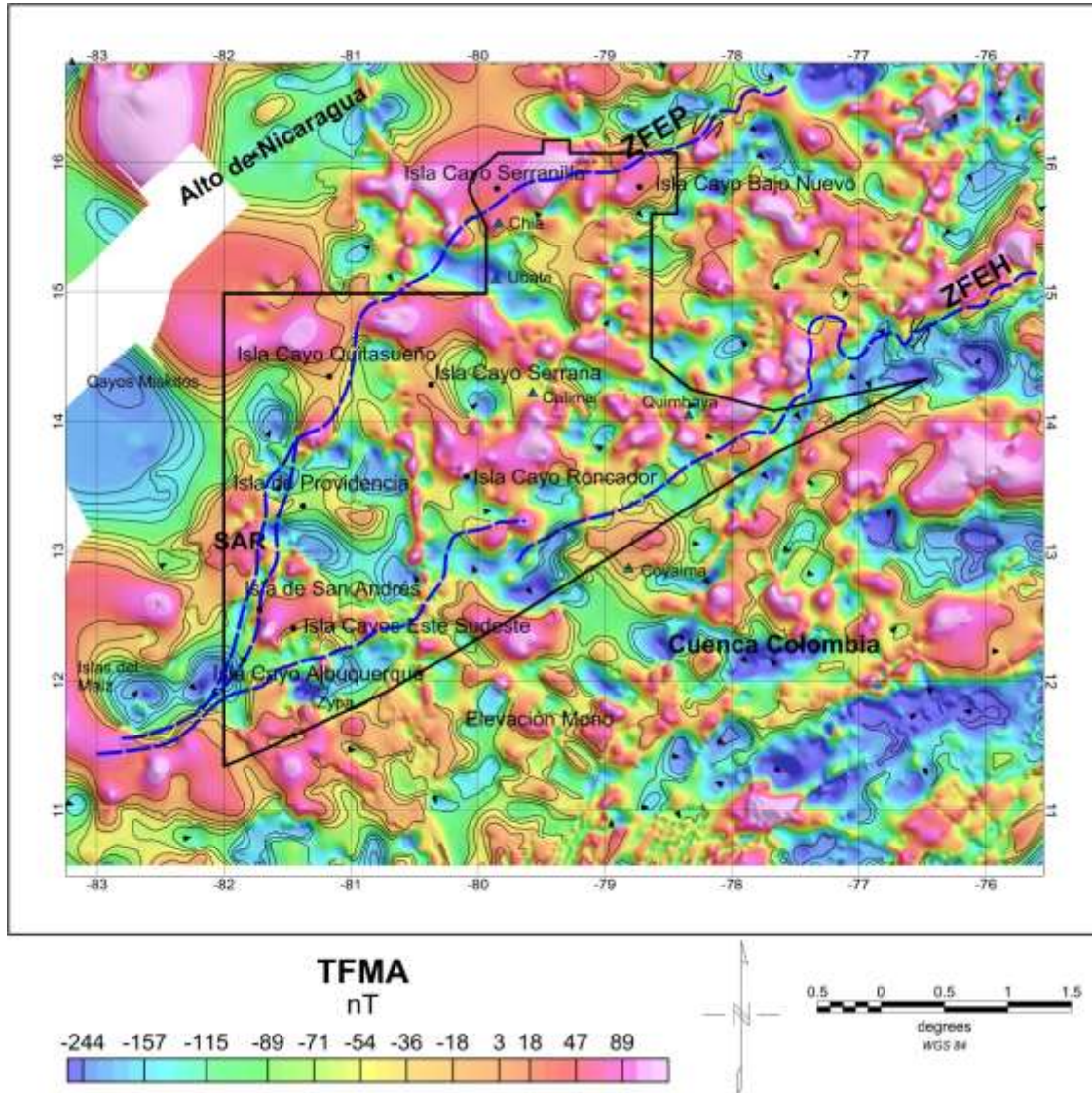


Figura 5-5. Anomalía del campo magnético total (TFMA). Intervalo entre isocontornos de 20 nT. Rango de amplitud [-722; 543]. Amplitud promedio [-51]. Desviación estándar [98]. El mapa refleja las principales anomalías magnéticas presentes en la Cuenca Los Cayos.

Los rasgos principales observados en este mapa incluyen los lineamientos de anomalías positivas y negativas presentes en la Cuenca Colombia, interrumpidos hacia el occidente. En el área de Los Cayos, las anomalías no presentan ninguna tendencia preferencial, pero si una serie de anomalías circulares positivas, relacionadas con montes submarinos que posiblemente han tenido un origen volcánico y son altamente magnéticos. Algunas zonas que presentan anomalías negativas están asociadas con espesores importantes de sedimentos no magnéticos, que pueden considerarse depocentros.

Debido a las consideraciones expuestas en el marco teórico, sobre la naturaleza dipolar del campo geomagnético, se procedió a efectuar la reducción de los datos al polo magnético para propósitos de interpretación geológica.

5.3.2 Anomalía del Campo Magnético Total reducido al polo (DRTP_TFMA)

La reducción al Polo magnético fue aplicado a el campo magnético total, para mostrar las anomalías, como si las fuentes se localizaran en el polo geomagnético (Figura 5-6). Para el caso de la zona de estudio ubicada en latitudes magnéticas intermedias, se realiza esta reducción con el fin de caracterizar mejor las anomalías magnéticas y facilitar el proceso de análisis e interpretación, ya que cualquier asimetría en el campo reducido al polo puede ser atribuida a la geometría y propiedades magnéticas de la fuente. La conversión de las anomalías observadas a su forma equivalente, en el polo norte magnético, se realiza aplicando un filtro a la grilla del campo magnético total, para minimizar el ruido direccional, causado por la latitud geomagnética baja, asumiendo un campo magnético vertical.

Los valores de anomalías oscilan entre -973 nT y 669 nT, con un valor promedio de -452 nT y una desviación estándar de 134 nT (Figura 5-7). El patrón de anomalías magnéticas en la región de los cayos, en general muestra longitudes de onda cortas de amplitudes positivas y negativas, relacionadas con los montes submarinos altamente magnéticos y las subcuencas aisladas no magnéticas que se forman entre estos, respectivamente. Hacia el noroccidente el patrón de anomalías muestra longitudes de onda largas asociadas posiblemente a la respuesta del basamento que conforma el Bloque Chortis, al norte de la Zona de Falla del Banco de Pedro.

Se identifican una serie de lineamientos en el área de estudio que, al ser comparados con los puntos de observación, coinciden espacialmente, por lo que se asocian a ruido generado por el diseño de adquisición. Las anomalías DRTP positivas, sugieren dos posibilidades: 1) un incremento en la magnetización de la corteza y 2) proximidad del basamento a la superficie.

En el mapa de DRTP_TFMA (Figura 5-7), se puede resaltar un esparcimiento de anomalías de corta longitud de onda, sobre la Cuenca Los Cayos. Esta distribución de anomalías de tendencia circular, posiblemente está relacionada con la respuesta magnética de los numerosos montes submarinos presentes en la cuenca.

En las áreas de plataforma en cercanías de los Cayos de Albuquerque al sur, las islas de San Andrés, Cayo Quitasueño y Serrana al norte, se presenta una distribución de anomalías positivas de corta longitud de onda, posiblemente asociadas a un basamento localizado en niveles más superficiales, infrayaciendo una secuencia calcárea poco magnética, alcanzando valores de 130 nT.

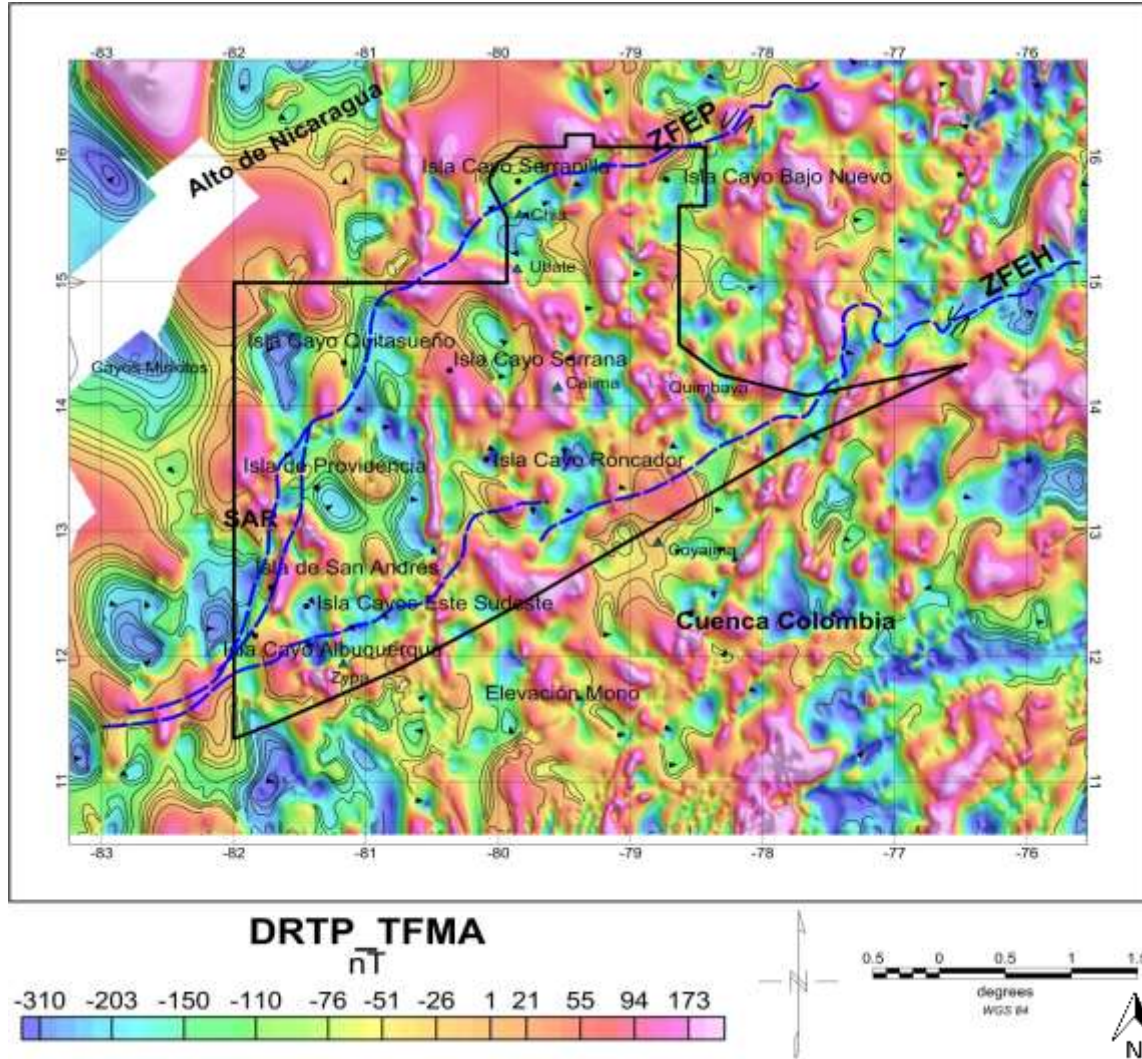


Figura 5-6. Mapa de Intensidad del Campo reducido al Polo Magnético. Presenta un rango de valores de anomalías entre los -973 nT hasta un máximo de 669 nT, con un valor promedio de -52 nT y una desviación estándar de 134 nT. ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés Rift.

Las anomalías negativas implican un decrecimiento en la magnetización de la corteza. Se presenta un patrón de anomalías magnéticas negativas, relacionadas con la Zona de Falla del Escarpe de Hess. Anomalías negativas también se identifican a lo largo de la depresión batimétrica entre los Bancos Quitasueño y Serrana y a lo largo del San Andrés Rift.

Hacia la parte noroccidental del Banco Quitasueño, donde fueron perforados los pozos Miskitos 1 y Miskitos 2, se muestran valores de anomalías negativos, posiblemente asociadas a una secuencia

sedimentaria es más espesa. La presencia de anomalías magnéticas negativas en algunas áreas de la Cuenca Los Cayos, implica fuertemente que el basamento es de escasa elevación, como para generar anomalías positivas; o la presencia de cuencas sedimentarias no magnéticas.

5.4 Anomalías correlacionadas

5.4.1 Coeficientes de correlación

La interpretación de anomalías de campos potenciales proporciona un registro de las propiedades y evolución de la corteza, sin embargo, la interpretación geológica de estas se ve obstaculizada por los efectos de superposición de anomalías y la ambigüedad de la fuente; que es inherente en el análisis de campos potenciales (De Ritis *et al.*, 2010).

El teorema de Poisson ofrece la base para correlacionar los efectos gravimétricos y magnéticos de una fuente en común, la Figura 5-7 panel izquierdo, muestra la relación de Poisson para dos señales co-registradas. Donde, para un análisis de correlación, las fases de las anomalías deben ser la misma de acuerdo a la relación de Poisson, la cual es alcanzada reduciendo las anomalías del campo magnético total al polo y por el otro lado tomando la primera derivada vertical de la anomalía gravimétrica.

En este estudio, el análisis de correlación espectral es aplicado a la señal de la primera derivada en la vertical de la Anomalía de Aire Libre (FVD (FAGA)) y a la Intensidad Magnética Reducida al Polo (DRTP (TFMA)). Mediante esta técnica es posible aislar las correlaciones gravimétricas y magnéticas relacionadas por ejemplo: con el espesor de la corteza, con variaciones petrológicas y/o con variaciones térmicas (Hernandez, 2006). Por ejemplo, las anomalías gravimétricas tienden a ser negativas sobre una corteza espesa, y positivas sobre una corteza adelgazada; mientras que las anomalías magnéticas tienden a correlacionarse inversamente con estas anomalías gravimétricas. También, las variaciones en la composición, pueden dar como resultado anomalías correlacionadas positivamente, que reflejan ampliamente la distribución de rocas félsicas de baja densidad y baja magnetización o rocas máficas de alta densidad y alta magnetización (Hernandez, 2006).

Para minimizar las ambigüedades interpretativas se consideran los análisis de correlación de anomalías, en los que se separan las características positivas y negativas de las señales, mediante la implementación de los coeficientes de correlación (CC). Estos facilitan los procesos de visualización de las anomalías magnéticas y gravimétricas en la zona de Los Cayos, donde la corteza tectónicamente activa presenta un complejo espectro de anomalías magnéticas y gravimétricas.

Específicamente, la transformadas de Fourier de la Anomalía de Aire Libre (FVD (FAGA)) y la Intensidad Magnética Reducida al Polo (DRTP (TFMA)), fueron usadas para obtener los coeficientes de correlación espectral (CC) de estas señales para cada número de onda k ; dado por:

$$CC(k) = \cos(\Delta\theta_k) = \frac{x(k) * \gamma(k)}{|x(k)||\gamma(k)|} \quad \text{Ec. 5.4}$$

Donde $x(k)$ y $\gamma(k)$ corresponden a las señales gravimétrica y magnética respectivamente.

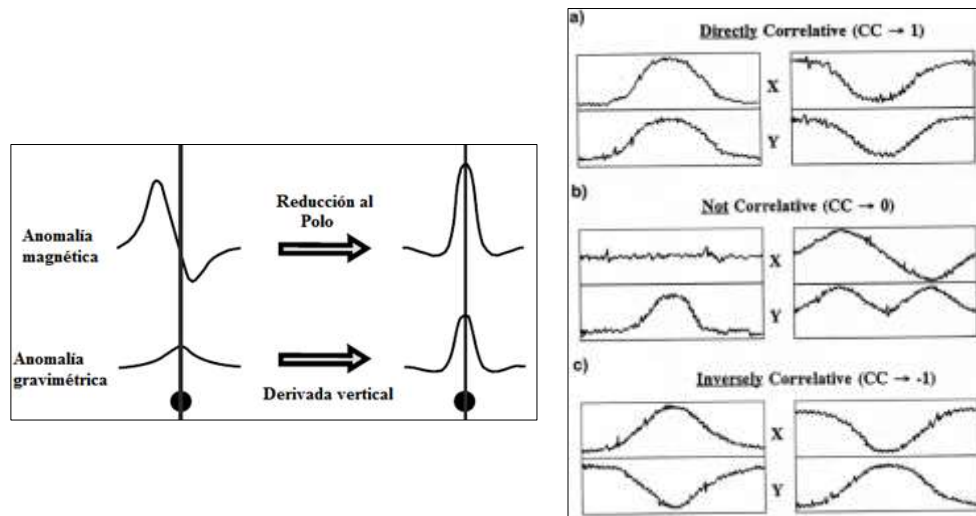


Figura 5-7. Panel izquierdo: relación de Poisson entre anomalías magnéticas y gravimétricas para una fuente común (Modificado de Hinze, Von Frese, & Saad, 2013). Panel derecho: interpretación de coeficientes de correlación (Tomado de Von Frese *et al.*, 1997).

Los valores de CC se presentan entre ± 1.0 . Siendo $+1.0$ el valor correspondiente a una correlación directa ya sea positiva o negativa entre dos señales (Figura 5-7 a); y -1.0 el valor de una correlación inversa (Figura 5-7 c). Los valores de los CC cercanos o iguales a 0 (Figura 5-7 b), indican que las variaciones en una señal no se corresponden con la otra señal. Sin embargo, esta interpretación no es única y es solo una de muchas interpretaciones posibles. Un CC igual a 0 puede definir una correlación donde la mitad de las características entre las dos señales se correlacionan positivamente y la otra mitad negativamente, como se observa en la Figura 5-7 b. En general, la interpretación de cualquier valor de CC donde $|CC| \neq 1.0$ no es única en términos de correlación de características entre los datos (Von Frese *et al.*, 1997).

Los coeficientes de correlación entre ACB, FAGA, FDV(FAGA), TFMA y DRTP(TFMA), para el área de los Cayos son representados en la Tabla 5-1 y el Anexo 2 contiene el flujo en Matlab para la determinación de los mismos.

La anomalía Completa de Bouguer (ACB), presenta una alta correlación con la anomalía de Aire Libre (FAGA), cuyo coeficiente es de 0.8053, siendo este el más alto con respecto a las otras correlaciones de anomalías. También se presenta una correlación positiva, aunque muy baja entre la Completa de Bouguer (ACB) y la primera derivada en la vertical de la Anomalía de aire libre de 0.0259. La anomalía del Campo Magnético reducido al polo (DRTP (TFMA)) y la anomalía Completa de Bouguer (ACB), presentan una correlación inversa con un valor de -0.0005.

COEFICIENTES DE CORRELACION	ACB	FAGA	FDV (FAGA)	DRTP (TFMA)	TFMA
ACB	1	0.8053	0.0259	-0.0005	-0.0809
FAGA	0.8053	1	-0.0108	-0.0336	-0.1635
FDV (FAGA)	0.0259	-0.0108	1	0.0304	0.0224
DRTP (TFMA)	-0.0005	-0.0336	0.0304	1	0.282268
TFMA	-0.0809	-0.0163	0.0224	0.282268	1

Tabla 5-1. Coeficientes de correlación obtenidos entre los datos gravimétricos: Anomalía Completa de Bouguer (ACB), Anomalía de Aire Libre (FAGA), primera derivada en la vertical de la anomalía de aire libre (FDV(FAGA)) y los datos magnéticos: Anomalía del campo magnético total (TFMA) y anomalía del campo magnético reducida al polo (RTP(TFMA)).

Las correlaciones directas positivas reflejan principalmente estructuras volcánicas como montes submarinos, cuerpos intrusivos y/ altos en el basamento de la cuenca Los Cayos; cuyas respuestas gravimétricas y magnéticas tienden a ser positivas. Por el contrario, las correlaciones directas

negativas, definen cuencas estructurales como el San Andrés *Rift*; y otras depresiones marinas que reflejan baja magnetización y baja densidad.

5.4.2 Índices Locales de Favorabilidad

La aplicación de los índices locales de favorabilidad es una sencilla medida estadística, donde se relacionan dos conjuntos de datos, en este caso las señal gravimétrica y la señal magnética; para mejorar la percepción visual de las anomalías y optimizar la interpretación de los resultados.

El tratamiento para cada señal incluyó una estandarización de los datos, donde el valor promedio es removido de los valores de las anomalías gravimétrica y magnéticas y luego es multiplicado por el inverso de su desviación estándar; la Tabla 5-2 muestra un reporte estadístico de las anomalías DRTP (TFMA) y FVD (FAGA).

	DRTP (TFMA)	FVD (FAGA)
Valor mínimo	-973.779	-2.449.062
Valor máximo	669.763	3.662.873
Promedio	-52.631	-0.053
Desviación estándar	134.495	170.902

Tabla 5-2. Reporte estadístico para los productos DRTP (TFMA) y FVD (FAGA).

Los datos fueron estandarizados en coeficientes adimensionales (S_i), y son expresados por la ecuación 5.1, donde μ_B y σ_B son el promedio y desviación estándar de la señal respectivamente.

$$S_i = \frac{b_i - \mu_B}{\sigma_B} \quad \text{Ec. 5.1}$$

Posteriormente se generaron mapas de índices locales de favorabilidad (LFI *local favorability indices*) donde se resaltaron los puntos en los cuales existe relación directa positiva y negativa entre las señales de DRTP (TFMA) y FVD (FAGA). Estos mapas representan solo las dimensiones horizontales del contraste de las propiedades físicas, que se asocian a variaciones en propiedades como la densidad, y la susceptibilidad magnética; la Tabla 5-3 muestra un reporte estadístico de los índices locales de favorabilidad SLFI.

	SLFI
Valor mínimo	-152.445
Valor máximo	207.910

Promedio	0.176
Desviación estándar	13.636

Tabla 5-3. Reporte estadístico de los índices locales de favorabilidad SLFI.

Las anomalías directamente correlacionadas fueron mapeadas por la expresión SLFI (*Sumación Local Favorability Index*), donde los coeficientes SLFI extraen las características positivas o directamente correlacionables, suprimiendo las características negativas o no correlacionables, expresadas en la ecuación 5.3; siendo B la señal gravimétrica y D la señal magnética.

$$SLFI_i = n_i(B) + n_i(D) \quad \text{Ec. 5.3}$$

Los coeficientes $SLFI_i > 0$ resaltan las características correlacionadas positivas (correlación peak to peak), mientras los coeficientes $SLFI_i < 0$ resaltan las características correlacionadas negativas (correlación trough to trough). La correlación pico a pico (Peak to Peak) entre FVD (FAGA) y DRTP (TFMA), mostrada en la Figura 5-8, refleja alta densidad y alta magnetización de la corteza. Estas áreas muestran anomalías magnéticas positivas asociadas con una corteza espesa, que coincide con valores de anomalía de aire libre positivos, relacionados con una corteza de alta densidad. Las anomalías mapeadas mediante la correlación pico a pico muestran longitudes de onda cortas y coinciden con algunos de los montes submarinos cartografiados, que incluyen el monte Calima, el Quimbaya y el Zypa; además con la Isla Cayo Serrana, Roncador, entre otros.

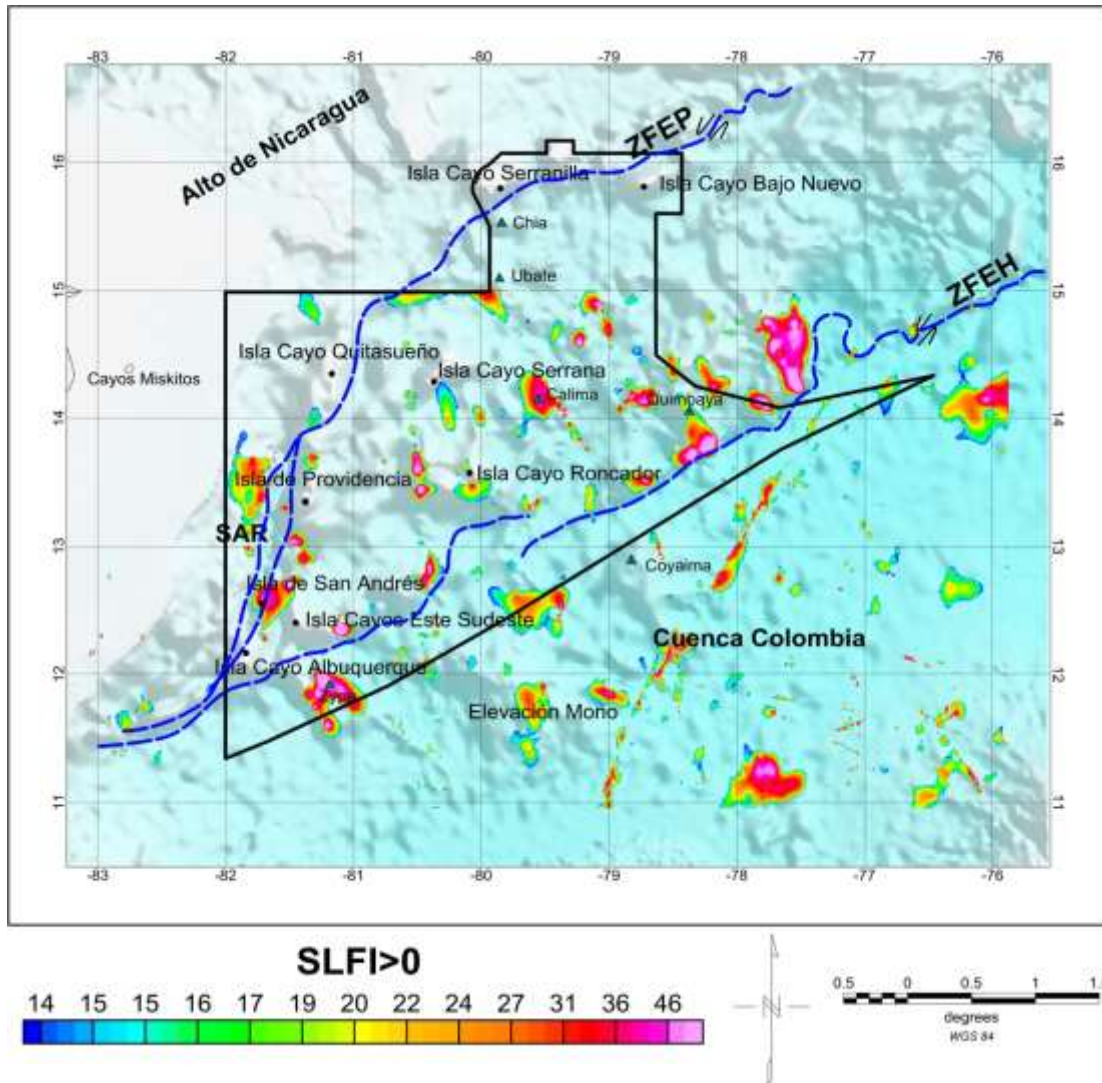


Figura 5-8. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación directa de los rasgos positivos ($SLFI > 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía de aire libre y la anomalía magnética reducida al polo. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés Rift.

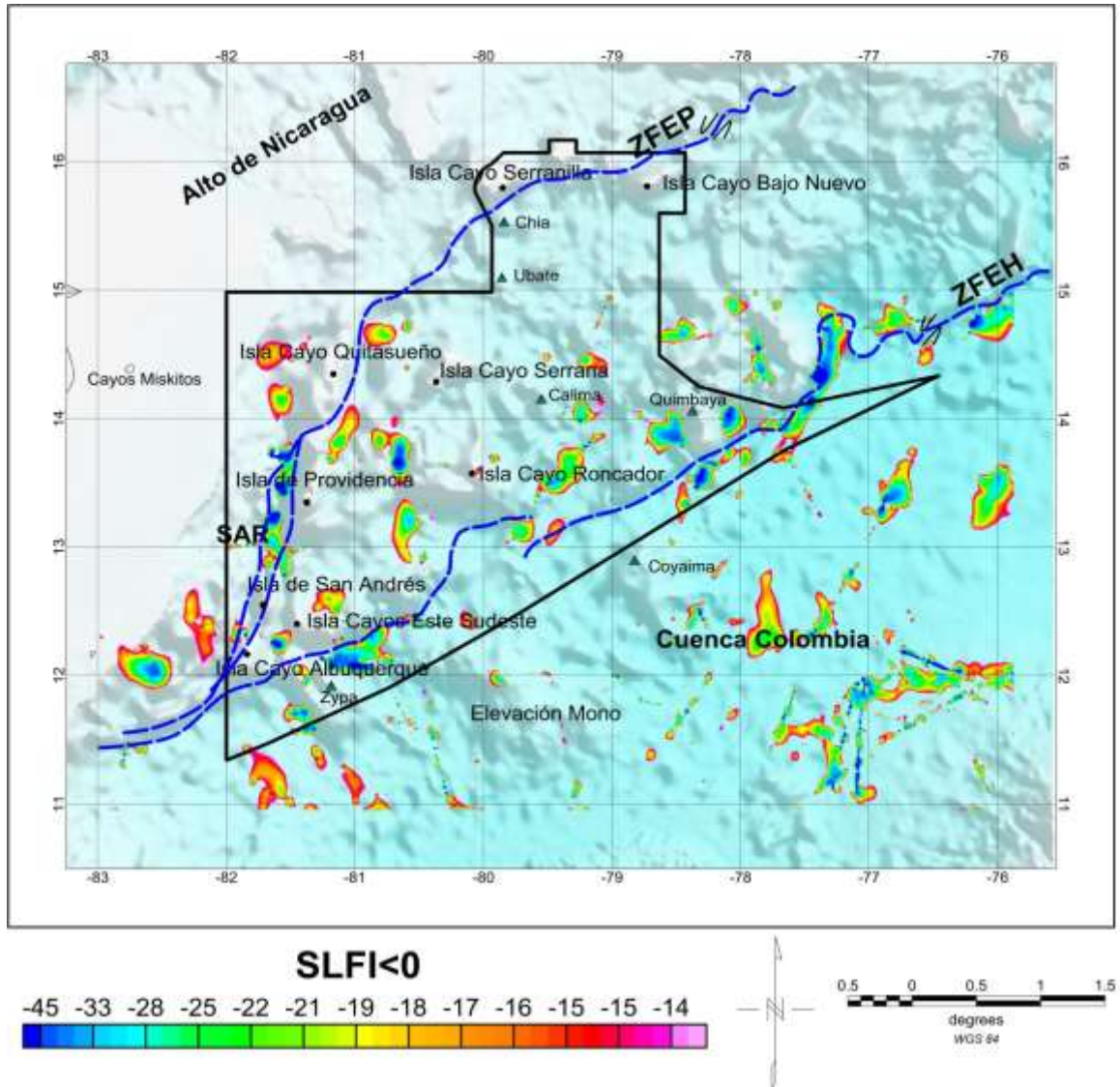


Figura 5-9. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación directa de los rasgos negativos (SLFI < 0) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Aire Libre y la anomalía magnética reducida al polo. ZFBP: Zona de falla del Banco de Pedro; ZFEH: Zona de falla del Escarpe de Hess; SAR: San Andrés Rift.

La correlación valle a valle (Trough to Trough) entre FVD (FAGA) y DRTP (TFMA), mostrada en la Figura 5-9, implica una corteza con una densidad y magnetización baja. Esta respuesta posiblemente es el resultado de diversas fuentes como el espesor de los sedimentos, o la posible presencia de intrusiones a modo de sills, con menor densidad y magnetización con respecto a la roca huésped (Hernandez, 2006). Esta correlación $SLFI < 0$, es de especial interés ya que está definiendo las áreas donde debido a las características no magnéticas y de baja densidad, pueden corresponder a subcuencas con importantes espesores.

Hacia el norte del San Andrés *Rift* se observa la correlación inversa en las anomalías, revelando mínimos gravimétricos, producto de un adelgazamiento cortical en cercanías a la zona de fractura, y mínimos magnéticos, asociados posiblemente a la pérdida de propiedades magnéticas del material fundido que está ascendiendo.

6. Capítulo. Modelamiento Inverso de la Cuenca Los Cayos con control geológico

El modelamiento inverso de las anomalías de campos potenciales nos permite realizar interpretaciones cuantitativas de las fuentes anómalas, en términos de geometría, distribución y profundidad. Se parte de la respuesta geofísica de un modelo de esta fuente anómala, y se busca que la respuesta calculada de esta anomalía se ajuste a la anomalía observada. Por lo tanto, a partir de los valores de las anomalías magnéticas y gravimétricas, soportado con otra información geológica – geofísica, se realiza una inversión con el fin de conocer la distribución de las masas que generan estas anomalías y su profundidad. Sin embargo, en el modelamiento inverso, surge la ambigüedad del hecho de que una anomalía puede ser causada por un número infinito de fuentes posibles, por lo que se recomienda complementar el modelamiento reduciendo la incertidumbre, incluyendo en el mismo información geológica derivada de afloramientos, pozos, minas y otras técnicas geofísicas complementarias (Hernandez, 2006; Kearey, Brooks, *et al.*, 2013).

El modelado inverso de los datos geofísicos permite la evaluación de diferentes escenarios para los contrastes de densidad y susceptibilidad en la corteza. A través de la implementación de 3 elementos: un campo (gravimétrico y/o magnético) observado, un modelo de densidad y/o susceptibilidad magnética y un modelo geológico inicial (Ceron-Abril, 2008).

Para el modelamiento inverso de la Cuenca Los Cayos fueron escogidas la anomalía de Aire Libre y la Anomalía del Campo Magnético Total Reducido al Polo. A partir de las cuales fueron generados los respectivos mapas y se extrajeron perfiles a lo largo de transectos regionales que involucraran las principales estructuras de la zona de estudio. Los valores de densidad y susceptibilidad magnética para los modelos fueron medidos en laboratorio sobre rocas aflorantes en la zona de estudio, en áreas como la isla de Providencia (Figura 3-1) revelando los contrastes de densidad y susceptibilidad magnética in situ de las únicas rocas que afloran en las porciones emergentes de la Cuenca Los Cayos. Los valores de estas propiedades físicas para el basamento también se

complementaron con información litológica obtenida por Ecopetrol (1984), en los pozos perforados por la Occidental Petroleum Company entre 1979 y 1977; donde se reportan dos pozos perforados hacia el margen noroeste de la cuenca Los Cayos. El pozo Miskito 1 perforo a 6728 pies un basamento cuarzodiorítico, y el pozo Miskito 2 perforo a 6428 pies una andesita amigdaloida. La discontinuidad de MOHO se estimó usando un contraste efectivo entre la densidad del manto y la densidad de la corteza, sugiriéndose una profundidad de alrededor de 17 km para el área de Los Cayos.

Finalmente, los modelos geológicos han sido construidos basados en observaciones de líneas sísmicas adquiridas en la zona de estudio, a las cuales se tuvo acceso. Permitiendo realizar una interpretación estructural (en tiempo) que proporciona una identificación inicial de la geometría del subsuelo. Las Figuras 6-1 y 6-2 muestran 2 perfiles de reflexión sísmica a través de la parte norte del área de los Cayos y la ubicación de los dos pozos que perforaron el basamento.

De acuerdo con lo anterior, se sugieren en este capítulo un total de 4 modelos diferentes elaborados en el programa GM-SYS v. 2.03P de OASIS MONTAJ®, que proporcionan un conocimiento geométrico y espacial inicial para la corteza media e inferior de la zona de estudio. La localización de las 4 secciones a partir de las cuales se realizó el modelamiento inverso se muestra en la Figura 6-3. Los modelos inversos resultantes para los perfiles de anomalía de Aire Libre y la Anomalía del Campo Magnético Total Reducido al Polo se muestran de la Figura 6-3 a la Figura 6-6.

6.1 Interpretación de líneas sísmicas

La estructura de la corteza en el área de estudio, y del Caribe occidental en general, provienen de estudios sísmicos, en los cuales se ha interpretado un tipo de corteza con un espesor anómalo de hasta 22 km, siendo menos espesa que una corteza continental típica, pero más gruesa que una corteza oceánica común (Edgar *et al.*, 1971; Ewing *et al.*, 1960).

Para el presente trabajo se realizó la interpretación de horizontes sísmicos en dos perfiles de reflexión ubicados en el margen noroccidental de la cuenca Los Cayos, en áreas circundantes a las Islas Cayos Quitasueño y Serrana (Figura 6-1 y Figura 6-2). Se contó con los archivos en formato SEG Y de la línea sísmica 32, que corresponde al programa sísmico Cayos W1979 y de la línea 21 que hace parte de la campaña Cayos S1977. Estos dos programas de adquisición fueron adelantados por la empresa colombiana Ecopetrol en la década de los 70. La interpretación se realizó en el dominio de tiempo de viaje (TWT), el amarre de datos sísmicos con el pozo Miskito-1, se realizó con el objeto de

conocer e identificar que reflectores sísmicos corresponden con los topes estratigráficos de las formaciones del área de estudio. Se realizó una conversión de tiempo a profundidad a partir de la información de “check shots” adquiridas en el pozo.

A pesar de su escasa resolución, estas líneas sísmicas constituyen la única herramienta que puede proporcionar información importante sobre la geometría y las estructuras presentes en el área de la cuenca Los Cayos; constituyendo una base para el modelamiento gravimétrico y magnético, incluyendo las medidas de susceptibilidad magnética y la compilación de densidades de rocas.

Los perfiles de reflexión sísmica utilizados en este estudio, muestran 6 horizontes principales interpretados como: el basamento y las unidades sedimentarias que lo suprayacen. Se interpretó el horizonte correspondiente a la reflexión más profunda, que se denominó “Basamento” y cuya visualización en tiempo varía según la región de la cuenca en la que se ubica. Este horizonte correlaciona con el basamento de carácter cuarzodiorítico y andesítico identificado en los pozos Miskito-1 y Miskito-2, a una profundidad de 6728 ft (2050 m) y 5950 ft (1813 m) respectivamente. Sobre este reflector se identifica el desarrollo de una espesa plataforma, que corresponde a un paquete de reflexiones más o menos homogéneas, con una amplia continuidad lateral.

Debido a que se tiene acceso limitado a los datos sísmicos para el resto de la cuenca, se utilizaron otras líneas previamente interpretadas y presentadas en el trabajo de Carvajal Arenas (2017), utilizadas para identificar las características estructurales de la zona y restringir los modelos (Anexo C).

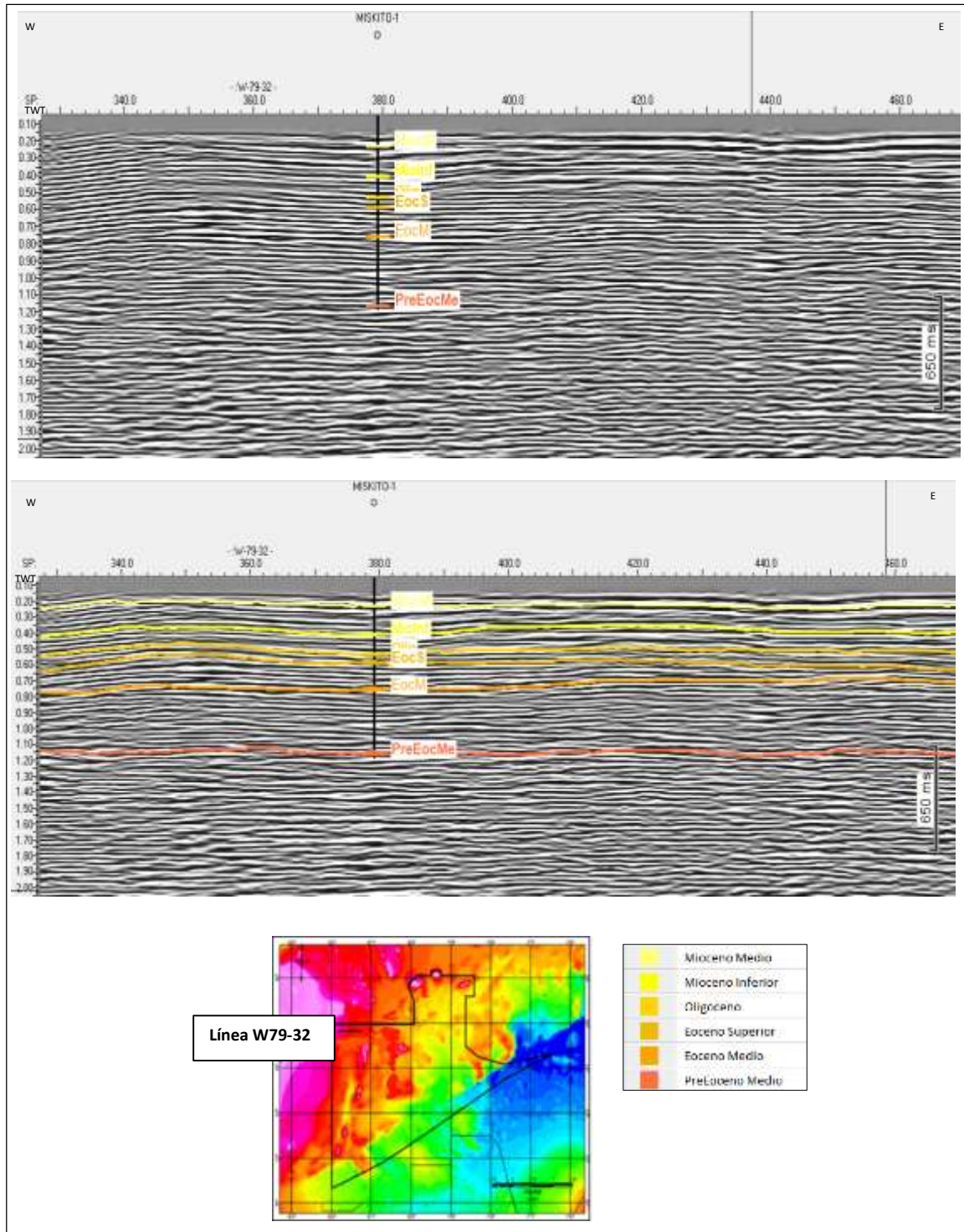


Figura 6-1. Interpretación de la línea sísmica W-1979-32. Sin interpretar (superior) e interpretada (inferior). Esta sección sísmica se identifica una secuencia sedimentaria, infrayacida por un

basamento interpretado a 1.17 segundos. Este basamento corresponde a la reflexión más profunda, identificado en el pozo Miskito-1 a una profundidad de 6625 ft (2019 m).

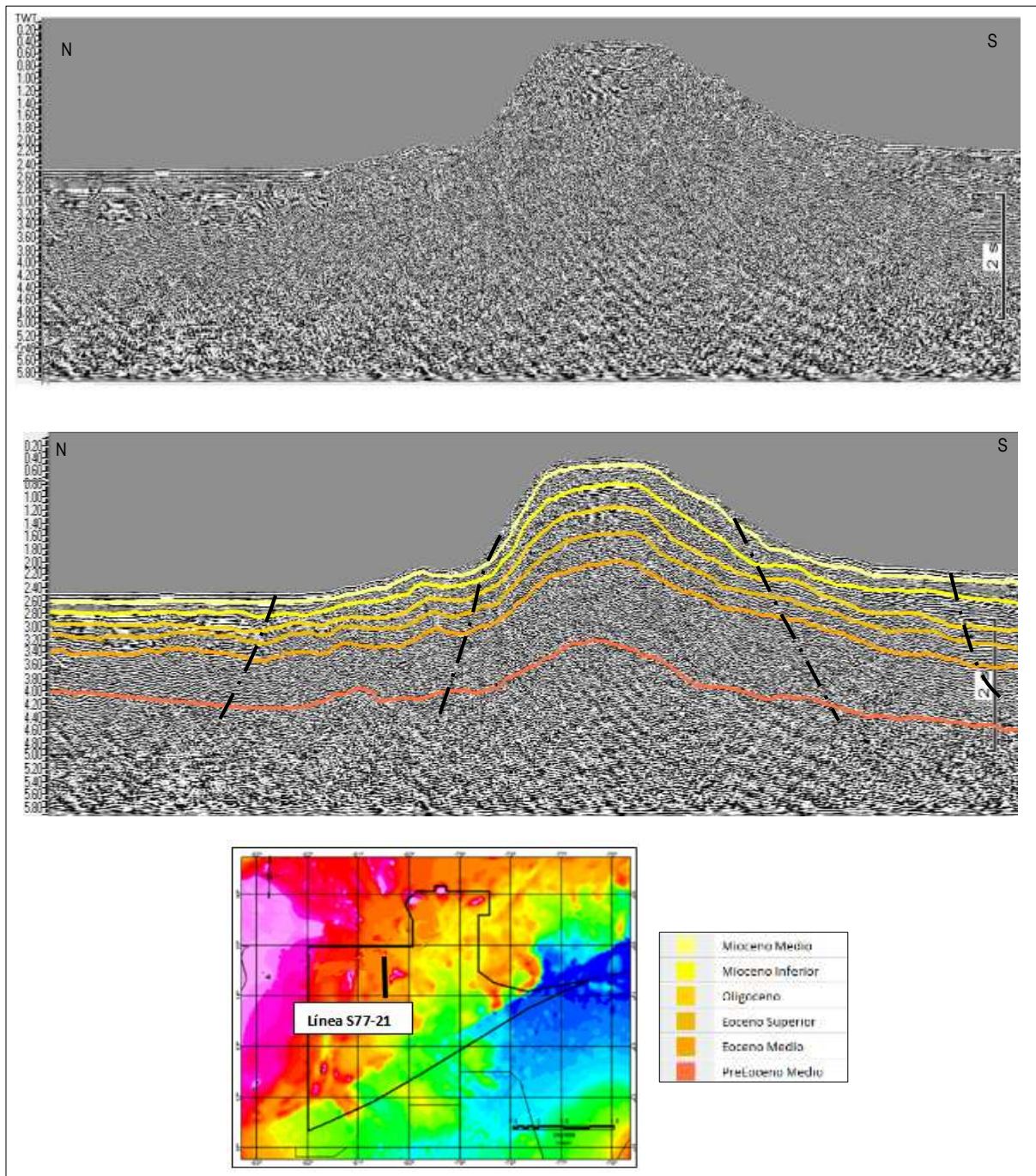


Figura 6-2. Interpretación de la línea sísmica S-1977-21. Sin interpretar (superior) e interpretada (inferior). En esta sección sísmica de la Isla Cayo Serrana, se interpreta un alto en el basamento limitado por fallas normales, identificado como el reflector más profundo.

6.2 Modelos propuestos

Se proponen cinco modelos bidimensionales gravimétricos y magnéticos, basados en perfiles anomalías del campo magnético reducido al polo y de la anomalía de aire libre; con valores de densidad y susceptibilidad magnética estándares. El modelamiento consistió en la construcción de polígonos para simular las distribuciones y configuraciones de la cubierta sedimentaria, la corteza y el manto litosférico, con el fin de producir señales magnéticas y gravimétricas que coincidan con los datos observados.

La profundidad del MOHO para los modelos se calculó a partir de los datos gravimétricos y magnéticos. El modelo de densidad está dividido en tres capas principales: estratos sedimentarios, corteza oceánica y manto. Los valores promedio de densidad y susceptibilidad de las rocas asignados para los modelos, se presentan en unidades del sistema c.g.s. (centímetro-gramo-segundo). Para el caso de la densidad las unidades son gr/cm^3 . La susceptibilidad magnética es un parámetro físico adimensional. Para efectuar el trabajo de modelamiento geológico, sobre los mapas residuales y regionales generados en el Capítulo 5, se trazaron y analizaron varios perfiles en la zona de estudio, en la Figura 6-3 se muestra el mapa batimétrico donde se indica el trazado de los perfiles.

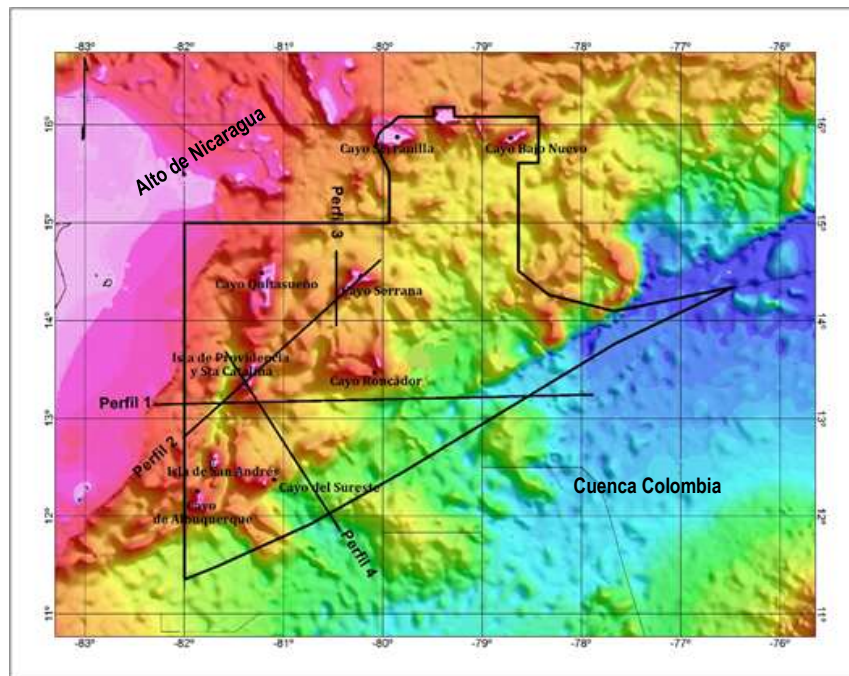


Figura 6-3. Batimetría de la zona de estudio y trazado de los perfiles para obtener los modelos del subsuelo de la zona estudiada. (Tomado de <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/>).

6.2.1 Modelo del subsuelo para el perfil 1

Los efectos gravimétricos y magnéticos en el Perfil 1 fueron modelados en estaciones con intervalos de 1 km, para un total 490 estaciones. El perfil tiene una orientación W-E y una longitud de 490 km. Las anomalías magnéticas fueron modeladas con una intensidad del campo magnético de 36 251 nT y una inclinación de 41.4°. El rango de valores varía entre los -36 mGals y 31 mGals, y las anomalías magnéticas varían entre -274 nT y 240 nT.

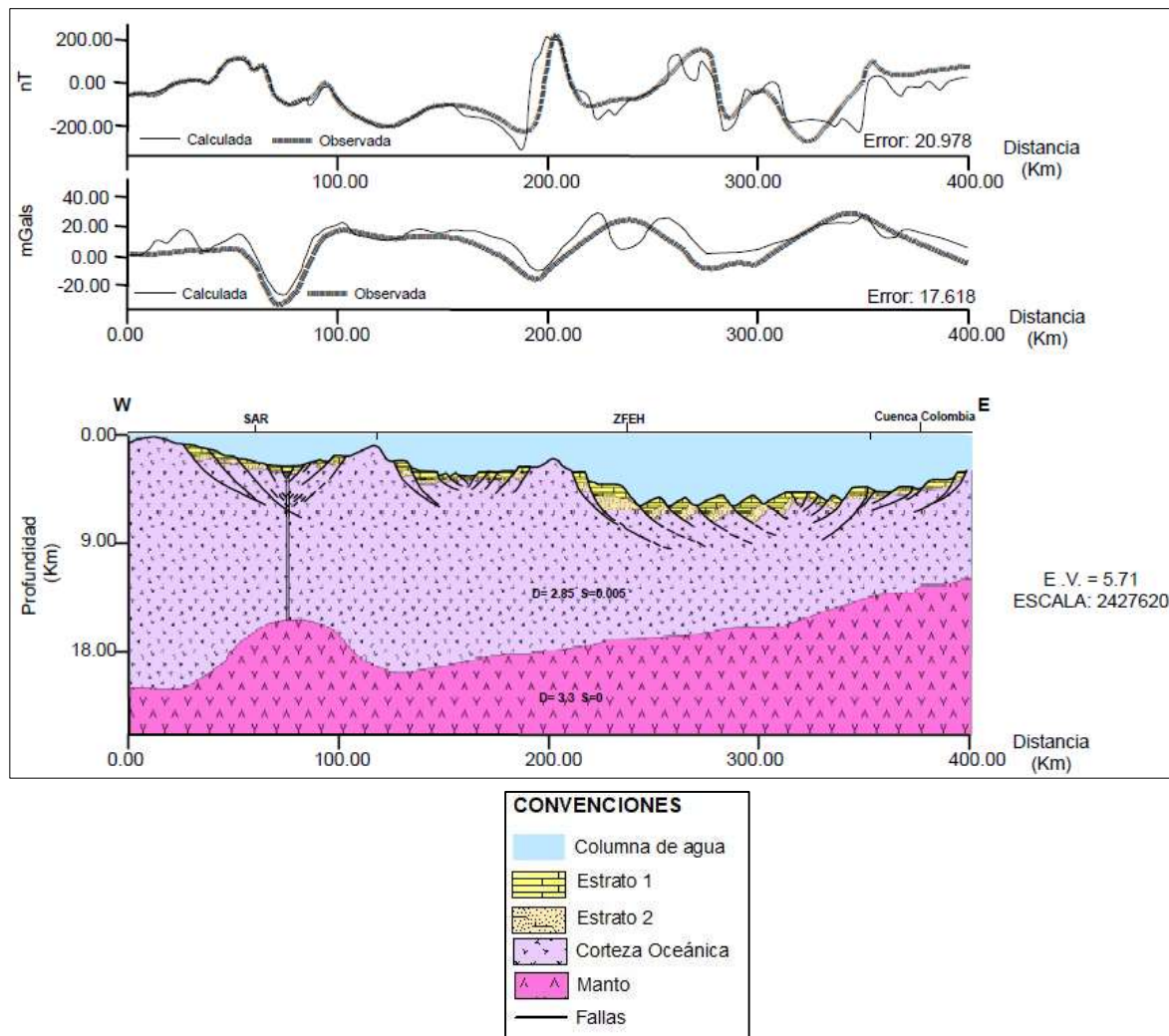


Figura 6-4. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 1. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-3. Nótese la variación en el espesor de la corteza a lo largo del perfil, y de su adelgazamiento en cercanías del San Andrés *Rift*.

El perfil se extiende desde el San Andrés *Rift* hasta la Cuenca Colombia. A lo largo del perfil el espesor de la corteza oceánica varía desde los 23 km en el sector occidental, hasta 13 km en la Cuenca Colombia; correspondiendo está a una corteza de afinidad oceánica en toda la zona de estudio. También, se puede observar que la columna de agua es mayor hacia el este y, a su vez, el basamento se modela a una mayor profundidad. Esto indica que el espesor de sedimentos es mayor en esta zona.

6.2.2 Modelo del subsuelo para el perfil 2

El modelo se presenta a lo largo de un perfil de 300 km, y un total de 300 estaciones con intervalos de 1 km. La intensidad del campo magnético total es de 36 251 nT y la inclinación magnética de 41.4°. Las anomalías gravimétricas presentan valores entre los -40 mGals y 28.63 mGals, y las anomalías magnéticas varían entre -325.73 nT y 97.46 nT.

La Figura 6-5 muestra una sección transversal interpretada por medio de las anomalías gravimétricas y magnéticas, en dirección SW – NE, a lo largo del San Andrés *Rift*, la isla de Providencia y el Cayo Serrana. Se sugiere un espesor de la corteza de alrededor de 23 km, mostrando un adelgazamiento hacia el San Andrés *Rift*, donde alcanza alrededor de 16 km. El modelo representa una tectónica de tipo extensional con el desarrollo de horst y grabens, en la cual se destaca un alto en el basamento, en el Cayo Serrana, interpretado como un bloque levantado, limitado por fallas normales (horst), con una orientación estructural en sentido noroeste. Siendo esta estructura la que presenta los máximos valores de anomalía magnética. Igualmente se modela un adelgazamiento cortical relacionado con el centro de expansión del San Andrés *Rift*, cuya respuesta gravimétrica está ligada a la topografía, revelando anomalías negativas, que alcanzan los -40 mGals.

En general la tendencia observada en el perfil gravimétrico está representada por longitudes de onda largas, asociadas a fuentes profundas, como una corteza oceánica que presenta un espesor anómalo. Las longitudes de onda cortas identificadas en el perfil magnético, pueden corresponder a montes submarinos y/o a altos estructurales del basamento, los cuales son característicos de la tectónica extensional de la zona de estudio.

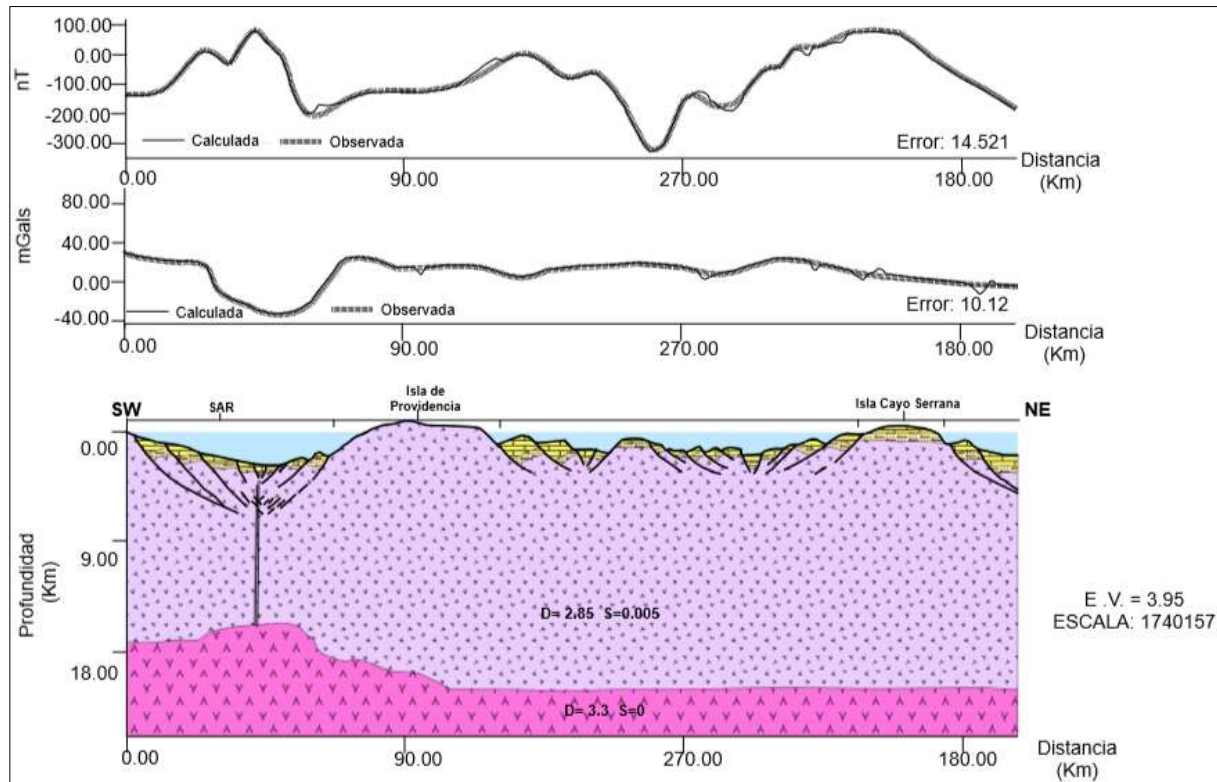


Figura 6-5. Modelo gravimétrico y Ubicación del perfil se muestra en la

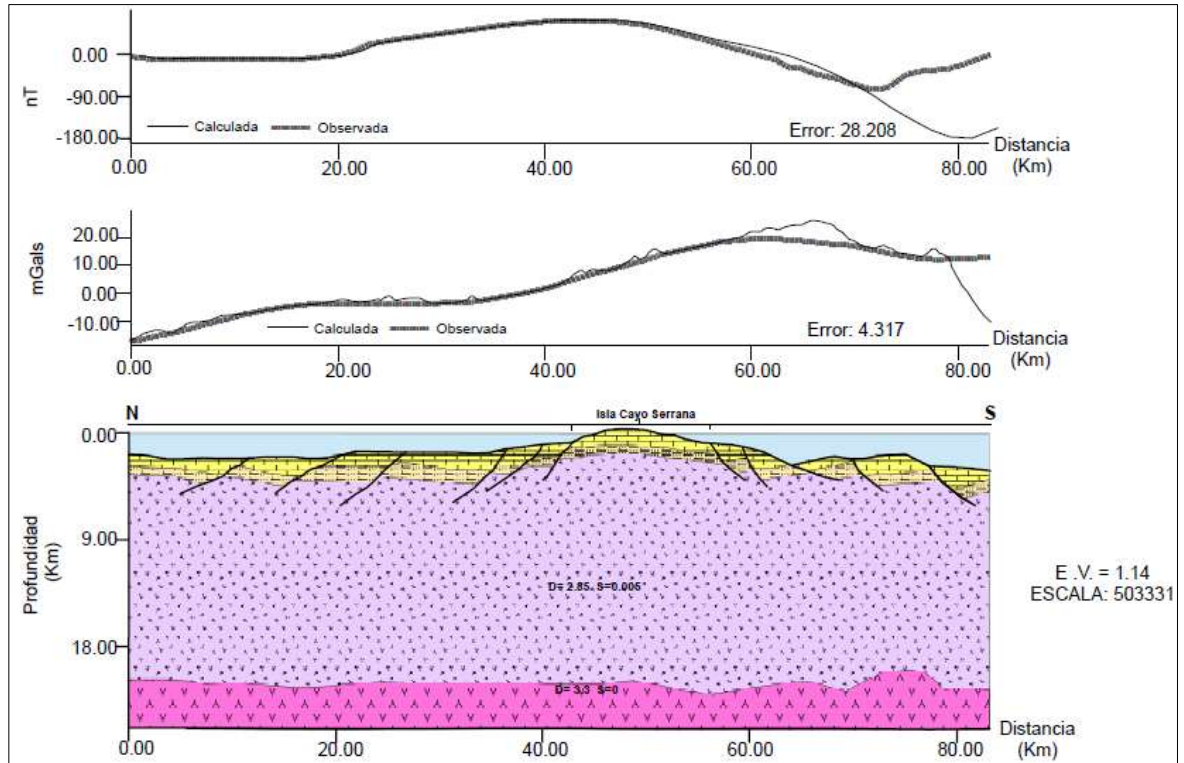
6.2.3 Modelo del subsuelo

CONVENCIONES	
	Columna de agua
	Estrato 1
	Estrato 2
	Corteza Oceánica
	Manto
	Fallas

magnético 2D para el perfil 2. Figura 6-3.

para el perfil 3

Los efectos gravimétricos y magnéticos en el Perfil 3 fueron modelados en estaciones con intervalos de 1 km, con un total de 83 estaciones. El perfil tiene una orientación SW-NE y una longitud de 490 km. Las anomalías magnéticas fueron modeladas con una intensidad del campo magnético de 36 251 nT y una inclinación de 41.4°. El rango de valores que presentan esta entre los -17 mGals y 30 mGals, y las anomalías magnéticas varían entre -230 nT y 78 nT.



CONVENCIONES	
	Columna de agua
	Estrato 1
	Estrato 2
	Corteza Oceánica
	Manto
	Fallas

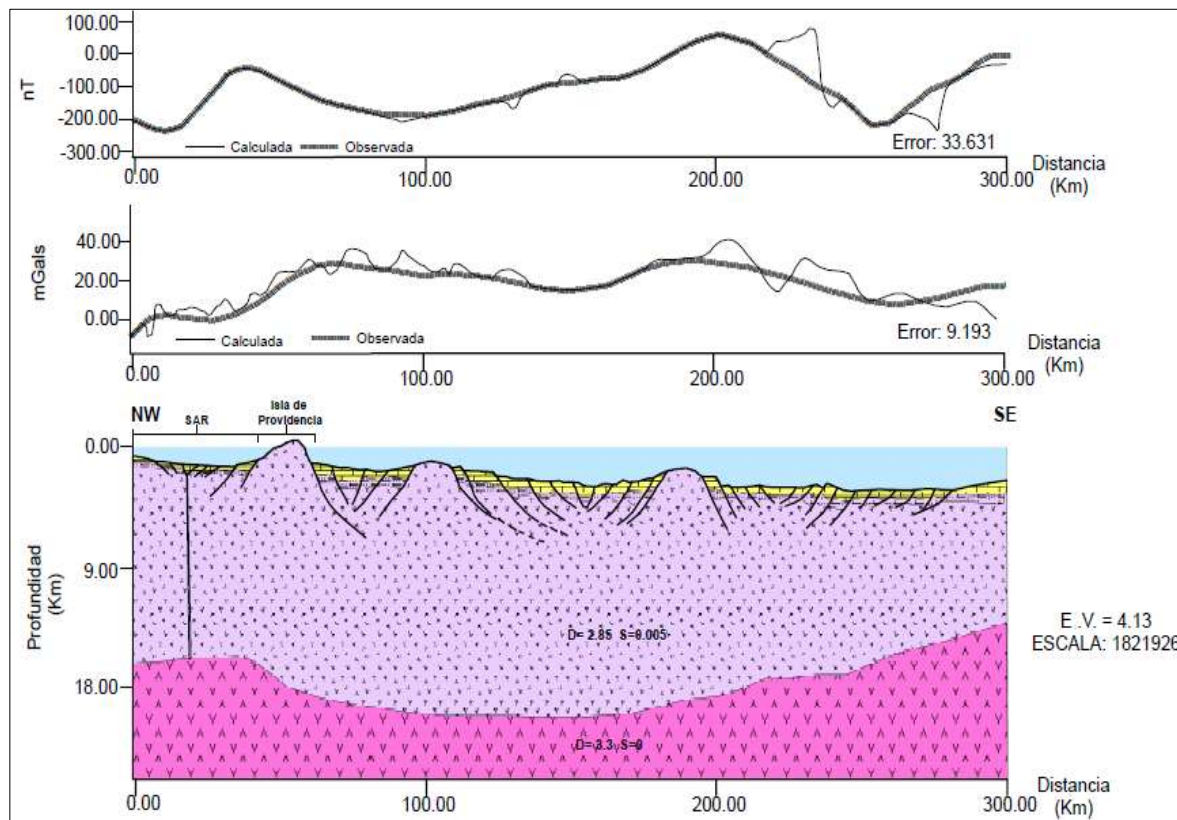
Figura 6-6. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 3. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-3.

El modelo del subsuelo para el Perfil 3 se muestra en la Figura 6-6, se extiende en sentido norte sur y atraviesa el Cayo Serrana con una longitud de 83 kilómetros. La sección presenta un sobresaliente alto en el basamento, limitado por fallas normales, infrayaciendo una cubierta sedimentaria de alrededor de 3 kilómetros de espesor. Este tipo de fallamiento provoca la disminución de la profundidad del basamento y los sedimentos.

El perfil gravimétrico extraído a lo largo de la anomalía de aire libre muestra longitudes de ondas largas, relacionadas a anomalías generadas por estructuras profundas.

6.2.4 Modelo del subsuelo para el perfil 4

Los efectos gravimétricos y magnéticos en el Perfil 4 fueron modelados en estaciones con intervalos de 1 km, para un total 490 estaciones. El perfil tiene una orientación NW-SE y una longitud de 490 km. Las anomalías magnéticas fueron modeladas con una intensidad del campo magnético de 36 251 nT y una inclinación de 41.4°. El rango de valores esta entre los -15 mGals y 28 mGals, y las anomalías magnéticas varían entre -245 nT y 130 nT.



CONVENCIONES	
	Columna de agua
	Estrato 1
	Estrato 2
	Corteza Oceánica
	Manto
	Fallas

Figura 6-7. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 4. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-3.

El modelo del subsuelo para el Perfil 4 se muestra en la Figura 6.6, se extiende desde el San Andrés *Rift*, atraviesa la Isla de Providencia y se extiende hasta la Cuenca Colombia. En el San Andrés *Rift* la respuesta gravimétrica, al igual que la magnética, muestras longitudes de onda corta, y de amplitud negativa, relacionadas con regiones de menor densidad y menor susceptibilidad magnética, con respecto a las áreas adyacentes. El espesor de la corteza oceánica varía lateralmente de 22 km en el sector occidental, a 13 km en la Cuenca Colombia. Las fallas que rigen esta deformación son de tipo normal y se extienden desde las capas sedimentarias y algunas llegan al basamento.

6.2.5 Modelo alterno del subsuelo para el perfil 4

De acuerdo con la condición de no unicidad de los posibles cuerpos causativos de las anomalías geofísicas, donde se considera que hay un número infinito de posibles modelos que teóricamente podrían explicar una anomalía determinada; se presenta en la Figura 6-8 un modelo inverso alterno para el perfil 4. El modelo del subsuelo muestra una corteza de afinidad oceánica hacia la Cuenca Colombia, y se sugiere una corteza transicional de alrededor de 21 kms de espesor en la Cuenca Los Cayos, que sufre un adelgazamiento hacia el San Andrés *Rift*, donde alcanza un espesor de 16 km. Se sugiere además que el límite entre la corteza oceánica y la corteza transicional corresponde a la Zona de Falla del escarpe de Hess.

El error para este modelo alcanza porcentajes del 55% y 70%, para la respuesta gravimétrica y magnética respectivamente, concluyendo que el modelo donde se considera una corteza oceánica en la región de Los Cayos, el que mejor se ajusta a los datos observados.

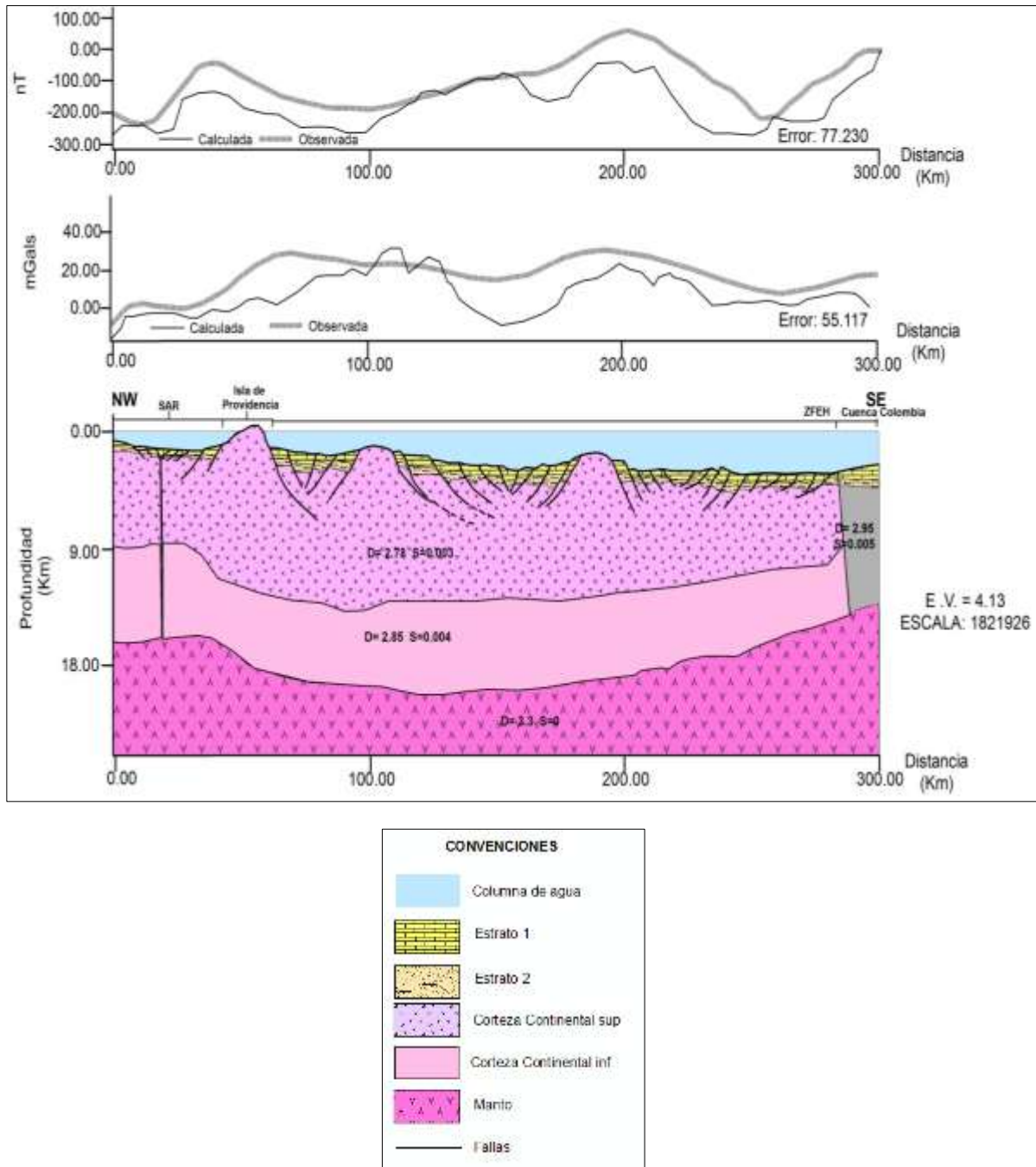


Figura 6-8. Modelo gravimétrico y magnético 2D alternativo para el perfil 4. Ubicación del perfil se muestra en la Figura 6-3.

7. Conclusiones y recomendaciones

Los modelos geofísicos directos permitieron conocer la respuesta gravimétrica y magnética de diferentes escenarios geológicos, relacionados con la configuración tectónica de la zona de estudio. En estos modelos, se representaron las características geológicas simplificadas consideradas más relevantes para el entendimiento y análisis tectónico de la región Caribe. Los modelos resultaron útiles para investigar la condición de no unicidad de los posibles cuerpos causativos de las anomalías geofísicas, donde se considera que hay un número infinito de posibles modelos que teóricamente podrían explicar una anomalía determinada.

El análisis de los datos gravimétricos, magnéticos y de batimetría del área de estudio permitió reconocer los principales rasgos estructurales, que incluyen sistemas de fallas regionales como la Zona de Falla del Escarpe de Hess (ZFEH) y la Zona de Falla del Banco de Pedro (ZFBP), depresiones como el San Andrés *Rift*, montes submarinos y volcanes diseminados por toda el área, entre los cuales se crean canales o depresiones angostas, de profundidades variables.

El San Andrés *Rift* (SAR) corresponde a una cuenca *pull apart*, de tendencia estructural N15°E. En general la respuesta gravimétrica y magnética es negativa; producto de la variación en la batimetría del fondo marino y el espesor de la corteza en proximidades de la zona de fractura. El adelgazamiento prominente de la corteza hacia el San Andrés *Rift*, representado en los modelos, puede reflejar las características propias de un *rift* en expansión, tal como se muestra en el capítulo de modelamiento directo de una zona de fractura.

La profundidad del basamento es definida a partir de los modelos de campos potenciales y su profundidad varía entre 2 y 6 km, aproximadamente. La discontinuidad de Moho se define, al igual que la superficie de basamento, por el modelado gravimétrico y magnético de cuatro perfiles (Figura 6-4 a Figura 6-7). Su profundidad aumenta de este a oeste, con valores entre 18 y 24 km, reduciéndose hasta 14 km en la Cuenca Colombia aproximadamente. Estos resultados tienen una

alta correlación con las profundidades del MOHO determinados por Ewing *et al.*, (1960) basados en métodos de refracción para el Caribe Occidental.

A partir del modelamiento de campos potenciales, se logró tener una visión regional del comportamiento del basamento de la cuenca. La geomorfología del basamento muestra una geometría irregular, caracterizada por presentar sistemas estructurales de horts y grabens, donde el fuerte tectonismo ha afectado y levantado bloques del basamento. Estos bloques levantados, limitados por fallas normales, controlan la sedimentación en las cuencas aisladas, presentando variaciones en el espesor de las secuencias y ubicando depocentros locales entre los altos del basamento. Por lo anterior se concluye que los bloques bajos pueden ser los más favorables para la acumulación de secuencias más espesas; donde las condiciones de presión y temperatura permitieran acumulaciones de hidrocarburos.

La correlación espectral de campos potenciales permitió minimizar las ambigüedades interpretativas entre las señales, al separar las características positivas y negativas de las mismas; lo que permitió precisar la geometría y distribución de las fuentes causantes de anomalías; mejorando así la percepción visual y optimizando la interpretación de los resultados. Para el caso de la cuenca Los Cayos es de especial interés la correlación valle a valle (Trough to Trough) entre FVD (FAGA) y DRTP (TFMA) donde $SLFI < 0$ está definiendo las áreas donde debido a las características no magnéticas y de baja densidad, pueden corresponder a subcuencas sedimentarias con importantes espesores. Sin embargo, la existencia de anomalías correlacionadas no puede garantizar una fuente común causativa, debido al principio de no unicidad.

Los modelos bidimensionales sugeridos, muestran una geomorfología del basamento irregular, caracterizado por presentar sistemas estructurales de horts y grabens, donde la tectónica ha afectado y levantado bloques del basamento. Por lo anterior, se estima una profundidad entre 0 km, siendo estas las zonas donde aflora y 6 km, aproximadamente. Estos bloques levantados, limitados por fallas normales, controlan la sedimentación en las subcuencas aisladas, presentando variaciones en el espesor de las secuencias y ubicando depocentros locales entre los altos del basamento. Por lo anterior se concluye que los bloques bajos pueden ser los más favorables para la acumulación de secuencias más espesas; alcanzando hasta un máximo de 6 km de espesor.

De acuerdo a los modelos propuestos a lo largo de la Cuenca Los Cayos, en los cuales se presentaron variaciones en el espesor, densidad y tipo de la corteza; se concluye que el modelo donde se considera una corteza oceánica es el que mejor se ajusta a los datos observados; siendo estos consistentes con

las predicciones sísmicas de una corteza espesada de afinidad volcánica, que se extiende por toda la cuenca Los Cayos hasta la Cuenca Colombia.

El conocimiento del espesor de la corteza es importante para la evaluación de la generación de hidrocarburos, y definir el tipo de corteza es fundamental para estimar el flujo de calor presente en áreas de exploración. Esta información puede contribuir significativamente a modelar la generación termogénica de hidrocarburos; donde las rocas fuente alcanzan las condiciones apropiadas de presión y temperatura para generar hidrocarburos. Sin embargo, según López *et al.*, (2009), la tectónica de bloques levantados de la cuenca Los Cayos conlleva a que no sea tan prospectiva, debido a que en muchos de ellos no se observa el desarrollo de importantes secuencias sedimentarias que pudiesen estar relacionadas con acumulaciones de hidrocarburos.

Se recomienda la adquisición de nuevos datos sísmicos, hacia el sur de la cuenca para realizar una mejor correlación cronoestratigráfica y tener un mejor control de la geometría y morfología del área. Lo anterior con la finalidad de determinar la continuidad y estructura de la corteza.

Anexo A. Anomalías gravimétricas y magnéticas causadas por un polígono de n-caras en dos dimensiones por GM-SYS

El modelamiento directo se ha realizado utilizando las funciones del software GM-SYS (2017), el cual permite calcular anomalías gravimétricas y magnéticas causadas por un polígono de n – caras en dos dimensiones, basados en los algoritmos propuesto por Talwani *et al.*, (1959) y Talwani y Heirtzler (1964). Estos algoritmos son descritos en detalle por Won and Bevis (1987), indicando como se calcula en 2D la contribución punto a punto, de cada uno de los lados de los polígonos que representan a los distintos cuerpos geológicos, en cada punto del perfil. Para los cálculos en 2D, GM-SYS utiliza un modelo bidimensional de la tierra, donde asume que esta tiene topografía, pero no curvatura y se extiende a +30 000 km y -30 000 km a lo largo del perfil para eliminar efectos de borde.

La rutina de la inversión de GM-SYS utiliza un algoritmo de inversión de Marquardt (Marquardt, 1963) para linealizar e invertir los cálculos; y realiza una implementación practica de ese algoritmo para la gravedad y magnetismo, desarrollado por el USGS (Servicio Geológico de los Estados Unidos) y usado en su programan SAKI (Webring, 1985).

A1. Anomalías de Gravedad debida a un polígono

Hubbert (1948) mostro que la atracción gravitacional debida a un cuerpo 2D, puede ser expresada en términos de una línea integral alrededor de su periferia. Talwani *et al.*, (1959) consideraron el caso de un polígono de n – lados y descompusieron la integral lineal en contribuciones, cada una asociada a cada lado de un polígono. Won and Bevis (1987) al igual que Talwani *et al.*, (1959) colocaron el punto donde la anomalía de la gravedad debe ser calculada (estación) en el origen del sistema de coordenadas y expresando los componentes verticales y horizontales de la gravedad como:

$$\Delta g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad \text{Ec. A1}$$

Y

$$\Delta g_x = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i \quad \text{Ec. A2}$$

Donde Z_i y X_i son las integrales lineales a lo largo del i-pésimo lado del polígono. G es la constante gravitacional, y el ρ es la densidad del polígono. Talwani *et al.*, (1959) derivaron expresiones para Z_i y X_i que hacen referencia a las funciones trigonométricas.

Grant and West (1965) reformularon la expresión para Z_i haciendo mayor referencia a los vértices de coordenadas:

$$(X_i, z_i) = 1. n \quad \text{Ec. A3}$$

y muy pocas referencias a las cantidades angulares, reduciendo las expresiones trigonométricas implicadas en el cálculo. Won and Bevis (1987) siguieron las aproximaciones de Grant and Wests generando una fórmula para X_i así como Z_i compactando la notación al eliminar i .

Cualquiera de los dos vértices sucesivos fue etiquetado 1 y 2 y, a su turno, cada par de vértices vecino fue tratado como vértices 1 y 2 alternadamente.

Así los siguientes algoritmos fueron obtenidos:

$$Z = A \left[(\theta_1 - \theta_2) + B \ln \frac{r_2}{r_1} \right] \quad \text{Ec. A4}$$

$$X = A \left[(\theta_1 - \theta_2) + B \ln \frac{r_2}{r_1} \right] \quad \text{Ec. A5}$$

$$A = \frac{(x_2 - x_1)(x_1 z_2 - x_2 z_1)}{(x_2 - x_1)^2 + (z_2 - z_1)^2} \quad \text{Ec. A6}$$

$$B = \frac{(z_2 - z_1)}{(x_2 - x_1)} \quad \text{Ec. A7}$$

$$r^2_1 = x^2_1 + z^2_1 \quad \text{Ec. A8}$$

$$r^2_2 = x^2_2 + z^2_2 \quad \text{Ec. A9}$$

El computo de $-\theta_1$ y $-\theta_2$, requiere un cierto cuidado si el algoritmo es válido para cualquier estación local. Los valores de $-\theta_1$ y $-\theta_2$ se obtienen usando la relación:

$$\theta_j = \tan^{-1} \left(\frac{z_j}{x_j} \right)_{\forall j=1,2} \quad \text{Ec. A10}$$

A2. Anomalías magnéticas debidas a un polígono

Talwani and Heirtzler (1964) establecieron un método para calcular la anomalía magnética debido a un cilindro poligonal infinito. Combinando las anomalías debido a un conjunto semi-infinito de columnas, cada una limitada por uno de los lados del polígono. Alternativamente, la anomalía magnética debido a un cilindro poligonal se puede derivar utilizando la relación de Poisson, a partir de las expresiones anteriores para la anomalía gravitacional asociada. Won and Bevis (1987) asumieron que la magnetización del cilindro fue inducida de forma aislada por el campo magnético de la tierra.

Entonces,

$$\Delta H = \frac{kH_e}{G\rho} \frac{\delta}{\delta_\alpha} \Delta g \quad \text{Ec. A11}$$

Donde:

ΔH = Vector de la anomalía magnética
 Δg = Vector de la anomalía de la gravedad
 k = Susceptibilidad magnética del polígono
 ρ = Densidad del polígono
 H_e = Fuerza escalar ambiente del campo magnético de la tierra
 α = Dirección de la magnetización inducida

A diferencia de la anomalía gravimétrica, la anomalía magnética depende del rumbo del cilindro donde:

I = Inclinación magnética

β = Rumbo del cilindro medido en sentido levógiro a partir del norte magnético hacia el eje y negativo. Se puede demostrar que

$$\frac{\partial}{\partial \alpha} \text{sen} I \frac{\partial}{\partial z} + \text{sen } \beta \text{cos} I \frac{\partial}{\partial x} \quad \text{Ec. A12}$$

A partir de los componentes de la ecuación Ec 2.10, los componentes horizontales y verticales de la anomalía magnética puede ser derivada como:

$$\Delta H_z = \frac{kH_e}{G\rho} \frac{\partial}{\partial \alpha} \Delta g_z \quad \text{Ec. A13}$$

Y

$$\Delta H_x = \frac{kH_e}{G\rho} \frac{\partial}{\partial \alpha} \Delta g_x \quad \text{Ec. A14}$$

Las expresiones para el g_z y el g_x , están dadas por las ecuaciones Ec 2.1 y Ec 2.2. Substituyendo las ecuaciones Ec 2.1, Ec 2.2, y Ec 2.12 en las ecuaciones Ec 2.13 y Ec 2.14, se obtiene:

$$\Delta H_z = 2kH_e \left(\text{sen} I \frac{\partial Z}{\partial z} + \text{sen } \beta \text{cos} I \frac{\partial Z}{\partial x} \right) \quad \text{Ec. A15}$$

$$\Delta H_x = 2kH_e \left(\text{sen} I \frac{\partial X}{\partial z} + \text{sen } \beta \text{cos} I \frac{\partial X}{\partial x} \right) \quad \text{Ec. A16}$$

Una vez conocidos ΔH_z y ΔH_x , la cantidad escalar del campo total puede ser calculada por:

$$\Delta H = \Delta H_z \text{sen} I + \Delta H_x \text{sen } \beta \text{cos} I \quad \text{Ec. A17}$$

Las derivadas de las ecuaciones Ec 2.15 y Ec 2.16 son:

$$\frac{\partial Z}{\partial z} = \frac{(x_2 - x_1)^2}{R^2} \left[(\theta_1 - \theta_2) + \frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} \ln \frac{r_2}{r_1} \right] - P \quad \text{Ec. A18}$$

$$\frac{\partial Z}{\partial x} = \frac{-(x_2 - x_1)(z_2 - z_1)}{R^2} \left[(\theta_1 - \theta_2) + \frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} \ln \frac{r_2}{r_1} \right] + Q \quad \text{Ec. A19}$$

$$\frac{\partial X}{\partial z} = \frac{(x_2 - x_1)^2}{R^2} \left[\frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} (\theta_1 - \theta_2) - \ln \frac{r_2}{r_1} \right] + Q \quad \text{Ec. A20}$$

$$\frac{\partial Z}{\partial x} = \frac{(x_2 - x_1)(z_2 - z_1)}{R^2} \left[\frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} (\theta_1 - \theta_2) - \ln \frac{r_2}{r_1} \right] + P \quad \text{Ec. A21}$$

Donde:

$$R^2 = (x_2 - x_1)^2 + (z_2 - z_1)^2 \quad \text{Ec. A22}$$

$$P = \frac{x_1 z_2 - x_2 z_1}{R^2} \left[\frac{x_1 (x_2 - x_1) - z_1 (z_2 - z_1)}{r_1^2} - \frac{x_2 (x_2 - x_1) - z_2 (z_2 - z_1)}{r_2^2} \right] \quad \text{Ec. A23}$$

$$Q = \frac{x_1 z_2 - x_2 z_1}{R^2} \left[\frac{x_1 (z_2 - z_1) + z_1 (x_2 - x_1)}{r_1^2} - \frac{x_2 (z_2 - z_1) - z_2 (x_2 - x_1)}{r_2^2} \right] \quad \text{Ec. A24}$$

Los casos especiales 1 y 2 mostrados previamente para el problema gravitacional aplican de la misma manera para anomalía magnética. Adicionalmente, un cuarto caso sería:

$$\frac{\partial Z}{\partial z} = -P \quad \text{Ec. A25}$$

$$\frac{\partial Z}{\partial x} = \frac{-(z_2 - z_1)^2}{R^2} \ln \frac{r_2}{r_1} + Q \quad \text{Ec. A26}$$

$$\frac{\partial X}{\partial z} = Q \quad \text{Ec. A27}$$

$$\frac{\partial X}{\partial x} = \frac{(z_2 - z_1)^2}{R^2} (\theta_1 - \theta_2) + P \quad \text{Ec. A28}$$

A través del cálculo de los componentes x y z y la fuerza de la anomalía del campo magnético total debido a un cilindro infinito magnetizado por un campo magnético externo, Won and Bevis (1987) desarrollaron la subrutina en FORTRAN m-poly. Asumiendo un cilindro paralelo al eje y en un sistema de coordenadas (x, y, z) . La magnitud de anomalía del campo total, la anomalía vertical y horizontal, depende de la ubicación y rumbo del polígono, de la susceptibilidad magnética del cilindro, de la magnitud del campo magnético terrestre, y de su inclinación. La rutina calcula las anomalías en cualquier número de estaciones.

Los códigos del FORTRAN pueden ser consultados en el Journal of Geophysics, vol 52 No.2 publicado por Society of Exploration Geophysics en 1987 (<http://www.segdl.org/geophysics/>).

Anexo B. Flujo en Matlab para la determinación de coeficientes de correlación e índices locales de favorabilidad

```
% -----  
%FAVORABILITY INDICES  
%INPUT DATA  
clear all;  
clc;  
fprintf('----- \n');  
Clock2 = clock;  
Date2 = Clock2(1, 1 : 3);  
Time2 = Clock2(1, 4 : 6);  
  
fprintf('Starting Date : %4f %2f %2f \n', Date2);  
fprintf('Starting Time : %2f %2f %4.2f \n', Time2);  
fprintf(' \n');  
% -----  
[lon,lat,faga1]=textread('1dzAAL.txt','%n%n%n');  
BOUGUER1 = [lat,lon,faga1];  
[lon,lat,tge1]=textread('DRTP.txt','%n%n%n');  
POLO1 = [lat,lon,tge1];  
fid = fopen('SFLI2.txt','w+');  
fid2 = fopen('DFLI2.txt','w+');  
fid3 = fopen('SFLI_TROUGH2.txt','w+');  
fid4 = fopen('CC2.txt','w+');  
fid5 = fopen('SFLI_PEAK.txt','w+');  
fid6 = fopen('DFLI_PEAK_TROUGH.txt','w+');  
fid7 = fopen('DFLI_TROUGH_PEAK.txt','w+');  
%%  
  
CosineMin = -1.0;  
CosineMax = 1.0;  
CosineInc = 0.1;  
Cosine = (CosineMin : CosineInc : CosineMax);  
SizeCosine = size(Cosine);  
SizeCosine12 = SizeCosine(1, 2);  
clear Cosine;  
  
FFT2IFile1 = fft2(BOUGUER1);  
FFT2IFile2 = fft2(POLO1);  
  
AmpIFile1 = abs(FFT2IFile1);
```

```

AmpIFile2 = abs(FFT2IFile2);

PhaseIFile1 = angle(FFT2IFile1);
PhaseIFile2 = angle(FFT2IFile2);

DeltaPhase = PhaseIFile1 - PhaseIFile2;
CosDeltaPhase = cos(DeltaPhase);

%%

%obtain mean values and standard deviation, using the vector array 4096x1
Mean_bouguer=mean2(BOUGUER1);
Mean_magpolo=mean2(POLO1);
Std_BOUGUER=std2(BOUGUER1);
Std_magpolo=std2(POLO1);
%NORMALIZATION= For each dataset the mean value is removed and the result
%is divided by the standard deviation
Nor_BOUGUER= (BOUGUER1-Mean_bouguer)/Std_BOUGUER;
Nor_MAGPOLO= (POLO1-Mean_magpolo)/Std_magpolo;
%ENHANCE FACTOR= A scale factor is used to enhance the differences in the
%datasets, for example the datasets are multiplied by a factor of five
SF=10;
SF_BOUGUER=Nor_BOUGUER*SF;
SF_MAGPOLO=Nor_MAGPOLO*SF;
%FAVORABILITY INDEXES = We obtain the summation and difference of the
%normalized and enhanced data sets
SLFI_BOUGUER_MAGPOLO= SF_BOUGUER + SF_MAGPOLO;
DLFI_BOUGUER_MAGPOLO= SF_BOUGUER - SF_MAGPOLO;
%Obtain peak to peak and trough to trough corelative features
Std_SLFI=std2(SLFI_BOUGUER_MAGPOLO);

SLFI_peak_peak = SLFI_BOUGUER_MAGPOLO - Std_SLFI;
SLFI_trough_trough= SLFI_BOUGUER_MAGPOLO + Std_SLFI ;

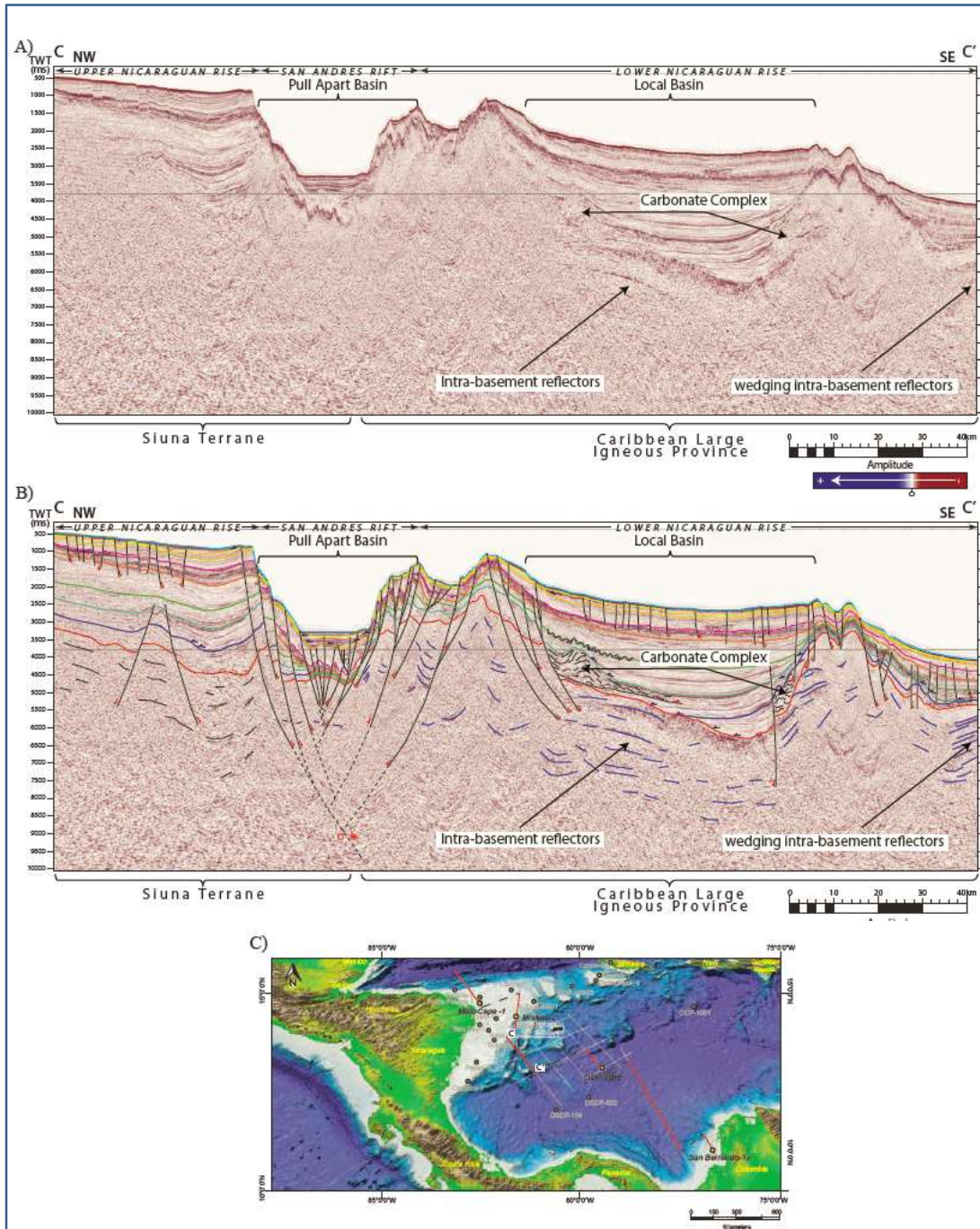
%Obtain peak to trough and trough to peak corelative features
Std_DLFI=std2(DLFI_BOUGUER_MAGPOLO);
DLFI_peak_trough = DLFI_BOUGUER_MAGPOLO + Std_DLFI;
DLFI_trough_peak= DLFI_BOUGUER_MAGPOLO - Std_DLFI;
%=====
=====
a = SLFI_BOUGUER_MAGPOLO(:,3);
b = DLFI_BOUGUER_MAGPOLO(:,3);
c = SLFI_trough_trough(:,3);
d = CosDeltaPhase(:,3);
f = SLFI_peak_peak(:,3);
g = DLFI_peak_trough(:,3);
h = DLFI_trough_peak(:,3);
for i=(1:length(lat))
    fprintf(fid,' % 8.4f % 7.4f % 8.4f\r\n',lon(i), lat(i),a(i));
    fprintf(fid2,' % 8.4f % 7.4f % 8.4f\r\n', lon(i), lat(i),b(i) );
    fprintf(fid3,' % 8.4f % 7.4f % 8.4f\r\n', lon(i), lat(i),c(i) );

```

```
fprintf(fid4,' % 8.4f    % 7.4f    %8.4f\r\n' , lon(i), lat(i),d(i) );  
end  
for t=(1:length(lat))  
    fprintf(fid5,' % 8.4f    % 7.4f    %8.4f\r\n' ,lon(t), lat(t),f(t));  
    fprintf(fid6,' % 8.4f    % 7.4f    %8.4f\r\n' ,lon(t), lat(t),g(t));  
    fprintf(fid7,' % 8.4f    % 7.4f    %8.4f\r\n' ,lon(t), lat(t),h(t));  
end
```

El flujo de correlación espectral y la base de datos realizada en Oasis Montaj se encontrarán en el CD anexo a la tesis, al igual que las coberturas utilizadas para los mapas y los perfiles en GMSY originales.

Anexo C. Líneas sísmicas utilizadas para restringir los modelos



Bibliografía

- Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2008, Inventario, Interpretación y Evaluación de la información geológica, geoquímica y Geofísica perteneciente a la Cuenca Los Cayos: v. Primer Inf.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C.A., and Martínez, J.F., 2007, Colombian sedimentary basins: Nomenclature, boundaries and petroleum geology, a new proposal, *in* Agencia Nacional de Hidrocarburos, ANH and B&M Exploration Ltd Bogotá, v. 1, p. 92.
- Burke, K., Fox, P., and Şengör, A., 1978, Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 83, p. 3949–3954.
- Carvajal Arenas, L.C., 2017, Hydrocarbon Prospectivity of the Nicaraguan Rise and Colombia Basin, western Caribbean Sea: University of Houston.
- Carvajal Arenas, L.C., Torrado, L., and Mann, P., 2015, Early and Late Eocene/Oligo–Miocene (!) Petroleum System on the Nicaraguan Rise: Insights from Basin and Three-dimensional Petroleum System Modeling.
- Case, J.E., MacDonald, W.D., and Fox, P.J., 1990, Caribbean crustal provinces; seismic and gravity evidence: *The Caribbean Region*, p. 15–36.
- Ceron-Abril, J.F., 2008, Crustal structure of the Colombian Caribbean Basin and margins.
- Concha, A.E., and Macía, C., 1993, Caracterización y Clasificación geoquímica de las Rocas volcánicas de Providencia en el Caribe colombiano: *Geología Colombiana*, v. 18, p. 137–142.
- Couch, R., and Woodcock, S., 1981, Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 86, p. 1829–1840.
- DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., and Mann, P., 2000, GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion: *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 437–440.
- Denver Processing Center Inc, 1979, Los Cayos area of Caribbean Sea:
- Donnelly, T.W., 1989, Geologic history of the Caribbean and Central America: *The Geology of North America*, Vol. A.
- Donnelly, T., Beets, D., Carr, M., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A., and Wadge, G., 1990, History and tectonic setting of Caribbean magmatism: *The Caribbean Region. The Geology of North America*, p. 339–374.
- Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C., and López-Ramos, E., 1990, Northern Central America; the Maya and chortis blocks: *The Geology of North America*, v. 11, p. 37–76.
- Ecopetrol, 1984, Interpretación geológica preliminar de la información sísmica del programa Los Cayos - 82".

- Ecopetrol, S., 1977, Operation Report: for Marine Geophysical Survey Using Reflection Seismic Method.
- Edgar, N.T., Ewing, J.I., and Hennion, J., 1971, Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea: AAPG Bulletin, v. 55, p. 833–870.
- Ewing, J., Antoine, J., and Ewing, M., 1960, Geophysical measurements in the western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico: Journal of Geophysical Research, v. 65, p. 4087–4126.
- Von Frese, R.R.B., Jones, M.B., Kim, J.W., and Kim, J.-H., 1997, Analysis of anomaly correlations: Geophysics, v. 62, p. 342–351.
- Frisch, W., Meschede, M., and Sick, M., 1992, Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 1301–1314.
- Garzón Varón, F., 2012, Modelamiento estructural de la zona límite entre la microplaca de Panamá y el bloque norandino a partir de la interpretación de imágenes de radar, cartografía geológica, anomalías de campos potenciales y líneas sísmicas.
- Geister, J., 1992, Modern reef development and Cenozoic evolution of an oceanic island/reef complex: Isla de Providencia (Western Caribbean Sea, Colombia): Facies, v. 27, p. 1.
- Geister, J., and Díaz, J., 2002, Ambientes arrecifales y geología de un archipiélago oceánico: San Andrés, Providencia y Santa Catalina: Mar Caribe, Colombia (Guía de campo). INVEMAR, Santa Marta.
- Geosoft, 2000, GM-SYS Gravity/Magnetic modeling software.
- Grant, F.S., and West, G.F., 1965, Interpretation theory in applied geophysics.
- Graterol, V., 2005, Basic principles and applications of the Gravity and Magnetic Exploration methods.
- Hernandez, O., 2006, Tectonic analysis of northwestern South America from integrated Satellite, airborne and surface potential field anomalies.
- Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., and Saad, A.H., 2013, Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications: Cambridge University Press.
- Holcombe, T.L., Ladd, J.W., Westbrook, G.K., and Edgar, N.T., 1990, Caribbean marine geology; ridges and basins of the plate interior: The Caribbean Region, The Geology of North America, vol. H, Geological Society of America, p. 231–260.
- Hoover, D.B., Klein, D.P., and Campbell, D.C., 1995, Geophysical methods in exploration and mineral environmental investigations: Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models. US Geological Survey Open-File Report, p. 95–831.
- Hubbert, M.K., 1948, A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses: Geophysics, v. 13, p. 215–225.
- James, K.H., 2006, Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin: Geologica Acta: an international earth science journal, v.

4.

- Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I., 2013, *An introduction to geophysical exploration*: John Wiley & Sons.
- Kearey, P., Klepeis, K.A., and Vine, F.J., 2013, *Global tectonics*: John Wiley & Sons.
- Leftwich, T.E., von Frese, R.R.B., Potts, L. V, Kim, H.R., Roman, D.R., Taylor, P.T., and Barton, M., 2005, Crustal modeling of the North Atlantic from spectrally correlated free-air and terrain gravity: *Journal of Geodynamics*, v. 40, p. 23–50.
- López, L.A.C., Cuervo, G.V., Aguilera, R.C., and Jiménez, D.M., 2009, Evaluación De La Prospectividad De Hidrocarburos De La Cuenca De Los Cayos, Mediante Análisis Geológico Y Geofísico, *in* 10th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- Mann, P., Rogers, R.D., and Gahagan, L., 2007, Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems: *Central America: geology, resources and hazards*, v. 1, p. 201–237.
- Marquardt, D.W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters: *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics*, v. 11, p. 431–441.
- Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U.R., and Ratschbacher, L., 1996, Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico: *Tectonophysics*, v. 266, p. 81–100.
- Miall, A., 1993, *Principles of sedimentary basin analysis*: Springer Science & Business Media.
- Munar, F., 2000, Interpretación estructural del Área alrededor de Los Cayos quitasueno y serrana, en el Caribe, Costa Afuera de Colombia: *CT&F-Ciencia, Tecnología y Futuro*, v. 2, p. 83–93.
- Nettleton, L.L., 1976, *Gravity and magnetics in oil prospecting*: McGraw-Hill Companies.
- Ostos, M., 1990, Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos: *Revista Geos, Universidad Central de Venezuela, Caracas*, v. 30, p. 1–294.
- Parasnis, D.S., and Orellana, E., 1970, *Principios de geofísica aplicada*: Paraninfo Madrid, v. 1.
- Pindell, J.L., and Barrett, S.F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective: *The Caribbean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. H, p. 405–432.
- Pindell, J.L., Cande, S., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., LaBrecque, J., and Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121–138.
- Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W. V, and Draper, G., 2006, Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta: an international earth science journal*, v. 4.
- Reeves, C., 2005, *Aeromagnetic surveys: principles, practice and interpretation*: Geosoft, v. 155.
- Reynolds, J.M., 2011, *An introduction to applied and environmental geophysics*: John Wiley & Sons.

- De Ritis, R., Ventura, G., Chiappini, M., Carluccio, R., and Von Frese, R., 2010, Regional magnetic and gravity anomaly correlations of the Southern Tyrrhenian Sea: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 181, p. 27–41.
- Ross, M.I., and Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139–168.
- Talwani, M., and Heirtzler, 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape: *Computers in the mineral industries*, v. 1, p. 464–480.
- Talwani, M., Le Pichon, X., and Ewing, M., 1965, Crustal structure of the mid-ocean ridges: 2. Computed model from gravity and seismic refraction data: *Journal of Geophysical Research*, v. 70, p. 341–352.
- Talwani, M., Worzel, J.L., and Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: *Journal of Geophysical Research*, v. 64, p. 49–59.
- Udías, A., Mezcuca, J., and Rodriguez, J.M., 1997, *Fundamentos de geofísica*: Alianza Editorial Sa, v. 167.
- Vargas, G., 2004, *Geología y aspectos geográficos de la Isla de San Andrés, Colombia*: Geología Colombiana, v. 29, p. 73.
- Webring, M., 1985, SAKI; a Fortran program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles: US Geological Survey.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrology*: Chapman & Hall.
- Won, I.J., and Bevis, M., 1987, Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: *Algorithms and Fortran subroutines*: *Geophysics*, v. 52, p. 232–238.