



**MODELAMIENTO DE LA CUENCA ÁTRATO A PARTIR DE LA
INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS DE CAMPOS
POTENCIALES.**

LEIDY JOHANNA GIRALDO ALZATE

**Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, D.C. Colombia
2023**

**MODELAMIENTO DE LA CUENCA ÁTRATO A PARTIR DE LA
INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS DE CAMPOS
POTENCIALES.**

LEIDY JOHANNA GIRALDO ALZATE

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias – Geofísica

Director(a):

Ph.D. Orlando Hernández Pardo

Línea de Investigación:

Geofísica aplicada

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, D.C. Colombia

2023

Agradecimientos

Gracias al profesor Orlando Hernández Pardo, por todos los aportes recibidos y por la orientación en el desarrollo de este proyecto de investigación, en el cual pude adquirir y aplicar nuevos conocimientos que contribuyeron de gran manera a mi formación como profesional

A mi esposo por el amor y apoyo moral brindado durante todo el desarrollo de este proyecto, por que sin su apoyo esto no fuese sido posible. A mi hija Gabriela por ser mi mayor motivación e inspiración.

A mis padres, por darme el maravilloso regalo de la vida, y por ofrecerme las herramientas necesarias para ser la persona que soy hoy en día.

A mis compañeros de maestría, por el apoyo y por ofrecerme espacios de discusión y aprendizaje en búsqueda de soluciones a los diferentes obstáculos presentados en este camino.

A la Universidad del Norte y a la Universidad de Caldas, en especial al profesor Camilo Montes y a Fabian Gallego, por su cooperación al facilitarme las muestras necesarias del área de Panamá y Batolito de Mande, para complementar el presente trabajo de investigación.

RESUMEN**Modelamiento de la cuenca Átrato a partir de la interpretación de anomalías de campos potenciales.**

La cuenca Choco corresponde a una cuenca *onshore* forearc, localizada en el margen convergente de la placa Nazca y bloque Norandino, sobre el margen pacifico colombiano; de esta cuenca se distinguen dos subcuencas: Atrato y San Juan. Estas cuencas están orientadas con rumbo Norte-Sur, separadas por el alto estructural Istmina-Condoto, el cual tiene un gran impacto tectónico y estructural diferente en cada subcuenca (*Bedoya & Cediel 2009*). El principal objetivo de este trabajo es realizar un modelamiento estructural de la cuenca Átrato, a partir de la interpretación de anomalías de campos potenciales, con el fin de inferir la estructura del basamento. Debido a que esta cuenca presenta una evolución contemporánea con la cuenca San Juan, aunque estilos estructurales diferentes, es necesario realizar estudios y análisis geofísicos en cada una de ellas, con el fin de llegar a conclusiones contundentes que validen esta hipótesis. En este trabajo se llevó a cabo una investigación enfocada al modelamiento de cuerpos responsables de las anomalías de campos potenciales, basado en los resultados de un estudio reciente de aerogravimetría y aeromagnetometría en el litoral pacifico, realizado por *Carson* en el año 2006. Posteriormente esta información se integró y proceso con el fin de generar modelos directos e inversos basados en un control geológico, a través del uso de programas de cómputo especializado. A partir de estos resultados se evaluó la geometría del basamento y espesor de la secuencia sedimentaria de la cuenca, haciendo énfasis en los posibles depocentros con mayor espesor de sedimentos propicios para la acumulación de hidrocarburos, con lo cual se logró inferir que la cuenca Atrato, es una cuenca sedimentaria irregular con geometría alargada en dirección Noroeste-Sureste, que tiende a ser más angosta y estrecha hacia el sur, con presencia de tres depocentros, limitados por altos gravimétricos, de rocas del basamento de carácter oceánico. En el sector Norte se deduce un depocentro con una secuencia sedimentaria con mayor espesor a los esperados en los depocentros presentes el sector Sur de la cuenca, cuyo basamento se encuentra localizado a una mayor profundidad (10 kilómetros); que en los otros dos depocentros cuya profundidad del basamento oscila entre 6 & 8 kilómetros, por lo anterior se deduce que el basamento cristalino tiende a somerizarse hacia la parte sur de la cuenca en mención y que en el sector norte existe un mayor espacio de acomodación de sedimentos. Finalmente, los

modelos geofísicos 2D obtenidos fueron restringidos a través de la integración de datos de campos potenciales, con datos de sísmica de reflexión y validados a través de la inversión gravimétrica implementando el algoritmo GCH_Gravinv.

Palabras claves: aerogravimetría, aeromagnetometría, Atrato, San Juan, sísmica de reflexión.

ABSTRACT**Modeling of the Átrato basin based on the interpretation of potential field anomalies.**

The Choco basin corresponds to an onshore forearc basin, located in the convergent margin of the Nazca plate and the Norandino block, on the Colombian Pacific margin; Two sub-basins are distinguished from this basin: Atrato and San Juan. These basins are oriented North-South, separated by the Istmina-Condoto structural high, which has a great tectonic and structural impact that is different in each sub-basin (Bedoya & Cediel 2009). The main objective of this work is to carry out a structural modeling of the Átrato basin, based on the interpretation of potential field anomalies, in order to infer the structure of the basement. Due to the fact that this basin presents a contemporary evolution with the San Juan basin, although different structural styles, it is necessary to carry out studies and geophysical analyzes in each of them, in order to reach convincing conclusions that validate this hypothesis. In this work, an investigation focused on the modeling of bodies responsible for the anomalies of potential fields was carried out, based on the results of a recent study of aerogravimetry and aeromagnetometrics in the Pacific coast, carried out by Carson in 2006. Later this information was integrated and processed in order to generate direct and inverse models based on geological control, through the use of specialized computer programs. Based on these results, the geometry of the basement and thickness of the sedimentary sequence of the basin were evaluated, emphasizing the possible depocenters with greater thickness of sediments conducive to the accumulation of hydrocarbons, with which it was possible to infer that the Átrato basin, It is an irregular sedimentary basin with elongated geometry in a Northwest-Southeast direction, which tends to be narrower and narrower towards the south, with the presence of three depocenters, limited by gravimetric highs, of oceanic basement rocks. In the North sector, a depocenter with a thicker sedimentary sequence is deduced than expected in the depocenters present in the South sector of the basin, whose basement is located at a greater depth (10 km); that in the other two depocenters whose basement depth ranges between 6 & 8 km, from the foregoing it is deduced that the crystalline basement tends to become shallower towards the southern part of the basin in question and that in the northern sector there is a greater accommodation space of sediments. Finally, the 2D geophysical models obtained were constrained through the integration of potential field data with

reflection seismic data and validated through gravimetric inversion implementing the GCH_Gravinv algorithm.

Key word: aerogravimetry, aeromagnetometry, Átrato, San Juan, seismic reflection.

Contenido

RESUMEN	VI
ABSTRACT	VIII
Contenido	X
Lista de Figuras	XIII
Lista de tablas	XV
Introducción	16
Objetivos	18
1. Capítulo. Generalidades	19
1.1 Localización del área de investigación	19
1.2 Contexto estratigráfico.	20
1.2.1 Formación Clavo	20
1.2.2 Formación Salaquí	21
1.2.3 Formación Uva	21
1.2.4 Formación Napipí	22
1.2.5 Formación Sierra	22
1.2.6 Formación Quibdó	23
1.3 Caracterización del sistema petrolífero en la cuenca Átrato	24
1.3.1 Sistema Petrolífero Activo.	25
1.3.1.2 Posible Roca reservorio.	25
1.3.1.3 Posible Roca sello.	26
1.3.1.4 Migración.	26
1.3.1.5 Trampa	26
1.4 Evolución geológica de la cuenca Atrato.	27
1.5 Pozos perforados en la cuenca Atrato.	29
1.5.1 Pozo Nécora 1	31
1.5.2 Pozo Pacurita 1	31
1.6 Estructuras favorables para la acumulación de hidrocarburos	32
2. Capítulo. Marco Teórico	33
2.1 Método Gravimétrico	33
2.1.1 Ley de la gravitación de Newton	33

2.1.2	Aceleración de gravedad.....	34
2.1.3	Geoide.....	34
2.1.4	Densidad.....	35
2.2	Método Magnético.....	36
2.2.1	Campo magnético.....	36
2.2.2	Elementos del campo magnético.....	37
2.2.3	Campo de referencia geomagnético internacional IGRF.....	38
2.2.4	Susceptibilidad magnética.....	38
2.3	Método Sísmico.....	40
2.3.1	Velocidades de ondas sísmicas.....	40
2.3.2	Leyes de propagación de ondas sísmicas.....	43
2.3.2.1	Principio de Huygens.....	43
2.3.2.2	Principio de Fermat.....	43
2.3.2.3	Ley de Snell.....	44
2.3.4	Reflexión sísmica.....	45
3.	Capítulo. Metodología.....	47
3.1	Compilación de datos.....	47
3.2	Procesamiento de datos.....	49
3.3	Interpretación.....	50
3.4	Validación de resultados.....	50
4.	Capítulo. Modelamiento Directo de Anomalías de Campos Potenciales.....	51
4.1	Modelo directo de cuenca sedimentaria.....	54
4.2	Modelo Directo Cuenca de Átrato.....	59
4.3	Modelo Directo Arco de Isla.....	62
4.4	Modelo Directo Doble Subducción.....	65
5.	Capítulo. Interpretación de Anomalías de Campos Potenciales.....	69
5.1	Modelo digital del terreno.....	69
5.2	Anomalía Gravimétrica.....	71
5.2.1	Anomalía de Aire Libre.....	71
5.2.2	Anomalía de Bouguer Total.....	73
5.2.3	Anomalía residual de Bouguer.....	75
5.2.4	Primera derivada en la vertical de anomalía residual de Bouguer.....	78
5.3	Anomalía Magnética.....	80

5.3.1 Anomalía de Intensidad Magnética Total	80
5.3.2 Anomalía Residual de Intensidad Magnética Total Reducido al Polo.	83
5.3.3 Gradiente Horizontal de Anomalía Residual de Intensidad Magnética Total Reducido al Polo.	85
6. Capítulo. Correlación Espectral de Anomalías de Campos Potenciales.	88
6.1 Coeficiente de Correlación	88
6.2 Índices Locales de Favorabilidad.....	90
7. Capítulo. Modelamiento inverso de la cuenca Atrato a partir de la interpretación de anomalías de campos potenciales y su integración con líneas sísmicas e información de pozos	98
7.1 Evaluación de registros de los pozos Nécora y Pacurita.	101
7.2 Interpretación de líneas sísmicas	102
7.3 Conversión de tiempo a profundidad	107
7.4 MODELO 01 QA 82-18	109
7.5 MODELO 02 QA 82-20	111
7.6 Inversión gravimétrica implementando el algoritmo GCH_Gravinv.	112
7.6.1 Procesamiento de datos gravimétricos	113
7.6.2 Análisis de resultados	114
8. Conclusiones	117
9. Recomendaciones	120
Anexo A. Análisis de anomalía residual de Bouguer.	121
Bibliografía	125

Lista de Figuras

Figura 1 Mapa de localización del área de investigación, cuenca Átrato.	19
Figura 2. Estratigrafía y elementos del probable sistema petrolífero en la Subcuenca del Atrato. Modificado y complementado de Suárez, 2007.	24
Figura 3. Mapa de ubicación de pozo Nécora-1 & Pacurita-1.	30
Figura 4 Elementos del campo magnético terrestre.	37
Figura 5 A) Transmisión, B) reflexión de frentes de onda en una discontinuidad sísmica plana que ilustra la Ley de Snell. Tomado de (Kirsch, 2009).	45
Figura 6. Mapa de adquisición aerogravimétrica y Aeromagnética sobre litoral pacífico.....	48
Figura 7 Modelo teórico de una cuenca sedimentaria geométrica de 14 km de espesor, con sus respectivas familias de soluciones gravimétricas y magnéticas calculadas en el software Oasis Montaj de Geosoft.....	56
Figura 8 Modelo teórico de una cuenca sedimentaria asimétrica de 14 km de espesor, con sus respectivas familias de soluciones gravimétricas y magnéticas calculadas en el software Oasis Montaj de Geosoft.....	58
Figura 9 Modelo teórico de la cuenca Atrato con sentido E –W, en el cual se ilustra la respuesta gravimétrica y magnética de los eventos tectónicos más representativos del área, como cuenca Átrato, terreno Baudó, terreno el Paso, sutura San Juan – Sebastián, complejo santa Cecilia – la equis, sutura Garrapatas-Dabeiba y formación Barroso. Tomado de Cediel 2011.	60
Figura 10 Respuesta gravimétrica y magnética de un modelo hipotético de margen de placa convergente, caracterizado por la interacción de dos placas oceánicas en el que se genera un sistema de arco de islas. Así mismo se ilustra los componentes mas representativos del sistema de arco de isla; trinchera, complejo de acreción, corteza continental, cuenca antearco. Tomado de sedimentology and stratigraphy by Gary Nichols.	63
Figura 11 Respuesta gravimétrica y magnética de un modelo hipotético de subducción propuesto por Barbosa et al. 2019, caracterizado por la interacción de la placa Farallones y la gran provincia ígnea del caribe (CLIP). (Tomado y modificado de Barbosa et al 2019).....	67
Figura 12 Modelo de elevación digital del terreno del litoral pacífico Norte, extraído del satélite de observación Japonés ALOS PALSAR, con una resolución de la imagen de 12.5 metros. Rango de amplitud [-3593.06 metros a 1961.31 metros]. Amplitud promedio [42.77 metros]. Desviación estándar [604.75 metros].	70
Figura 13 Mapa de anomalía de aire libre, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre[- 88.53 mGals ; 182.38 mGals]. Amplitud promedio [52.24 mGals]. Desviación estándar [53.29 mGals].	73
Figura 14 Mapa de anomalía de Bouguer Total con una densidad de reducción de 2.67 g/cm ³ , de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre[-88.53 mGals a 182.38 mGals]. Amplitud promedio [52.24 mGals]. Desviación estándar [53.30 mGals].	75
Figura 15 Mapa de anomalía residual de Bouguer, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-129.12 mGals & 107.91 mGals]. Amplitud promedio [-0.000000002 mGals]. Desviación estándar [37.50 mGals].....	78
Figura 16 Mapa de la primera derivada en la vertical de Anomalía Residual de Bouguer. de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-0.008659 mGal/m & 0.015650 mGal/m]. Amplitud promedio [-0.00022 mGal/m]. Desviación estándar [0.003228mGal/m].	79

Figura 17 Mapa de Anomalía de Intensidad Magnética Total, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-469.97 nT & 337.24 nT]. Amplitud promedio [0.0025411 nT]. Desviación estándar [88.066 nT].	81
Figura 18 Mapa de Anomalía Magnética Residual Reducido al Polo, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-587.20 nT & 661.93 nT]. Amplitud promedio [0.000000072 nT]. Desviación estándar [145.85 nT].	84
Figura 19 Mapa de Gradiente Horizontal de Anomalía Magnética Residual Reducido al Polo, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-0.15071 nT/m & 0.0894154 nT/m]. Amplitud promedio [0.0003229 Nt/m]. Desviación estándar [0.0129870 nT/m].	86
Figura 20. Interpretación de coeficiente de correlación (a) correlación positivo, (b) correlación nula y (c) correlación negativa . Tomado de Von Frese et al. (1997a).	89
Figura 21. Mapa de índices locales de favorabilidad de correlación directa de los rasgos	93
Figura 22. Mapa de índices locales de favorabilidad de correlación directa de los rasgos negativos (SLFI < 0) de la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer 2.67 g/cc y la anomalía de intensidad magnética reducida al polo.	95
Figura 23. Mapa Through to Peak baja favorabilidad en densidad y alta favorabilidad en magnetismo.	96
Figura 24. Mapa Peak to Through alta favorabilidad en densidad y baja favorabilidad en magnetismo.	97
Figura 25. Toma de susceptibilidad magnética en muestras de rocas del área de Panamá.	100
Figura 26. Registros de gamma ray, Porosidad y densidad del Pozo Pacurita 01, en el intervalo entre 6784 ft – 6906 ft.	102
Figura 27. Modelo de integración de líneas sísmica QA 82-03, QA82-18, QA 82-20 con topes de formaciones tomados de Cediel et al 2009 . en el cual se muestra como se comportan las capas sedimentarias entre los pozos Nécora 1 y Pacurita 1.	103
Figura 28. Interpretación línea sísmica QA 82-18, perteneciente al programa sísmico Rio Atrato 82. se observa una serie de fallas normales que afectan principalmente al basamento y secuencia sedimentaria que suprayace al basamento cristalino.	104
Figura 29. Interpretación línea sísmica QA 82-20. Se observa un basamento fuertemente fracturado, afectado por fallas normales.	104
Figura 30. Interpretación línea sísmica QA 82-14A, programa sísmico Rio Atrato. Se observa una serie de fracturas que afectan al basamento cristalino.	105
Figura 31. Interpretación línea sísmica QA 81-06, Programa sísmico Tutunendo 81. Sobre esta línea sísmica en el margen oriental se observa el contacto del basamento de la cuenca Atrato con la cordillera occidental, hacia este margen se observa un aumento significativo en el espesor de la corteza de origen oceánico acompañado de fallas normales	105
Figura 32. Interpretación línea sísmica QA 81-08, Programa sísmico Tutunendo 81. en la que se observa una serie de fallas normales que se encuentran afectando al basamento.	106
Figura 33. Función de velocidad para la línea sísmica QA 82-18, programa sísmico Rio Atrato 82.	107
Figura 34. Función de tiempo vs profundidad para la línea sísmica QA 82-18, Programa sísmico Rio Atrato 82.	108
Figura 35. Función de velocidad para la línea sísmica QA 82-20, programa sísmico Rio Atrato 82.	108

Figura 36. Función de tiempo vs profundidad para la línea sísmica QA 82-20, Programa sísmico Rio Atrato 82.....	109
Figura 37. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 01 QA 82-18.....	110
Figura 38. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 01 QA 82-20.....	112
Figura 39. Sets de mapas gravimétricos de A) Anomalía Residual observada B) Anomalía invertida; obtenidos a partir de datos gravimétricos de la sub cuenca Atrato y aplicando el algoritmo GCH_Gravinv.	114
Figura 40. Mapa de profundidad de la interfaz del basamento y cortes transversales en posibles depocentros en la sub cuenca Atrato. Obtenidos a partir de la implementación del algoritmo GCH_Gravinv con la anomalía residual de Bouguer 2.30 gr/cm3.....	115
Figura 41. Mapa de anomalía residual de Bouguer en el cual se presentan las líneas de adquisición de los datos aerotransportados.....	116
Figura 42. A) Mapa de anomalía residual de orden 01, B) Mapa de anomalía regional de orden 1.	122
Figura 43. A) Mapa de anomalía residual de orden 02, B) Mapa de anomalía regional de orden 02.	122
Figura 44. A) Mapa de anomalía residual de orden 03, B) Mapa de anomalía regional de orden 03.	123

Lista de tablas

Tabla 1 Densidades de rocas más comunes. Tomada de DOBRIN y otros 1988.....	35
Tabla 2 Susceptibilidades magnéticas de las rocas mas comunes. Tomada de DOBRIN y otros 1988.....	39
Tabla 3 Velocidades de onda P a través de los materiales (Tomado de Reynolds, 2011).....	41
Tabla 4 Especificaciones de la base de datos gravimétrica, adquirida por Carson 2006. (sistema de coordenadas proyectadas. Datum: Magma-Sirgas/Colombia Bogotá zone).	48
Tabla 5 Especificaciones de la base de datos magnética, Carson 2006, (sistema de coordenadas proyectadas. Datum: Magma-Sirgas; /Colombia Bogotá zone).	49
Tabla 6 Densidades de los materiales litológicos mas comunes (Reynolds, 2011). Los cuadros rojos destacan la densidad de las rocas aflorantes en el área de investigación y las reportadas por Garzón Varón, F., 2012, sobre la serranía de Abibé y en las costas del Golfo de Urabá, como rocas del Batolito de Mandé y el Complejo Santa Cecilia – La Equis.	53
Tabla 7 Susceptibilidad magnética de algunas rocas comunes (Reynolds, 2011). Los cuadros rojos corresponden a la susceptibilidad magnética de las rocas aflorantes en el área de investigación y las reportadas por Garzón Varón, F., 2012, sobre la serranía de Abibé y en las costas del Golfo de Urabá; como rocas del Batolito de Mandé y el Complejo Santa Cecilia – La Equis	54
Tabla 8. Reporte estadístico de las grillas RTP_TMA, 1DV_BOUGT_267, respectivamente.....	90
Tabla 9. Reporte estadístico del índice SLDFI (Summation Local Favorability Index).	91
Tabla 10. Reporte estadístico del índice DLFI (Difference Local Favorability Index).....	92
Tabla 11. Valores de susceptibilidad magnética de muestras tomadas en el área de Panamá y medidas tomadas en laboratorio.	99

Introducción

La cuenca Atrato, es una cuenca frontera, ubicada en el sector Noroccidental del Pacífico colombiano, en el margen convergente de la placa Nazca y bloque Norandino (*Garzón Varón, F., 2012*). Esta cuenca representa una estructura geológica de gran interés en el área, dado a la interacción de diversos eventos tectónicos que han tenido lugar en el desarrollo de la misma. De acuerdo con *Cediel 2011*, el basamento de la cuenca corresponde al Terreno el Paso y Terreno Baudó de afinidad oceánico, caracterizado por tener una composición variable de basaltos a diabasas ofiolíticas fuertemente fracturados cuya edad oscila entre cretáceo superior a paleoceno (*Cediel, 2011*).

La exploración de los recursos en esta área es compleja e implica bastantes riesgos, ya que es una región poco explorada debido a su espesa cobertura vegetal, escasas vías de acceso y difíciles condiciones de orden público. Sin embargo, gracias a los avances científicos ha sido posible llevar a cabo algunas campañas de exploración, entre ellas se destaca; la adquisición de datos de campos potenciales aerotransportados realizada en el año 2006, campañas de adquisición sísmica en el año 1981 y 2005, perforación de pozos exploratorios y estudios cartográficos concentrados solamente en el cinturón plegado de Istmina-Conduto (*ANH, 2007*). De acuerdo a los resultados de los estudios desarrollados en dichas sub cuencas, ha sido posible deducir condiciones propicias para el hallazgo de prospectos de gas y petróleo, probablemente asociado a un sistema petrolífero activo (*Lozano & Zamora, 2014*).

En este caso el análisis e interpretación de anomalías de campos potenciales juegan un papel sumamente importante, ya que permite deducir propiedades de densidad y susceptibilidad magnética, inferir la geometría del basamento, delimitar cuerpos causativos e identificar los cuerpos geológicos más representativos. En la presente investigación, se propone un modelamiento de anomalías de campos potenciales de la cuenca Atrato, basado en los resultados de un programa de adquisición y procesamiento de un levantamiento de aerogravimetría y aeromagnetometría desarrollado sobre el litoral pacífico, realizado por Carson Helicopters en 2006. Esta data en mención fue integrada y posteriormente se construyeron modelos 2D con el fin de deducir las características de fuentes causativas de mayor interés como lo es el basamento que compone la cuenca Atrato.

También se realizó un análisis de correlación espectral, mediante la implementación del proceso de normalización de índices locales de favorabilidad entre anomalías directamente correlacionables entre sí, lo cual permitió identificar correlación directa positiva asociada con altos de basamento y correlación inversa negativa asociada con cuencas y subcuencas.

Los modelos 2D fueron restringidos a través de la integración de los datos de campos potenciales con las líneas sísmicas QA 82-20, QA 82-18, QA82-03 pertenecientes al programa sísmico RIO Atrato 82, y con datos de pozos perforados sobre las líneas sísmicas en mención, con lo cual fue posible generar un modelo que demuestre la variación lateral de estas capas sedimentarias, así mismo, se implementó el algoritmo GCH Gravinv sobre los datos gravimétricos, con lo cual se obtuvo un mapa de profundidad de basamento, que permite tener una aproximación de la profundidad del basamento sobre los depocentros presentes en la cuenca y con ello validar de manera asertiva los modelos 2D propuestos a través de las anomalías de campos potenciales.

Objetivos

General

- Realizar un modelamiento estructural de la cuenca Atrato ubicada en el litoral pacífico colombiano, a partir de la interpretación de anomalías de campos potenciales y su integración con líneas sísmicas e información de pozos.

Específicos.

- Modelar la geometría del basamento y espesor de la secuencia sedimentaria de la cuenca Atrato, y determinar las estructuras favorables para la acumulación de hidrocarburos.
- Elaborar mapas y perfiles temáticos gravimétricos y magnéticos.
- Inferir las principales fuentes causantes de las anomalías gravimétricas y magnéticas en las Cuenca Atrato.
- Correlacionar las anomalías gravimétricas y magnéticas a partir de la implementación del método de análisis espectral de campos potenciales.

1. Capítulo. Generalidades

1.1 Localización del área de investigación.

Las cuencas de Choco son cuencas antearco y comprenden la subcuenca Atrato y de San Juan, las cuales están separadas por el Alto de Istmina – Condoto. La subcuenca Átrato, limita al norte limita con el istmo de Panamá, al sur con el Sistema de Fallas de Garrapatas, al este con el flanco occidental de la cordillera Occidental y al oeste con la Serranía de Baudó (ANH, 2005). La cuenca Choco presenta una superficie total de 24.900 Km², de los cuales 19.200 km² corresponden a la subcuenca Átrato y 5700 km² a la subcuenca San Juan (ANH, 2005).

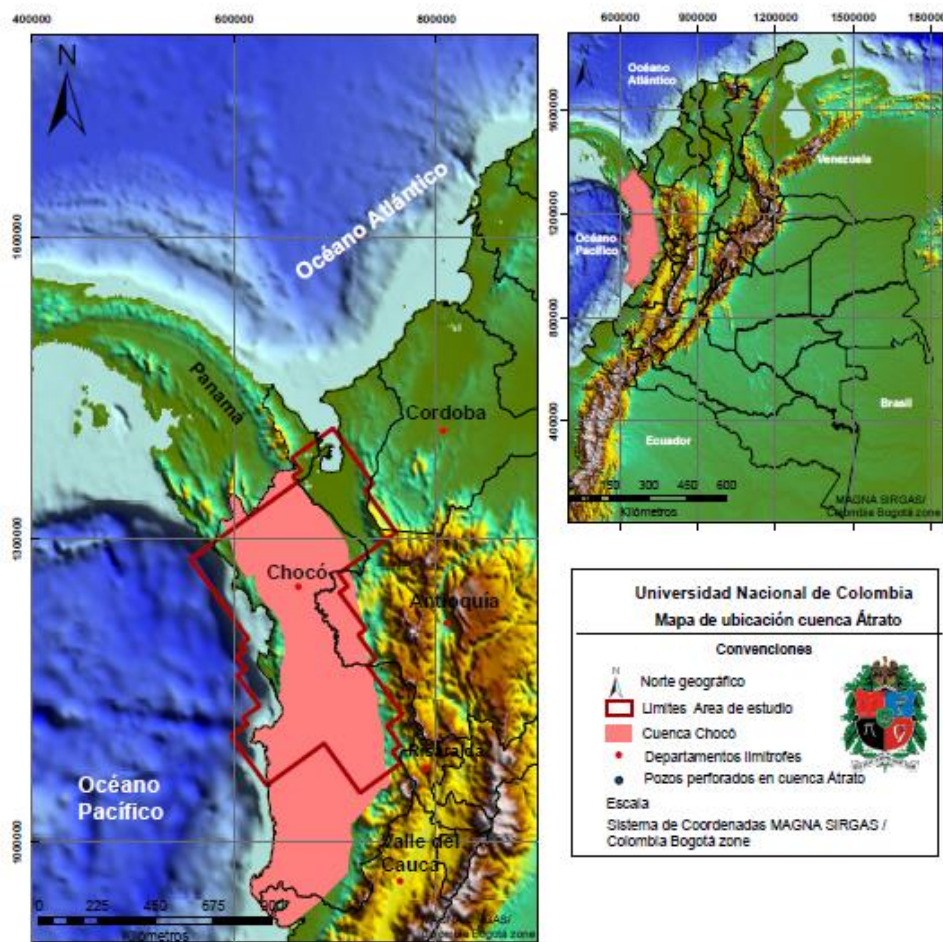


Figura 1 Mapa de localización del área de investigación, cuenca Átrato.

1.2 Contexto estratigráfico.

La subcuenca del río Átrato cuenta con estudios cartográficos, los cuales han permitido conocer las unidades sedimentarias que constituyen la cuenca. Entre ellos el análisis bioestratigráfico más representativo es el realizado por Haffer(1967), en el cual se identificó la presencia de seis unidades litoestratigráficas con edades que varían entre Eoceno hasta Plioceno. Las rocas sedimentarias presentes en la subcuenca de Átrato, están representadas por las formaciones Clavo, Salaquí, Uva, Napipí, Sierra y Quibdó.

1.2.1 Formación Clavo

Debido a las escasas evidencias en campo y a los escasos trabajos realizados sobre las unidades estratigráficas en el área del Río Átrato, se considera que la unidad media de la Formación Iro es el equivalente temporal en forma parcial de la Formación Clavo. La Formación Iró según Oppenheim (1949, en: Texaco, 1989) está compuesta de chert, shale silíceo, shale, areniscas, arcillas y calizas. Según Texaco (1989) la unidad se compone predominantemente de chert calcáreo en capas delgadas a medias, intercalado con shales silíceos y shales negros, carbonosos y físisles. En menor proporción se intercalan areniscas cafés claras y grises oscuras, duras, en capas gruesas, de grano fino, con matriz arcillosa. Intruyendo la sucesión, se presentan silos de composición cuarzodiorítica. El chert se presenta diaclasado con fracturas rellenas de carbonatos y sílice; algunas de las fracturas rellenas de petróleo seco. Los shales silíceos están diaclasados, plegados y se observan espejos de falla; con intercalaciones de lentes de arenisca de cuarzo, de grano fino a medio, bien seleccionada, cementada y con matriz calcárea.

1.2.2 Formación Salaquí

Esta unidad litoestratigráfica fue definida por Haffer (1967) en la parte alta del río Salaquí, Bajo Atrato chocoano, cerca de la frontera con Panamá; la sección tipo consiste en capas bien estratificadas de 5-20 cm de espesor, de chert silíceo y calcáreo con intercalaciones de margas tobáceas, limolitas y areniscas de grano fino a medio. El espesor mínimo calculado para esta formación en el río Salaquí, es de 700 metros. El contacto de la Formación Salaquí con los Basaltos del Baudó es inconforme y con la suprayacente Formación Uva no fue se considera que es discordante, según Haffer (1967). Se considera que estas rocas se depositaron en un ambiente de mar abierto a profundidades abisales de hasta 6.000 metros en la zona de *Bulimina Jacksonensis* (Haffer 1967). Con base en determinaciones paleontológicas, se considera que la Formación Salaquí fue depositada en el Eoceno tardío a Oligoceno temprano (Haffer 1967).

1.2.3 Formación Uva

La Formación Uva, litológicamente, está conformada en la parte más inferior, por una intercalación de capas medianas de calizas, lodolitas calcáreas y areniscas calcáreas. Las calizas son de color gris oscuro, caracterizadas por una laminación muy fina, paralela a los planos de estratificación y en ocasiones, masivas. Las lodolitas son de color gris claro, masivas y localmente presentan una fuerte partición. Las areniscas son de color gris a gris amarillento y de grano medio a grueso. Hacia la parte media y superior de la formación se incrementan las areniscas calcáreas que se intercalan con capas muy delgadas de limolitas de color gris oscuro. Hacia la parte superior se observan ocasionalmente niveles de hasta 1 m de conglomerados de guijos y guijarros de caliza, areniscas calcáreas y arcillolitas calcáreas, embebidos en una matriz arcillosa de color blanco amarillento (Cossio, 2003). A la Formación Uva, se le asigna una edad entre el Oligoceno y Mioceno temprano (Cossio, 2000).

1.2.4 Formación Napipí

La Formación Napipí, litológicamente, está compuesta de lodolitas ocasionalmente calcáreas, grises, con niveles de nódulos calcáreos e intercalaciones lenticulares de calizas y esporádicamente de capas de arenisca de grano fino a muy fino de color gris claro. Las lodolitas se presentan en capas muy gruesas (entre 1 y 2 m), planas paralelas continuas a levemente onduladas paralelas continuas. Las areniscas se presentan en capas medias a gruesas (entre 0,1 y 0,6 m) planas paralelas continuas. La parte dominada por lodolitas calcáreas y areniscas de grano fino a muy fino puede indicar el depósito de sedimentos de grano fino dentro de una plataforma con muy baja energía, reflejado en la continuidad lateral de las capas; la presencia de laminación plana paralela indicaría el ascenso frecuente del nivel del mar. La presencia de nódulos calcáreos puede indicar que se presentaron condiciones reductoras en el momento del depósito que favorecieron la nucleación y posterior deposición del material calcáreo (*Cossio, 2003*). La edad se ubica entre fines del Mioceno temprano y el Mioceno medio (*Cossio 2000*).

1.2.5 Formación Sierra

La parte inferior de la formación Sierra, esta conformada por areniscas de grano muy fino a fino, en capas muy gruesas que tienden a separarse en gruesas, medias y delgadas, planas paralelas a planas levemente onduladas, localmente con laminación plana paralela. Localmente las areniscas se encuentran interestratificadas con niveles de limolitas y arcillolitas en capas con igual geometría a las de las areniscas con presencia de numerosos restos de conchas, huesos y dientes de peces. La parte superior se encuentra conformada por limolitas negras y grises que varían a amarillo, blanco y pardo, en capas muy gruesas que tienden a separarse en medias y delgadas, planas paralelas, por lo general, sin laminación interna visible, localmente con laminación plana paralela, plana no paralela y lenticular, con lentes de areniscas de grano muy fino, con abundantes fragmentos fósiles de peces. Posteriormente hacia la parte más superior de la secuencia, se presentan importantes las intercalaciones de lodolitas negras, grises y pardo, en capas muy gruesas que tienden a separarse en medias y delgadas, ocasionalmente con laminación plana paralela y no paralela. Localmente Se observa una leve variación a lodolitas arenosas con granos de cuarzo muy fino y glauconita que flotan dentro de una matriz lodosa de color negro. En estos niveles se encuentran restos de fósiles de peces

y plantas (*Cossio, 2003*). La secuencia sedimentaria de la Formación Sierra refleja oscilaciones en las condiciones ambientales del depósito, dentro de una cuenca marina desde plataforma somera hasta un frente de playa, con frecuentes variaciones locales de ascenso y descenso del nivel del mar (Duque-Caro, 1990 a, b). La edad de la formación Sierra oscila entre Mioceno medio y comienzos del Mioceno tardío (*Cossio, 2000*).

1.2.6 Formación Quibdó

Rojas (1965) y Haffer (1967)) definieron la Formación Quibdó como una unidad constituida por arcillolitas limosas blandas y multicoloreadas, intercaladas con areniscas arcillosas de grano medio y conglomerados pobremente consolidados, consistentes principalmente de guijarros de cuarzo lechoso redondeados. La Formación Quibdó suprayace, inconformemente, a la Formación Sierra, e infrayace los sedimentos cuaternarios del río Atrato. El espesor de esta unidad se calcula del orden de 850 metros. Debido a la escasa presencia de fósiles dentro de esta formación, la edad no es precisa, por este motivo las edades tentativas y que responden a dataciones relativas con base en la posición estratigráfica, Haffer (1967) asigna una edad dentro del rango del Mioceno tardío al Plioceno.

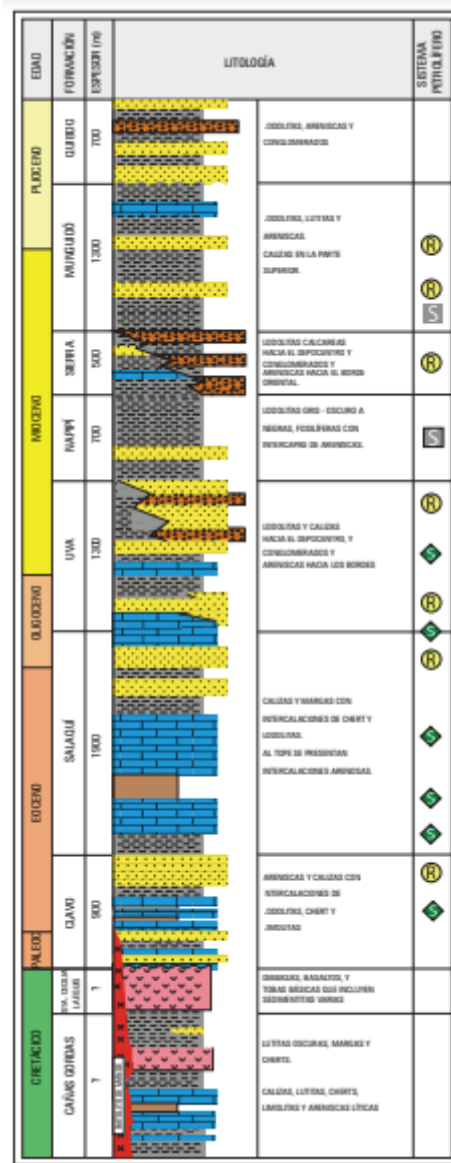


Figura 2. Estratigrafía y elementos del probable sistema petrolífero en la Subcuenca del Atrato. Modificado y complementado de Suárez, 2007.

1.3 Caracterización del sistema petrolífero en la cuenca Átrato.

En la cuenca Atrato se han perforado un total de cinco pozos (Buchadó 1, Pacurita 1, Nécora 1, Opogadó 1, Urodó 1), desde 1953 a 1983. (Bedoya, G., Cediell, F., Restrepo, I., Cuartas C., Mora, C., Montenegro, G., Correa, I., García, E., Muños, G., Zuluaga, M., 2011). A

través de diferentes campañas de exploración de hidrocarburos, con el fin de adquirir un conocimiento mucho más certero de las unidades litológicas que conforman dicha cuenca. Sin embargo, esta información ha sido reevaluada por diferentes autores, con el objetivo de caracterizar cada una de las unidades geológicas a través de correlaciones estratigráficas, y evaluaciones litoestratigráficas y bioestratigrafías.

En el área de investigación, se destaca la presencia de manifestación de hidrocarburo en superficie, como rezumaderos de aceite. (*Bedoya, G., Cediell, F., Restrepo, I., Cuartas C., Mora, C., Montenegro, G., Correa, I., García, E., Muños, G., Zuluaga, M., 2011*). Lo cual abre la posibilidad a la existencia de un sistema petrolífero activo, ya que el aceite tiene la posibilidad de moverse hasta encontrar rocas aptas como conductos de transporte.

1.3.1 Sistema Petrolífero Activo.

1.3.1.1 Posible Roca Generadora.

Es importante mencionar que la cuenca Átrato no cuenta con datos cuantificables de análisis geoquímicos recientes. Según la literatura disponible y con base a muestras de aceite y gas reportados en el pozo Buchadó 01, se deduce generación y expulsión de hidrocarburos, sin embargo, no se conoce con certeza cual podría ser la roca generadora que dio origen a este crudo. Se cree que la posible roca generadora corresponde a la Formación Clavo y Formación Salaquí, dado a las similitudes litofaciales con la formación Iro de la subcuenca San Juan (*Choco subcuenca Atrato, Open Round, ANH 2010*).

1.3.1.2 Posible Roca reservorio.

Las unidades geológicas con mayor probabilidad de contener reservorios en esta cuenca son las formaciones Uva, Napipí, y Sierra; debido a que son formaciones con representativos intervalos areno-conglomeráticos hacia el margen oriental, y con mayor volumen de rocas de origen marino (calizas, chet y lodolitas oscuras) hacia el margen occidental. Las unidades geológicas en mención podrían representar la presencia de importantes trampas en zonas

fracturadas y con una mayor capacidad de generación de hidrocarburos. (*Choco subcuenca Atrato, Open Round, ANH 2010*).

1.3.1.3 Posible Roca sello.

Las probables rocas sello se asocia con niveles lutíticos de las formaciones Napipí y Sierra. Hacia el tope de la formación sierra se presentan paquetes de arcillolitas limosas y limolitas arcillosas calcáreas y carbonosa, siendo estas rocas características de roca sello, por su parte la formación Napipí presenta arcillolitas calcáreas de color gris, ocasionalmente carbonosa lo cual podría representar un obstáculo en la migración. (*Choco subcuenca Atrato, Open Round, ANH 2010*).

1.3.1.4 Migración.

En la cuenca Atrato y San Juan, la presencia de roca generadora se ha inferido con base a las características geoquímicas de la Formación Iro, localizada específicamente en el sector del alto de Istmina Condotó. A partir del modelamiento de generación de hidrocarburos basado en información de la formación Iro y en información cronoestratigráfica, se logro correlacionar en la cuenca Atrato como roca generadora a la formación Salaquí y formación Clavo, así mismo se dedujo que estas unidades geológicas alcanzaron importantes procesos de generación y expulsión de hidrocarburos durante el Mioceno tardío a Plioceno. (*Choco subcuenca Atrato, Open Round, ANH 2010*).

1.3.1.5 Trampa

De acuerdo a lo anterior en la cuenca Atrato se espera encontrar los siguientes entrampamientos: a) trampas estratigráficas dentro de la formación Salaquí y la Formación Uva, al acuñarse contra ambos flancos de la cuenca sedimentaria. B) Trampas estructurales, como anticlinales asociados con el fallamiento inverso presente al occidente del Rio Atrato, específicamente en el sector Occidental de la cuenca. C) Trampas estructurales, relacionadas con posibles diapiros de lodo, principalmente en el centro y en el flanco occidental de la cuenca Atrato. (*Choco subcuenca Atrato, Open Round, ANH 2010*).

1.4 Evolución geológica de la cuenca Atrato.

De acuerdo con Kerr et al (1997), se considera que los cuerpos de basaltos de edad cretácico medio a tardío, presentes en la cordillera occidental y la serranía del Baudó, probablemente fueron formados como parte del Plateu oceánico caribeño, y que posteriormente fue acrecionado hacia el margen occidental de los Andes septentrional y constituye la (PLOCO), provincia litosférica oceánica cretácica occidental. (*Nivia 1996*). Se ha planteado que el plateu arribo a la zona de subducción posiblemente a finales del Paleoceno, posteriormente, bloqueo dicha zona de subducción y produjo una nueva zona de subducción al occidente. Con base en lo anterior se infiere que el basamento que constituye las cuencas Atrato y San Juan es de afinidad oceánico, y que se desarrolló entre el flanco occidental de la cordillera occidental y el borde oriental de la Serranía del Baudó (*Zapata, G. 2000*).

Los depósitos de sedimentitas abisales intercalados con flujos basálticos reportados por Coqui y Panguí (*Hart, 1962, en Pérez 1980*), de edad cretácica tardía, con presencia de microfósiles planctónicos de edad a Coniaciano – Maastrichtiano, dan indicios que el occidente colombiano se encontraba sumergido hasta el Maastrichtiano. Sin embargo, no hay registros sedimentarios en el Paleoceno, lo cual permite deducir que a comienzos del Paleoceno el mar se retiró del territorio y emergió lo que hoy es conocido como la Serranía de Baudó.

Durante el Eoceno sobre el basamento cretácico se depositaron los sedimentos que conforman las formaciones Clavo y Salaquí, las cuales afloran en la parte media y baja de la cuenca Atrato. Los sedimentos de las Formaciones Clavo y Salaquí, presentan condiciones de mar profundo y abierto. En el Eoceno medio se presentaron movimientos tectónicos orogénicos que produjeron los primeros levantamientos de la cordillera occidental (*Van Hammen, 1958*), y fueron depositados los conglomerados del río Murri (*Plancha 12*), pertenecientes a la formación Salaquí.

En el Eoceno medio se generó una transgresión marina y como resultado de la subsidencia rápida, se dio la sedimentación de la parte basal de la formación Uva en condiciones de mar profundo y abierto (*Zapata, G. 2000*). De acuerdo con Pennington 1981, es posible que la

cuena fue formada por la expansión del fondo del mar a lo largo del límite de las placas Cocos y Placa Nazca, a partir del fracturamiento de la placa Farallones. Por su parte Duque & Caro (1990a) consideran que el entre las formaciones Uva y Napipí el límite Mioceno inferior - Mioceno medio, corresponde a un hiato relacionado con perturbaciones tectónicas que causaron el levantamiento inicial del Istmo de Panamá, y que afectó considerablemente el área costera pacífica y caribeña ubicadas en el noroccidente de Suramérica. Así mismo, Keller & Barrón 1983, atribuyen el hiato al levantamiento tectónico de Panamá, ocurrido entre 18 & 16 ma. Representado por vulcanismo de dicha edad en la región en mención.

Posteriormente en el Mioceno medio se depositó la Formación Napipí y parte de la Formación Sierra. La formación Napipí, presenta características de un ambiente de mar profundo y abierto, mientras la formación Sierra presenta condiciones de profundidades batiales a someras (*Zapata, G. 2000*). Duque & Caro 1990, describe el límite entre estas dos unidades como un cambio de régimen tropical (Formación Uva) a un régimen de aguas frías (Formación Sierra), aquel límite está representado por la composición bentónica de la fauna y posiblemente a la presencia de una barrera de circulación que impidió el flujo hacia el pacífico de aguas cálidas de la corriente caribeña por el estrecho de Panamá. Por otro lado Keller & Barrón 1983, consideran que el hiato refleja cambios climáticos en la región desde 13.5 ma, inducidos por la intensidad de la corriente.

Conforme Duque & Caro (1990), en este lapso de tiempo se restringió la circulación entre los dos océanos y las condiciones sedimentológicas de la Formación Sierra. Por lo cual las condiciones faunísticas y la litología de ambientes someros indican un levantamiento asociado a la serranía de Baudó. Al finalizar Mioceno, la actividad tectónica trajo como consecuencia el desarrollo de plegamientos y fallamientos en el flanco occidental de la cuenca Atrato, afectando simultáneamente con pliegues apretados en echelon, a las formaciones Clavo, Salaquí, Uva, Napipí y Sierra (*Zapata, G. 2000*).

De acuerdo con Duque & Caro (1990), durante el Mioceno tardío a Plioceno temprano, se presentaron cambios en la sedimentación en el norte de Suramérica, comenzó una sedimentación hemipelagica y terrígena en ambientes someros de las cuencas interiores de borde, representado por depósitos clásticos, principalmente de las formaciones Sierra y formación Chori, e los cuales se encuentran restos de foraminíferos bentónicos, moluscos y

peces (*Duque & Caro 1990a*). Así mismo en este periodo, se depositó la parte superior de la Formación Sierra y la Formación Quibdó, estas formaciones presentan condiciones de sedimentación de mar somero cerrado a continental, especialmente en la parte superior de la formación sierra (*Duque & Caro 1990a*). Al finalizar la sedimentación de la formación sierra inferior, se presenta un nuevo levantamiento de la serranía del Baudó, lo cual restringe aún más las condiciones de mar abierto de la cuenca Atrato y convierte la cuenca en una cuenca cerrada. (*Duque & Caro 1990a*).

Durante el Plioceno temprano se generaron movimientos tectónicos, los cuales permitieron que la serranía de Baudó y el Istmo de Panamá, emergiera por completo. De tal modo que el episodio marino fue reemplazado por uno continental y se inició el intercambio de fauna terrestre y entre Norte y Suramérica (*Duque & Caro 1990a*). Finalmente inicia la sedimentación fluvial lacustre de la Formación Quibdó en la cuenca del río Atrato.

En el cuaternario, la sedimentación en el área costera es de influencia marina y en estuarios y deltas se forman depósitos de lodo y playas. Así mismo, en las cuencas del río Baudó y Atrato, sobre las rocas neógenas se depositaron gravas y arenas fluviales que forman terrazas aluviales compactadas, llanuras de inundación y sobre las laderas de la serranía de Baudó se formaron algunos depósitos pendientes.

1.5 Pozos perforados en la cuenca Atrato.

Para la ejecución de la presente investigación se contó con información de dos pozos perforados en la cuenca Atrato: Necora-1, y Pacurita-1. Teniendo en cuenta la ubicación de los pozos en mención, se evaluaron las líneas sísmicas QA 82-18, QA 82-20, QA 81-06, QA 81-08, pertenecientes al programa sísmico Río Atrato 82, ubicadas sobre el margen oriental de la cuenca Atrato en contacto con el flanco occidental de la cordillera occidental. Las líneas sísmicas en mención constituyen la información sísmica de mejor calidad en cercanía a los dos pozos en mención.

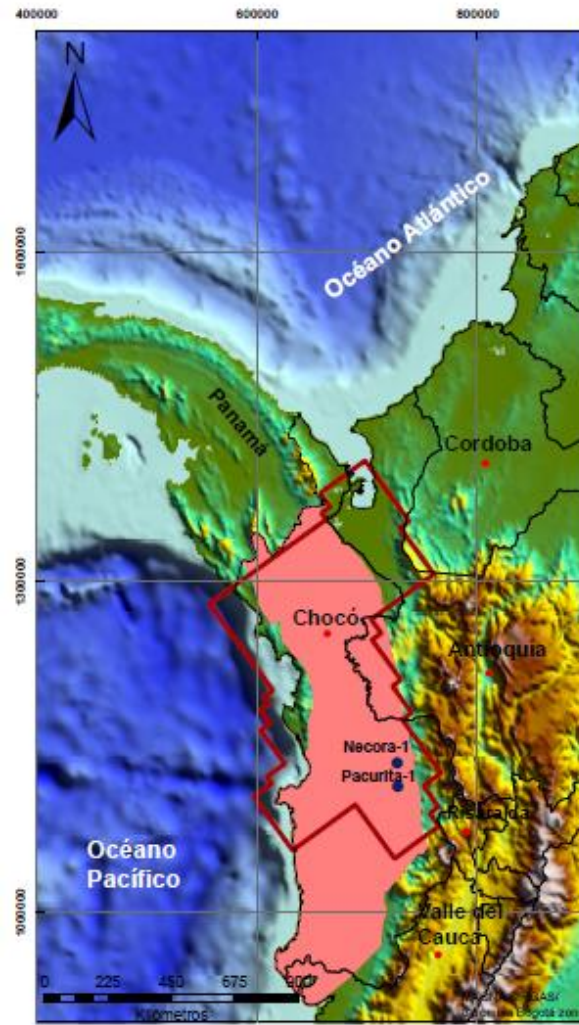


Figura 3. Mapa de ubicación de pozo Nécora-1 & Pacurita-1.

Para la realización de la presente investigación se contó con información del pozo Pacurita 1 y Nécora 1. Dicha información fue suministrada de manera formal por el servicio Geológico Colombiano (SGC). Los pozos Nécora 1 & Pacurita 1 fueron perforados durante los años 1982 & 1983, en el departamento del Choco. Estos pozos fueron perforados por la compañía canadiense ASAMERA INC., en desarrollo del contrato de asociación Atrato firmado con ECOPEPETROL.

1.5.1 Pozo Nécora 1

El pozo Nécora 1 fue perforado en 1.982, en el departamento del Choco específicamente en la vereda de Icho a 40 kilómetros al Noreste de Quibdó, en las coordenadas en datum Magna Sirgas (zona oeste) X: 1059033.60 Y: 1134399.20. Este pozo fue perforado por la compañía canadiense ASAMERA INC., con el equipo Heliring Rig 110 de Parker Drilling, en desarrollo del contrato de asociación Atrato firmado con ECOPETROL. fue clasificado como pozo exploratorio tipo A-3. La perforación se inició el día 15 de junio de 1983 y finalizó el día 25 de julio del mismo año, alcanzando una profundidad vertical total de 6.503 pies, que abarcó rocas del oligoceno sin llegar al objetivo previsto, cuyo resultado final fue pozo seco. Sin embargo, en los informes oficiales del pozo en mención, se reporta intervalos petrolíferos detectados a razón de tiros de cañoneo en los siguientes intervalos 5.750 ft – 5760 ft / 5.820 ft – 5830 ft / 5940 ft – 5982 ft / 5982 ft – 6037 ft.

Así mismo, se realizaron pruebas de producción y estimulación con el objetivo de inducir un posible flujo, por tal motivo el pozo fue suabiado, obteniendo los siguientes resultados

- El recobro obtenido fue agua sin ningún signo de presencia de gas, ni hidrocarburo líquido. Tampoco, se presentó manifestación de presión en superficie.
- La única manifestación de gas en superficie arrojó los siguientes resultados: 99% de Metano (C1), 0.3% de Etano (C2), 0.1% de propano (C3), 0.6% otros.

1.5.2 Pozo Pacurita 1

El pozo Pacurita 1 fue perforado en el año 1.983, en el departamento del Choco, en las coordenadas con datum Magna Sirgas, (zona oeste) X: 1060066.00 Y: 113162.00. Este pozo fue perforado por la compañía canadiense ASAMERA INC., en desarrollo del contrato de asociación Atrato firmado con ECOPETROL. alcanzando una profundidad total de 9.500 ft, dicha perforación terminó en rocas de edad oligocena sin llegar al objetivo de interés, por lo tanto este pozo no perforó toda la secuencia estratigráfica característica del área. Es importante indicar que la información de este pozo no fue tomada en cuenta, debido a que la

relación señal vs ruido, no es lo suficientemente confiable, dificultando la correlación de espesores y eventos.

1.6 Estructuras favorables para la acumulación de hidrocarburos.

En el área de interés el cubrimiento sísmico es bastante reducido, por lo cual el conocimiento del subsuelo y de las trampas estructurales y estratigráficas presentes allí es bastante limitado. Sin embargo, se reportan trampas estructurales con anticlinales formados durante fallamiento inverso a lo largo del borde occidental de la cuenca Atrato, asociadas con diapirismo de lodo y también se reportan trampas estratigráficas relacionadas con el acuñamiento a lo largo del margen este de la cuenca, asociadas con las formaciones Salaquí y Uva. *Cediel et al. (2009)*. En el área, también se reporta estructuras en flor positiva producto de la transpresión, paralelas a la colisión Noroeste-Sureste en el pacífico colombiano. *Cediel et al. (2009)*.

2. Capítulo. Marco Teórico

Los métodos geofísicos responden a las propiedades físicas de las rocas presentes en el subsuelo, y se pueden clasificar en métodos pasivos y activos; los métodos pasivos son aquellos que detectan variaciones dentro de los campos naturales de la corteza terrestre, como el método gravimétrico y magnético, por otro lado los métodos activos son aquellos que se generan señales artificialmente, que son transmitidas a través del subsuelo como el método sísmico, de tal modo que el terreno modifica las señales de acuerdo a las características del material involucrado, por lo tanto estas medidas darán información acerca de las propiedades físicas de las rocas presentes en el subsuelo (*Reynolds, 2011*). A continuación, se describirá con mayor detalle los métodos geofísicos implementados en el presente estudio.

2.1 Método Gravimétrico

El método gravimétrico es un método de exploración pasivo, basado en la medición de las variaciones de la aceleración de la gravedad de la superficie terrestre, como consecuencia de los excesos o deficiencias de densidad presentes en el subsuelo (*Hinze, Von Frese, and Saad, 2013*). Los contrastes de densidad de las rocas presentes en el subsuelo producen pequeñas variaciones en el campo gravimétrico de la tierra, las cuales permiten realizar interpretaciones de la distribución de las rocas en el subsuelo, proporcionando modelos con soluciones no únicas de los cuerpos causativos de anomalías de gravedad.

2.1.1 Ley de la gravitación de Newton

La ley de la gravitación universal de Newton es la base para el desarrollo de la teoría de prospección gravimétrica y establece que la fuerza entre dos partículas con masa m_1 y m_2 es directamente proporcional al producto de las masas, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que la separa los centros de masas:

$$F = \left(\frac{G m_1 m_2}{r^2} \right) \quad \text{Ecuación (1.0)}$$

Donde F es la fuerza de la gravedad ejercida sobre las masas m_1 y m_2 , separadas por una distancia r , y G es una constante de gravitación universal cuyo valor es $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ en unidades del SI.

2.1.2 Aceleración de gravedad

A partir de la segunda ley del movimiento, se asume la tierra completamente esférica y estática con masa M y radio promedio R , sobre un cuerpo genérico con masa m sobre una superficie, considerando que la masa del cuerpo genérico se encuentra en el centro de la esfera, se obtiene que la aceleración gravitacional A esta dada por la división de la ecuación 1.0 entre m_2 :

$$A = F = \left(\frac{GM}{r^2} \right) m = mg \quad \text{Ecuación (1.1)}$$

Donde la aceleración o atracción gravitacional A es la fuerza que actúa sobre una unidad de masa, y corresponde a la medición del campo gravitacional actuando en cualquier punto. La fuerza se obtiene multiplicando la aceleración por la masa sobre la que el campo actúa y la aceleración será la misma para cualquier masa situada en el mismo punto del campo.

2.1.3 Geoide

El geoide se define como una superficie equipotencial coincidente con la superficie del mar en equilibrio estático, donde la gravedad es constante en cualquier punto sobre el geoide y siempre es perpendicular a la superficie del terreno (Sheriff, 1997). La densidad es una propiedad física de las rocas que tiene un efecto sobre el geoide, provocando que este se eleve en las regiones mas densas y descienda en las regiones menos densas.

Suponiendo que la tierra es una esfera homogénea, la aceleración de la gravedad seria constante en toda la superficie, sin embargo, esto no se cumple dado a que la forma de la tierra es heterogénea, la distribución de las masas en la corteza es irregular y a los movimientos de rotación de la tierra, es por ello que el valor de la gravedad va variar de un punto a otro (Kearey, et al., 2002). Por esta razón es más apropiado definir el campo gravitacional en términos del potencial gravitacional U :

$$U = \left(\frac{GM}{r} \right) \quad \text{Ecuación (1.3)}$$

De esta manera el potencial gravitacional es definido como un escalar cuya primera derivada en cualquier dirección da como resultado el componente gravitacional en la dirección indicada y la aceleración gravitacional es definida como una cantidad vectorial que presenta una magnitud y una dirección en z. Debido a que las variaciones del potencial gravitacional son muy pequeñas para ser manejadas en unidades SI, generalmente se usa las unidades miligales ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/sg}^2$).

En la superficie terrestre el valor teórico de gravedad es de aproximadamente 980 cm/sg^2 , y las variaciones de la gravedad causadas por los contrastes de densidad en el subsuelo son del orden de $100 \mu\text{ms}^{-2}$. Esta unidad esta referida como unidad de gravedad (g.u) (Keary *et al.* 2013).

2.1.4 Densidad

La densidad es una propiedad física de las rocas, que depende de factores como la composición mineralógica, porosidad, edad y profundidad a la que se halle, sin embargo, las rocas mas comunes presentan un rango entre $1.6 - 3.20 \text{ g/cm}^3$ (Tabla 01). En consecuencia, la densidad tiende aumentar a medida que disminuye la acidez de las rocas, por lo cual existe un aumento de densidad desde los cuerpos rocosos ácidos a los cuerpos rocosos básicos (Kearey *et al.*, 2013).

Tabla 1 Densidades de rocas más comunes. Tomada de DOBRIN y otros 1988.

Litología	ρ Rango cgs	ρ Promedio cgs	ρ Rango SI	ρ Promedio SI
Ígneas Básicas	2.09 – 3.17	2.79	2090 - 3170	2790
Ígneas Ácidas	2.40 – 3.10	2.74	2400 – 3100	2740
Metamórficas	2.36 – 2.90	2.70	2360 – 2900	2700
Lutita	2.3 – 3.11	2.61	2300 – 3110	2610
Arenisca	1.93 – 2.90	2.54	1930 – 2900	2420
Caliza	1.77 – 2.45	2.42	1770 – 2450	2420
Dolomita	1.61 – 2.76	2.32	1610 - 2760	2320

2.2 Método Magnético

El método magnético es la técnica geofísica más antigua y una de las más utilizadas para explorar el subsuelo, ya que es una herramienta fácil y económica de aplicar a una amplia variedad de problemas de exploración del subsuelo que involucran variaciones en las propiedades magnéticas de las rocas presentes en el subsuelo. Las mediciones magnéticas se obtienen electrónicamente midiendo la precesión de partículas atómicas que es proporcional al campo magnético terrestre, la aplicación exitosa de este método requiere una comprensión de los principios básicos y cuidadosa recopilación, reducción e interpretación de datos, lo cual permitirá realizar interpretaciones cualitativas lo más cercanas a la realidad del subsuelo (Hinze & Von Frese, 2013).

2.2.1 Campo magnético

El campo magnético de la tierra es un vector en el espacio representado por líneas de fuerza, las cuales indican la dirección y sentido del campo, por otro lado, la intensidad del campo es representado por la distancia que separa las líneas de fuerza contiguas, asemejando el campo magnético terrestre a un dipolo.

La expresión de la fuerza magnética es obtenida por la Ley de Coulomb, para polos magnéticos cuya expresión es:

$$F = \left(\frac{m_1 m_2}{\mu r^2} \right) r_1 \quad \text{Ecuación (1.4)}$$

Donde F es la fuerza en m_2 , r es un par de vectores r_1 es un vector dirigido de m_2 a m_1 y μ es la permeabilidad del medio circundante.

Una cantidad más práctica que la fuerza magnética es la intensidad del campo magnético existente en un punto en el espacio, como resultado de la fuerza de un polo m localizado a una distancia r de la fuerza, por tanto, la intensidad del campo magnético H se define como la fuerza en una unidad de polo.

$$H = \frac{F}{m'} = \left(\frac{m}{\mu r^2} \right) r_1 \quad \text{Ecuación (1.5)}$$

Donde m' es un polo ficticio en un punto en el espacio y es un efecto del instrumento de medición. Se supone que m' no es lo suficientemente grande para perturbar el campo H en el punto de medición.

2.2.2 Elementos del campo magnético

El campo geomagnético de la tierra este compuesto por tres partes: el campo principal, el campo externo y variaciones del campo principal

- **Campo principal.** Es causado por la circulación de corrientes eléctricas en el núcleo externo, varia relativamente poco y en teoría se sugiere una fuente magnética tipo dinamo auto excitado, en el cual un fluido altamente conductivo sufre un movimiento mecánico complejo, produciendo corrientes eléctricas, posiblemente causadas por variaciones químicas y/o termales, que fluyen a través del mismo. Creando un campo magnético por la combinación de movimiento.

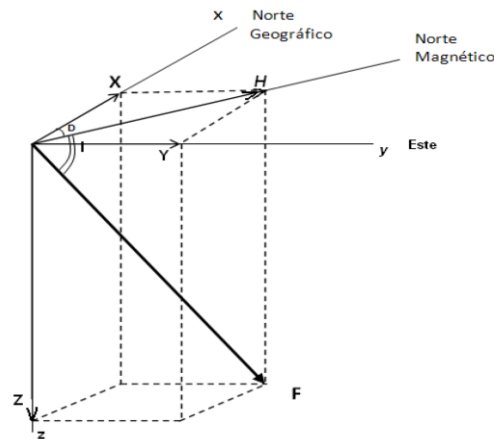


Figura 4 Elementos del campo magnético terrestre.

En la Figura 3 se puede observar que F , representa el modulo del vector de inducción magnética B y debe ser llamado intensidad total, H representa la proyección de F en el plano que forman las proyecciones (X, Y) ; denominada componente horizontal. D es la declinación y representa el ángulo formado entre H y X denominado dirección norte, se mide por el ángulo que la aguja imantada hace con la dirección geográfica N-S o E-W. La inclinación I , es el ángulo formado entre F y su proyección en el plano horizontal (X, Y) , I se mide positivo por debajo de este plano.

- **El campo externo.** Es una pequeña fracción del campo principal que varia rápidamente, es cíclico, parcialmente aleatorio y se origina en el exterior de la tierra. Es asociado con

las corrientes eléctricas en capas ionizadas de la atmósfera y sus variaciones en tiempo son mucho más rápida que para el campo magnético permanente.

- **Variaciones del campo principal.** Son relativamente constantes en tiempo y espacio, son causadas por anomalías magnéticas locales cercanos a la superficie terrestre. Estas anomalías son causadas por el contraste de magnetización entre el cuerpo y su entorno, la forma de la anomalía depende de la geometría y profundidad del cuerpo que la origina al igual que de la orientación, la intensidad y la dirección del campo magnético que varía con la ubicación geográfica (*Lowrie, 2007*).

La unidad empleada en mediciones del campo magnético es nanoTesla (nT), donde $1 \text{ gauss} = 10^{-4} \text{ T}$; comúnmente en exploración geofísica se utiliza el gamma(γ) que equivale a $10^{-5} \text{ gauss} = 1 \text{ Tesla}$, esto debido a que las variaciones generadas sobre el campo magnético por efecto de cambios en la corteza terrestre se mantienen en ese orden (*Lowrie, 2007*).

2.2.3 Campo de referencia geomagnético internacional IGRF

El campo de referencia geomagnético internacional (*IGRF*), fue introducido por la Asociación Internacional de Geomagnetismo en 1968, y corresponde a una serie de modelos matemáticos del campo magnético terrestre principal y de su variación secular, representados mediante en funciones continuas, denominados armónicos esféricos.

El IGRF permite calcular el campo magnético normal en función de la intensidad y dirección, representando lo que en gravimetría es la gravedad teórica, con la diferencia que el campo magnético no es simétrico y varía con el tiempo. Frecuentemente es usado en los estudios del interior de la tierra (corteza, ionosfera y magnetosfera); para medir el componente de longitud de onda larga mediante un modelo matemático que refleja el valor del campo geomagnético en cualquier punto de la tierra (*Lowrie, 2007*). Debido a que el campo geomagnético varía con el tiempo, su modelo matemático también va variando, por lo tanto los coeficientes y las variaciones seculares son recalculados cada cinco años.

2.2.4 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es una propiedad de los materiales que permite describir la forma y el grado de magnetización de cualquier material al ser colocado en un campo magnético, para la mayoría de los materiales la susceptibilidad es muy pequeña incluso puede ser negativa (materiales diamagnéticos) o positiva (materiales paramagnéticos).

La presencia de anomalías magnéticas esta ligada a la susceptibilidad magnética de las rocas, la cual depende de la presencia de materiales ferromagnéticos alojados en el subsuelo, los cuales generalmente se encuentran relacionados con rocas del basamento ígneo/metamórfico que generalmente se encuentran suprayaciendo las unidades de sedimentos. Las rocas ígneas de afinidad básica son altamente magnéticas, sin embargo, su proporción de magnetita tiende a disminuir con el incremento de la acidez, lo cual indica que las rocas acidas, aunque presentan un comportamiento magnético variable. Presentan comúnmente menos magnetismo que las rocas ígneas básicas; de igual manera las rocas metamórficas presentan un carácter magnéticos variable producto de las diferentes condiciones bajo las que fueron formadas y las rocas sedimentarias se consideran no magnéticas (Kearey *et al.*, 2013). De tal manera que el rango de amplitud de las anomalías magnéticas puede ser muy variada, desde pocas decenas de nT como en basamentos metamórficos, a varios cientos de nT en intrusiones básicas y las mayores usualmente en zonas mineralizadas (Kearey *et al.*, 2013).

Tabla 2 Susceptibilidades magnéticas de las rocas mas comunes. Tomada de DOBRIN y otros 1988.

Litología	Rango cgs	Promedio cgs	Promedio SI
Ígneas Básicas	0.000044 – 0.009711	0.002596	0.326
Ígneas Acidas	0.000003 – 0.006527	0.000647	0.00813
Metamórficas	0 – 0.005824	0.000349	0.00439
Lutita	0.000005 – 0.001478	0.000052	0.00065
Arenisca	0 – 0.001665	0.000032	0.00040
Caliza	0.000002 – 0.000280	0.000023	0.00028
Dolomita	0 – 0.000075	0.000008	0.00010

2.3 Método Sísmico

La exploración sísmica se basa en la propagación de las ondas elásticas en el interior de la tierra, por tanto, la velocidad de propagación y la amplitud de estas ondas depende de las constantes elásticas dinámicas de las rocas y de la densidad (*Kirsch, 2009*). Existen dos tipos de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo que se propagan a través del interior de la tierra, capaces de atravesar y sondear todos los niveles de profundidad y las ondas superficiales que viajan sobre o cerca de la superficie del subsuelo, caracterizadas por baja velocidad y frecuencia, pero alta amplitud, por tanto, son catalogadas como ruidosas (*Kirsch, 2009*).

Las ondas de cuerpo que son capaces de propagarse a través de un medio elástico, se dividen en ondas P & S respectivamente. las ondas P también conocidas como ondas longitudinales o compresionales son de gran importancia tanto en la exploración sísmológica como en la exploración de hidrocarburos, y se caracterizan por presentar un movimiento paralelo a la dirección de propagación de la onda en las partículas que son perturbadas. Las ondas S se conocen también como ondas transversales, secundarias o de cizalla; donde las partículas del medio que son perturbadas presentan un movimiento perpendicular al movimiento de la onda.

2.3.1 Velocidades de ondas sísmicas

Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas (P & S) a través de los medios elásticos, están determinados por los módulos elásticos entre ellos el módulo de compresión (K), el módulo de cizalla (μ) y la densidad (ρ) del subsuelo. Puesto que las velocidades tienden a aumentar con la densidad, en este sentido la velocidad de las ondas sísmicas aumentara con la profundidad y con la edad (*Reynolds, 2011*).

El módulo de compresión (k) se define como la relación entre la presión y deformación de volumen conectada con el paso de la onda P.

$$k = vp^2 \cdot \rho - 4/3 \cdot \mu \quad \text{Ecuación (1.6)}$$

El módulo de cizalla (μ) es una medida de resistencia de un cuerpo a una deformación por corte, en contraste con el movimiento de la onda P, no ocurre cambio de volumen en la roca

durante la propagación de la onda S; en el caso de los líquidos se cumple que $\mu = 0$ por tanto $v_s = 0$.

$$\mu = v_s^2 \cdot \rho \quad \text{Ecuación (1.7)}$$

Por lo tanto, la velocidad de la onda S (v_s), depende principalmente de las propiedades de la matriz de la roca y es independiente del relleno de poros.

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{Ecuación (1.8)}$$

Mientras que la velocidad de la onda P (v_p), depende tanto de la matriz como del relleno de los poros, particularmente esta onda es sensible a la porosidad de las rocas y a la saturación de fluidos, siendo de gran utilidad e importancia en la exploración de hidrocarburos y aguas subterráneas, (*Kirsch, 2009*).

$$v_p = \sqrt{\frac{\left(\frac{k+4\mu}{3}\right)}{\rho}} \quad \text{Ecuación (1.9)}$$

La relación de v_p/v_s está determinada por la relación de Poisson (σ), donde el valor máximo de la relación de Poisson es 0.5; de tal manera que para rocas muy duras $\sigma \approx 0.05$, y para sedimentos no consolidados $\sigma \approx 0.45$.

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma}} \quad \text{Ecuación (2.0)}$$

Tabla 3 Velocidades de onda P a través de los materiales (Tomado de Reynolds, 2011).

Material	Vp (m/s)
Aire	330

Agua	1450 – 1530
Petróleo	1300 – 1400
Suelo	100 – 500
Nieve	350 – 3000
Hielo glaciario sólido	3000 – 4000
Arena suelta	200 – 2000
Arenisca	200 – 1000
Arena saturada de agua	1500 – 2000
Morrena glacial	1500 – 2700
Arena y grava cerca a superficie	400 – 2300
Arena y grava a 2 km	3000 – 3500
Arcilla	1000 – 2500
Lodos estuarinos / arcilla	300 – 1800
Aluvión de llanura de inundación	1800 – 2200
Permafrost	1500 – 4900
arenisca	1400 – 4500
Caliza suave	1700 – 4200
Caliza dura	2800 – 7000
Dolomita	2500 – 6500
Anhidrita	3500 – 5500
Sal de roca	4000 - 5500
Gypsum	2000 – 3500
Shales	2000 – 4100

Granito	4600 – 6200
Basalto	5500 – 6500
Gabro	6400 – 7000
Peridotita	7800 – 8400
Serpentina	5500 – 6500
Gneiss	3500 – 7600
Mármol	3780 - 7000
Minerales de sulfuro	3950 – 6700

2.3.2 Leyes de propagación de ondas sísmicas

Las leyes que rigen la propagación de ondas sísmicas, está gobernado por el principio de Huygens, Principio de Fermat, ley de reflexión y ley de refracción o ley de Snell, cuando se encuentran con interfaces.

2.3.2.1 Principio de Huygens

El principio de Huygens establece que cada punto alcanzado por un frente de onda actúa como origen de un nuevo frente de ondas que se extiende en todas las direcciones. Si el medio es homogéneo el frente de onda es esférico en un momento cualquiera t , luego en el tiempo $t + \Delta t$; cada uno de los frentes de onda habrá dado lugar a pequeños frentes de ondas esféricos de radio $C * \Delta t$, donde C es la velocidad del medio. Por tanto, el nuevo frente de onda, en el instante $t + \Delta t$, será la envolvente de todos los frentes de onda secundarios, por lo tanto, será una superficie esférica concéntrica. Si por el contrario el medio es heterogeneo, cada elemento del frente de onda se traslada durante el lapso Δt , pero con velocidades distintas a lo largo del frente, por lo tanto el nuevo frente de onda no será paralelo al primero (*Cantos, 1973*).

2.3.2.2 Principio de Fermat

Este principio afirma que un rayo sigue de un punto a otro el camino que produce el tiempo mínimo en su recorrido. De acuerdo a lo anterior en un medio homogéneo los rayos sísmicos

serán líneas rectas, mientras en medios heterogéneos como en medios estratificados, los rayos sísmicos serán curvas de tiempo mínimo, dado a que cada medio tendrá una velocidad distinta (*Cantos, 1973*).

2.3.2.3 Ley de Snell

Ley de Reflexión

Un rayo incide en una interfaz plana entre dos medios, donde la energía de una onda sísmica bien sea P o S, se refleja parcialmente, posteriormente el rayo incidente, la normal y el rayo reflejado están todos en un mismo plano, de tal manera que el ángulo de incidencia i_1 es igual al ángulo de reflexión (*Cantos, 1973*).

Ley de Refracción

Un rayo incide sobre una interfaz que separa dos medios con propiedades diferentes, parte de la energía se refleja en el medio y se transmite de tal manera que el ángulo con el que incide es igual al de la onda reflejada i_1 , y el ángulo de transmisión i_2 depende de las velocidades de propagación en los medios 1 & 2 al igual del ángulo de incidencia (*Cantos, 1973*).

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad \text{Ecuación (2.1)}$$

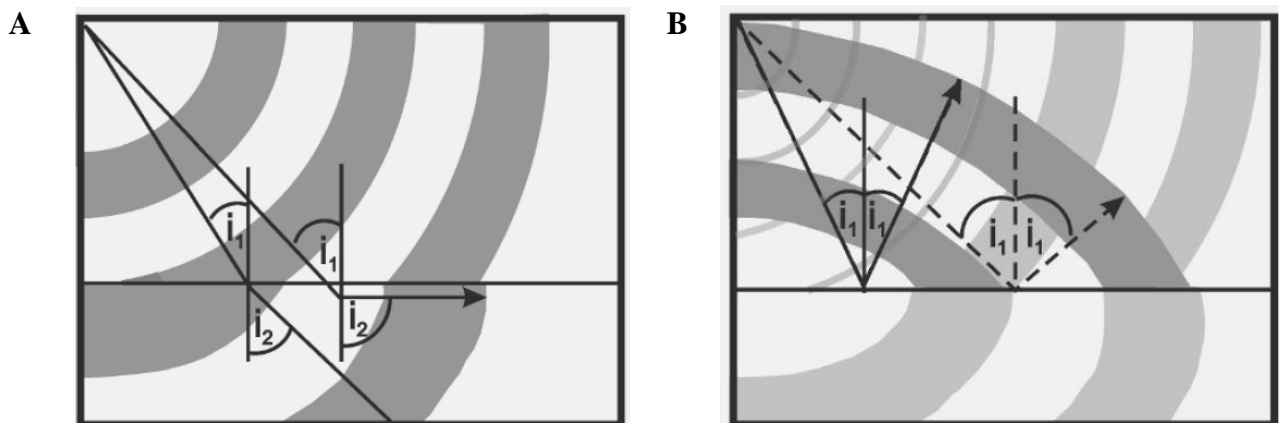


Figura 5 A) Transmisión, B) reflexión de frentes de onda en una discontinuidad sísmica plana que ilustra la Ley de Snell. Tomado de (Kirsch, 2009).

Las ondas refractadas (*Fig 2 A*) que viajan paralelas a las interfases, son generadas si la velocidad aumenta en el medio y si el rayo incidente, incide bajo un Angulo crítico $i_1 = i_c$ definido por:

$$i_c = \text{Arcsin} \frac{v_1}{v_2} \quad \text{Ecuación (2.2)}$$

Debido a que las capas están acopladas elásticamente, las ondas de cabeza se irradian hacia la pared colgante para que se pueda observar su propagación en la superficie después de cierto retraso de tiempo. Las ondas refractadas transmitidas y las ondas de cabeza son características en las mediciones de refracción sísmica, a diferencia de las ondas de cabeza que solo existen en casos que aumenta la velocidad a través de la interfaz, las ondas reflejadas se generan en cualquier interfaz donde la velocidad y/o la densidad cambian de manera discontinua. La intensidad de las señales reflejadas depende del contraste de impedancia acústica, que es el producto de la velocidad y la densidad de la capa (*Kirsch, 2009*).

Dentro de la prospección sísmica es importante tener en cuenta los tiempos de viaje y las amplitudes de las ondas sísmicas reflejadas o refractadas en los horizontes objetivo. El termino tiempo de viaje (t), se refiere al tiempo que requiere la onda para propagarse desde el punto fuente, hasta el horizonte objetivo y de regreso al receptor en superficie (*Kirsch, 2009*).

2.3.4 Reflexión sísmica

La sísmica de reflexión es una técnica ampliamente utilizada en la exploración geofísica, que permite obtener información del subsuelo controlando los tiempos de llegada de las ondas elásticas, generadas artificialmente mediante explosiones, impactos mecánicos o vibraciones cerca a superficie, posteriormente estas ondas retornan a la superficie después de ser reflejadas en las distintas interfases, para ser registradas en los geófonos ubicados en la superficie terrestre, por tanto el objetivo de este método es obtener información sobre la arquitectura interna del subsuelo y deducir información de las propiedades mecánicas de las

rocas presentes en el subsuelo, a partir de los tiempos de llegada de las ondas y extraer una imagen sísmica representativa (*Reynolds, 2011*).

3. Capítulo. Metodología

La metodología empleada en la ejecución del presente trabajo, desarrollado en la cuenca Átrato, se basó inicialmente en la compilación y procesamiento de datos aerogravimétricos y aeromagnéticos disponibles, análisis e interpretación de anomalías de campos potenciales, interpretación de resultados, integración de líneas sísmicas e información de pozos perforados en el área y artículos investigativos de uso público relevantes del área de estudio. Teniendo en cuenta lo anterior, se realizaron mapas gravimétricos y magnéticos, posteriormente, fueron extraídos los perfiles más representativos de la zona de investigación, para finalmente elaborar los modelos inversos en 2D. Aquellos modelos se integraron con líneas sísmicas 2D, las cuales fueron interpretadas previamente, con el fin de tener mayor claridad del entorno a evaluar y con ello reducir la incertidumbre. El objetivo principal de esta integración de la información, es inferir la geometría y las propiedades físicas del basamento que constituye la cuenca de interés, deducir la distribución de los espesores sedimentarios e identificar los posibles depocentros. Así mismo, dentro de esta investigación se implementó la metodología de correlación espectral, de anomalías magnéticas y gravimétricas, con el fin de modelar contrastes de densidad y susceptibilidad magnética asociadas con discontinuidades estructurales.

3.1 Compilación de datos

Los datos magnéticos y gravimétricos utilizados, fueron obtenidos de + entidades oficiales como el Servicio Geológico Nacional, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidades entre otros. En especial se solicitará la información del programa de Adquisición y procesamiento de un levantamiento Aerogravimétrico y Aeromagnético sobre el pacífico colombiano, contrato N°075, realizado por Carson Helicopters Inc. (Aerogravity Division) para la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH. 2006). Los reportes geofísicos del estudio en mención están disponibles al público en el portal de la ANH (www.anh.gov.co) en donde se describe que se adquirieron a una altura de vuelo promedio de 1280 msnm, sobre una malla de vuelo de 7.5 km x 10 km, para un área total de 19499 kilómetros. Es importante aclarar que dentro del presente proyecto solo se tendrán en cuenta los datos correspondientes a las subcuencas Átrato ubicadas en el sector Norte del Litoral Pacífico.

La información gravimétrica obtenida cuenta con un total de 347.577 estaciones de observación adquirida a una altura de 1289 msnm, la data incluye información del modelo digital del terreno, valores de Anomalía de Aire Libre, Anomalía de Bouguer Simple y Anomalía de Bouguer Total, teniendo en cuenta densidades de reducción de 2.30 g/cm^3 y 2.67 g/cm^3

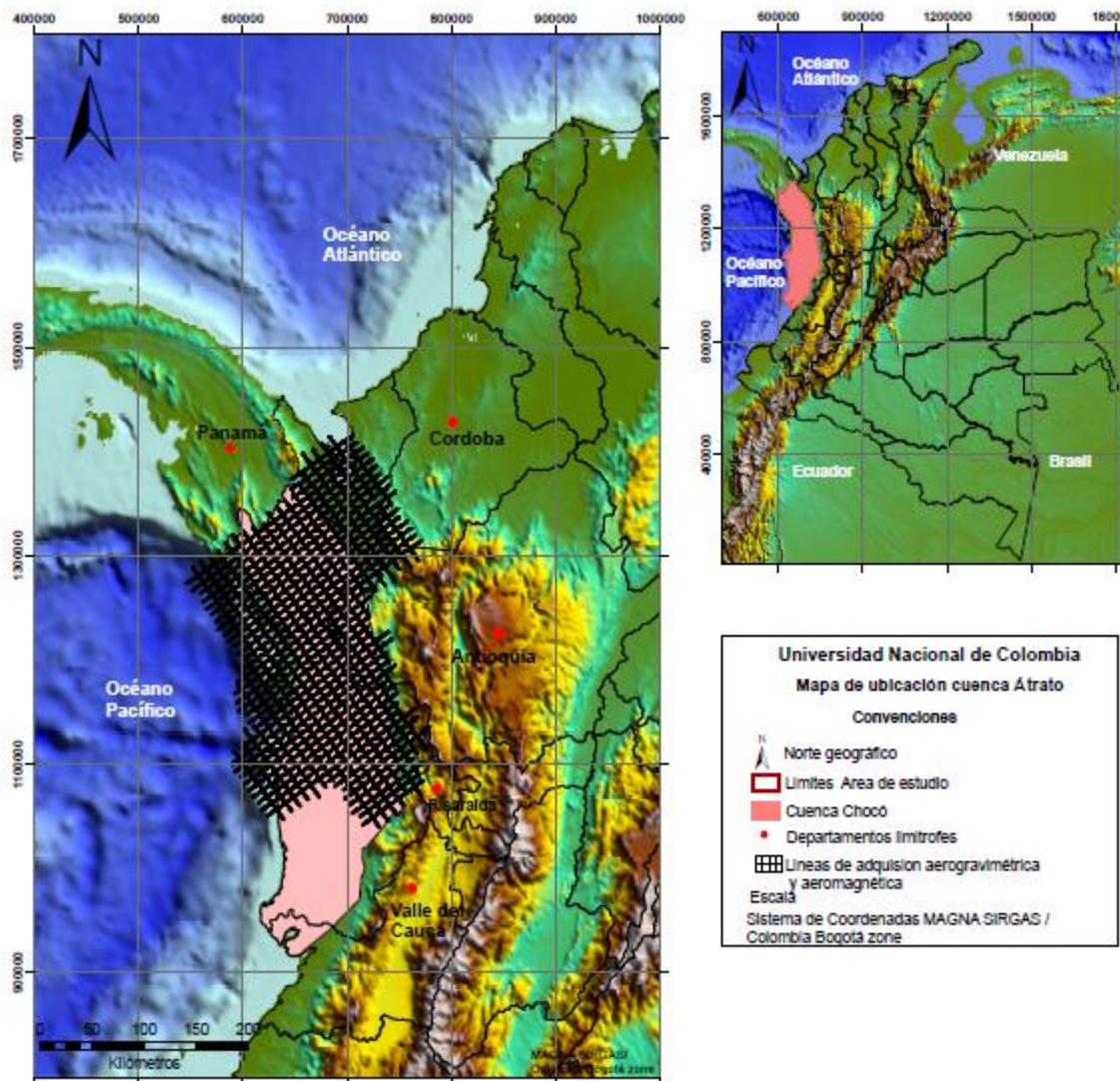


Figura 6. Mapa de adquisición aerogravimétrica y Aeromagnética sobre litoral pacifico.

Tabla 4 Especificaciones de la base de datos gravimétrica, adquirida por Carson 2006. (sistema de coordenadas proyectadas. Datum: Magma-Sirgas/Colombia Bogotá zone).

Información base datos	Mínimo	Máximo	Promedio
X	443222.5	767120.30	
Y	620103.90	1409950.0	
DTM(Z)	-3358.85 m	2879.79 m	75.39 m
Anomalía de aire libre	-82.88 mGals	259.93 mGals	36.07 mGals
Anomalía de Bouguer Total (2.30 gr/cm ³)	-67.79 mGals	146.39 mGals	26.84 mGals
Anomalía de Bouguer Total (2.67 gr/cm ³)	-68.46 mGals	147.07 mGals	26.02 mGals

La base de datos de magnetometría se encuentra conformada por 780 estaciones, las cuales brindan información de la ubicación y los valores de intensidad magnética total, los cuales se encuentran previamente procesados.

Tabla 5 Especificaciones de la base de datos magnética, Carson 2006, (sistema de coordenadas proyectadas. Datum: Magma-Sirgas; /Colombia Bogotá zone).

Información base datos	Mínimo	Máximo	Promedio
X	697948.90	731236.09	
Y	1066730.3	1091059.3	
DTM(Z)	51.76 m	160.98m	102.72 m
Intensidad Magnética Total	30979.17 nT	31091.77nT	31030.14nT

3.2 Procesamiento de datos

Con la información previamente compilada y estandarizada se procedió a interpolar los datos gravimétricos y magnéticos en el software Oasis Montage, versión 8.4 de Geosoft, bajo el método de mínima curvatura con un tamaño de grilla 2500metros x 2500 metros, con el fin de evaluar y visualizar los datos de la mejor manera en superficies suavizadas con los valores más cercanos a los datos originales, el sistema de coordenadas empleado es Magna Sirgas / Colombia Bogotá zone.

Se generaron mapas temáticos de gravimetría y magnetometría del área de interés, en los cuales se incluyó barras de colores explicativas, contornos de isovalores, sistemas de georreferenciación y leyendas. Posterior a la generación de mapas temáticos se procedió a

realizar el modelamiento gravimétrico y magnético directo e inverso en la aplicación de GM-SYS del sistema grafico Geosoft Oasis Montaj, versión 8.4.

3.3 Interpretación

Los diferentes mapas temáticos y modelos de anomalías gravimétricas y magnéticas generados se interpretaron cualitativamente con el fin de inferir las principales características de las fuentes causativas como formas y/o geometrías, posiciones, lineamientos que probablemente estén asociados con los rasgos geológicos y las discontinuidades estructurales que tengan mayor aproximación, de igual manera se realizó interpretaciones cuantitativas, apoyadas en algoritmos matemáticos los cuales permitirán deducir la respuesta geofísica de la distribución de la masa en el subsuelo en términos de profundidad y extensión, cercanos la realidad del subsuelo.

3.4 Validación de resultados

Los resultados obtenidos en las fases de procesamiento e interpretación se integraron con información de sísmica 2D y posteriormente validados con datos de pozos perforados en las subcuencas de interés, con el fin de soportar el modelo geofísico propuesto. La información sísmica y los datos de pozos se solicitaron de manera formal ante entidades oficiales como Servicio Geológico Colombiano y Agencia Nacional de Hidrocarburos.

4. Capítulo. Modelamiento Directo de Anomalías de Campos Potenciales.

El modelamiento directo de anomalías de campos potenciales, consiste en la construcción de un modelo teórico compuesto por características geológicas y propiedades físicas de las rocas de interés presentes en el subsuelo. Dichas características deben ser lo más cercano al objetivo a evaluar ya que las propiedades físicas de densidad específica y la susceptibilidad magnética, juegan un papel muy importante en el modelamiento de estructura interna de la tierra, permitiendo inferir la distribución de las anomalías en el subsuelo y patrones geológicos de las fuentes de interés, propias del área de estudio como tamaño, posición, geometría, litología, margen y profundidad (*Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., and Saad, A.H., 2013*).

A través del modelamiento directo, se realizan soluciones numéricas iterativas, con el fin de reconstruir el cambio de masa que se ajuste al cambio de masa observado, la implementación del modelamiento directo se suele utilizar cuando los cambios de masa son conocidos, de acuerdo a las localizaciones geográficas, los cuales en la mayoría de veces corresponde a regiones definidas en el continente, para lo cual se debe especificar un modelo inicial de cambio de masa. El proceso se detiene cuando la diferencia entre la anomalía observada y la predicción del modelo directo, después de un número (n) de iteraciones, coincide lo suficiente con la anomalía.

A través del modelamiento directo, se pretende asociar el modelo hipotético con los datos geofísicos, por tanto inicialmente se calculan anomalías de los cuerpos presentes en el subsuelo, que posteriormente son comparadas con las anomalías observadas, lo cual permite apreciar contrastes entre sí, y con ello ajustar las anomalías teniendo en cuenta la geología y ambiente tectónico del área, permitiendo inferir similitudes entre sí. (*Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., and Saad, A.H., 2013*). Debido a que las medidas de gravedad y campo magnético no proporcionan una medida única de la distribución en el interior de la tierra, existen muchas distribuciones diferentes de estas propiedades, que pueden dar la misma distribución superficial de estas anomalías, sin embargo es importante tener en cuenta que el nivel

ambigüedad, puede ser reducido con base en la experiencia de interprete en el entorno, sin embargo nunca puede ser eliminado por completo. (*Reynolds, M. J., 2011*)

A través de los modelos directos se obtienen un conocimiento previo del área a investigar, a partir de interpretaciones cuantitativas, que permiten definir la geometría, forma, tamaño, profundidad y extensión horizontal de los cuerpos de interés presentes en el subsuelo que serán evaluados.

Los modelos directos propuestos se realizaron en el programa Oasis Montaj de Geosoft, específicamente en la extensión GM-SYS, usando el modelo matemático de mínimos cuadrados. A continuación, se ilustrarán una serie de modelos directos, los cuales tienen características cercanas a la distribución tectónica y geológica del área de investigación. Así que, se incluirá modelo de cuencas sedimentarias, arcos de islas, zona de subducción tipo andino y el modelo teórico de la cuenca Atrato.

La subcuenca Átrato se encuentra localizada al Noroccidente de Colombia, dentro del denominado bloque Norandino (*Garzón Varón, F., 2012*), el cual está en interacción con la placa Nazca y la placa sudamericana. Siendo el margen activo una interacción superficial; Y el bloque una delimitación de la ANH. El bloque Norandino, (*Garzón Varón, F., 2012*), forma parte de la cordillera occidental de Colombia y fue acrecionado sobre el margen continental de la cordillera central (*Cediel 2011*); por lo tanto es una región sometida a una intensa deformación, con preservación de algunos rasgos estructurales y geológicos, como: cuencas sedimentarias, arcos de islas, arcos volcánicos, zonas de subducción tipo andino. Los cuáles serán representados a continuación, a través de modelos directos, donde se evaluara las probables estructuras causantes de las respuestas gravimétricas y magnéticas.

Para la evaluación de las respuestas gravimétricas y magnéticas de los modelos hipotéticos, se tuvieron en cuenta los siguientes aspectos:

- Con previo conocimiento geológico y revisión bibliográfica, se asumieron valores de densidad y susceptibilidad magnética promedio, en unidades del sistema c.g.s (centímetro-gramo-segundo). Para la densidad g/cm^3 y la susceptibilidad magnética se considera un parámetro adimensional.

- Los perfiles se construyeron con orientación perpendicular a la dirección de las estructuras.

En la Tabla 6, se observan la relación de densidad en rangos y en valores promedios de los diferentes tipos de rocas, en unidades del sistema C.G.S (centímetro-gramo-segundo) y SI (Sistema Internacional de Medidas).

Tabla 6 Densidades de los materiales litológicos mas comunes (Reynolds, 2011). Los cuadros rojos destacan la densidad de las rocas aflorantes en el área de investigación y las reportadas por Garzón Varón, F., 2012, sobre la serranía de Abibé y en las costas del Golfo de Urabá, como rocas del Batolito de Mandé y el Complejo Santa Cecilia – La Equis.

Clase de la 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
Esquistos	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

Así mismo en la Tabla 7, se observan los rangos de susceptibilidad magnética de algunas rocas, en unidades del sistema C.G.S (centímetro-gramo-segundo) y SI (Sistema Internacional de Medidas).

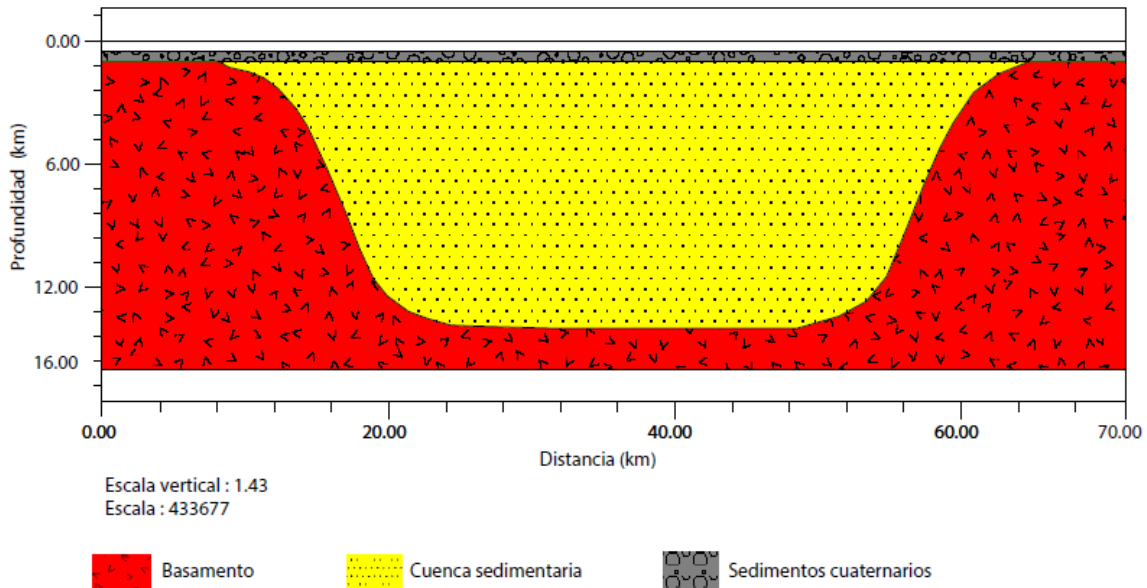
Tabla 7 Susceptibilidad magnética de algunas rocas comunes (Reynolds, 2011). Los cuadros rojos corresponden a la susceptibilidad magnética de las rocas aflorantes en el área de investigación y las reportadas por Garzón Varón, F., 2012, sobre la serranía de Abibé y en las costas del Golfo de Urabá; como rocas del Batolito de Mandé y el Complejo Santa Cecilia – La Equis

Clase se roca	Rango - CGS	Rango - SI
Peridotita	7599.63 - 15597.17	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	-4.49	-22.5 a +44

4.1 Modelo directo de cuenca sedimentaria.

Una cuenca sedimentaria, es una región en la corteza terrestre donde se genera un hundimiento, asociado a procesos tectónicos, creando un espacio de alojamiento para una acumulación importante de sedimentos. Generalmente, las cuencas sedimentarias pueden tener cualquier forma y tamaño, desde cientos de metros a kilómetros de espesor y área. (Meade, C., Bowen, V., *National Research Council 1997. The Dynamics of Sedimentary Basins*)

Teniendo en cuenta las características más representativas de la cuenca de interés, la cuenca Atrato, a continuación, se presentan dos modelos hipotéticos con sus respectivas respuestas gravimétricas y magnéticas para dos cuencas sedimentarias de diferente geometría pero igual profundidad. Los dos modelos se elaboraron a lo largo de una extensión lo mas cercano al área de estudio en sentido Este - Oeste de 70 km, para un total de 71 estaciones con intervalos de 1 km, con un espesor de sedimentos que varía de 14 km a 8 km, un basamento cristalino de afinidad oceánica con densidad de 2.99 g/cm^3 y una susceptibilidad magnética de $0.008 \times 10^{-3} \text{ SI}$, y un relleno sedimentario con densidad de 2.35 gr/cm^3 & 2.1 gr/cm^3 para la capa superior de sedimentos no consolidada. La intensidad de campo magnético total, tomada para ambos modelos es de 31108 nT y una inclinación magnética de 90° .



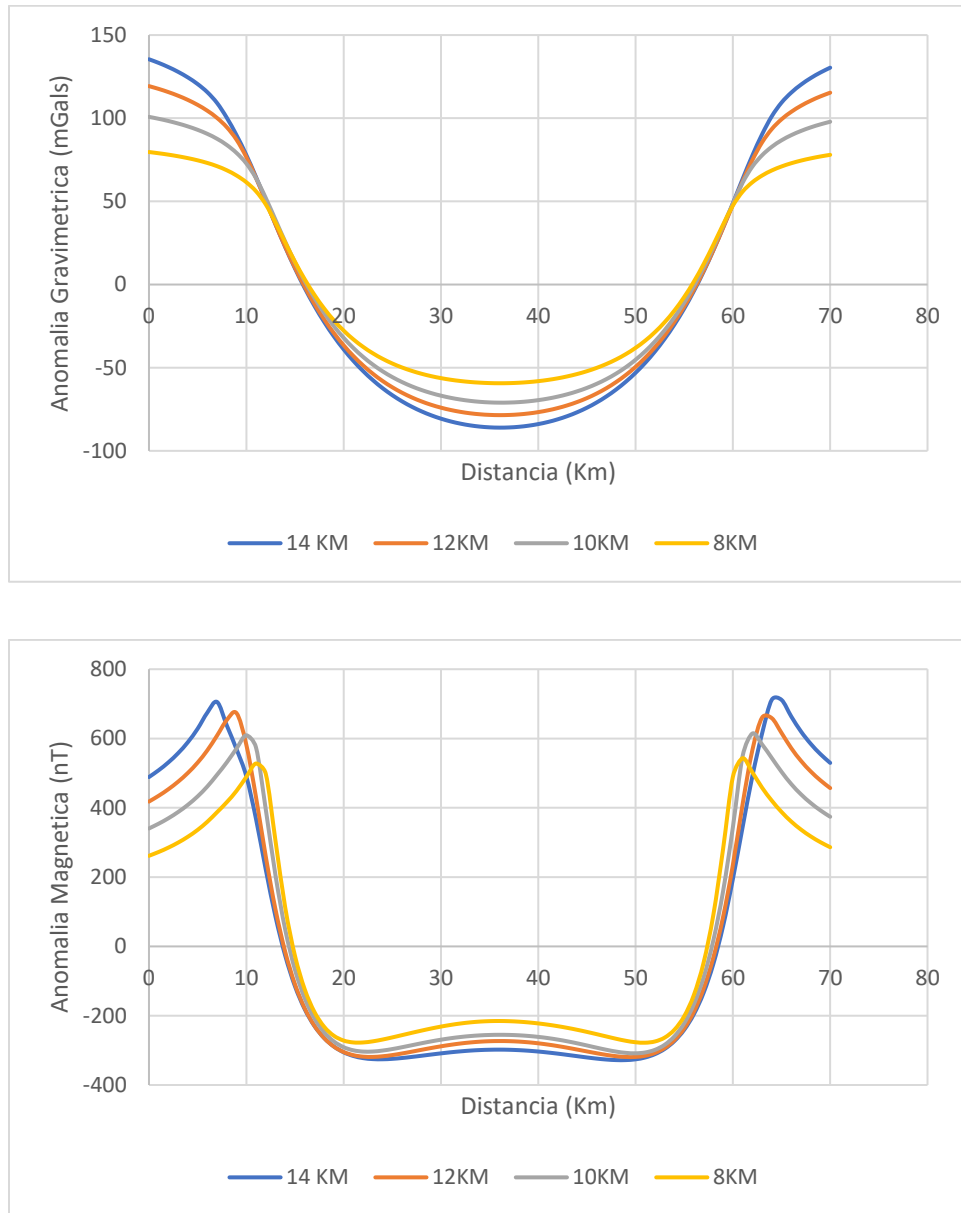
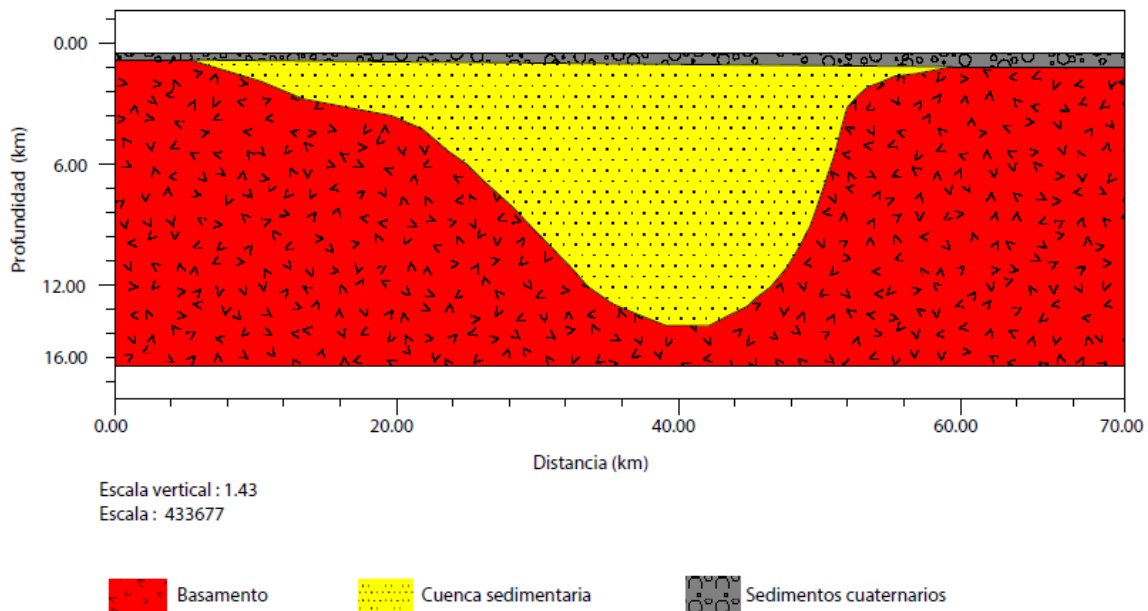


Figura 7 Modelo teórico de una cuenca sedimentaria geométrica de 14 km de espesor, con sus respectivas familias de soluciones gravimétricas y magnéticas calculadas en el software Oasis Montaj de Geosoft.

El modelo hipotético de cuenca sedimentaria propuesto en la figura 7, considera una cuenca simétrica, cuya profundidad varía entre 14 km, 12 km, 10 km & 8 km respectivamente, con

dos unidades geológicas: Una secuencia de rocas sedimentarias y un basamento de afinidad básica. Las anomalías gravimétricas, muestra una respuesta negativa de hasta -86.03 mGals, asociada al lugar donde el basamento de afinidad básica u oceánica, es más profundo y por ende donde existe una mayor acumulación de rocas sedimentarias. De igual manera las anomalías magnéticas presentan valores desde -277.97 nT, relacionado con la acumulación de sedimentos de carácter no magnético. De acuerdo a lo anterior, se infiere que las anomalías gravimétricas y magnéticas, representan la geometría de la cuenca y las propiedades físicas de baja densidad y baja susceptibilidad magnética, de los sedimentos suprayacentes.



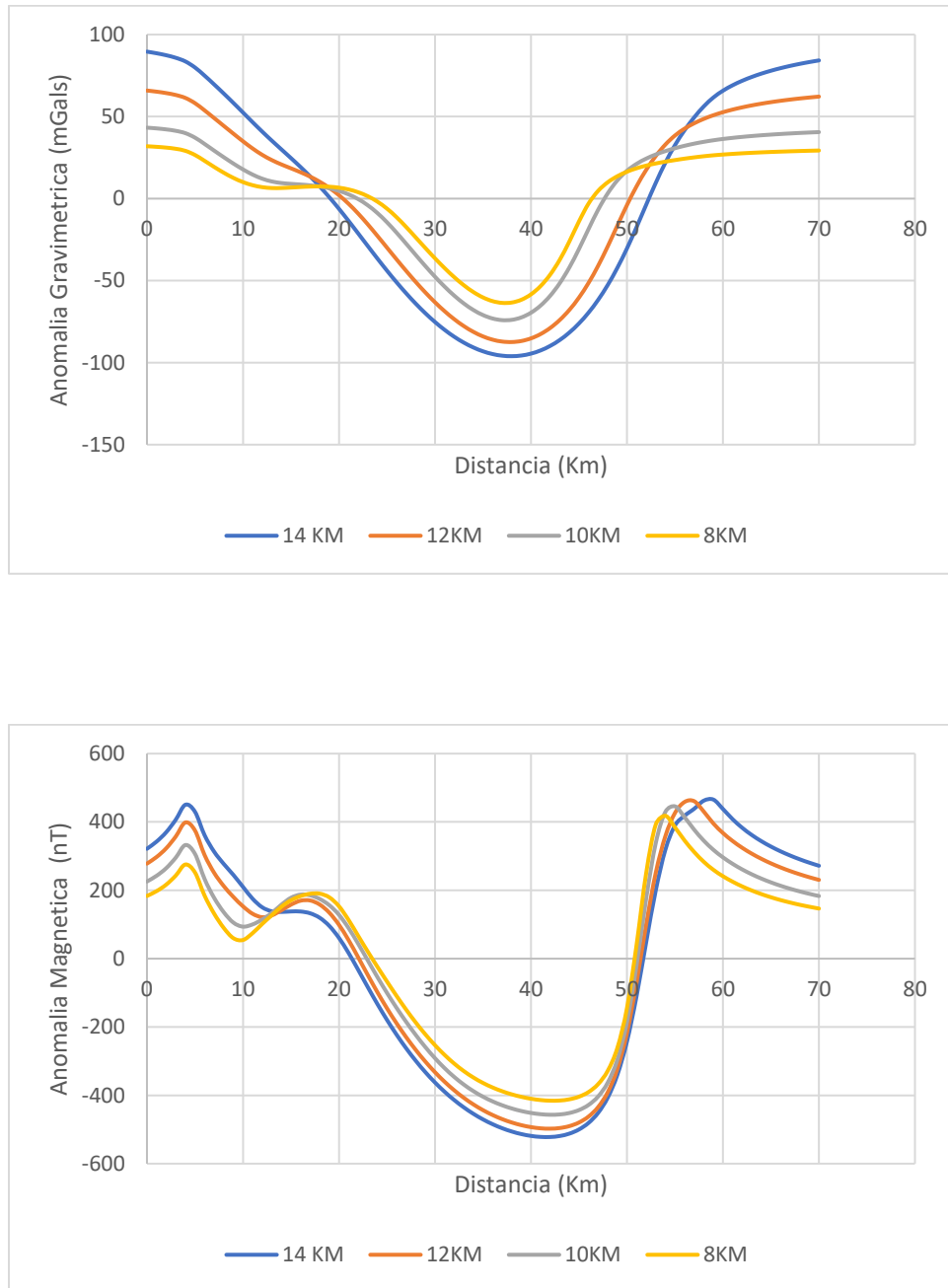


Figura 8 Modelo teórico de una cuenca sedimentaria asimétrica de 14 km de espesor, con sus respectivas familias de soluciones gravimétricas y magnéticas calculadas en el software Oasis Montaj de Geosoft.

Así mismo se realizó un modelo hipotético de una cuenca asimétrica (ver figura 8), con las mismas características mencionadas para la cuenca geométrica (ver figura 05). Sin embargo, esta cuenca presenta un flanco con mayor pendiente, en la región oriental, aplicable a una zona de subducción, lo cual es apreciable dentro de la familia de soluciones tanto gravimétricas como magnéticas, ya que se observa claramente la variación de la profundidad y la forma de la cuenca. En este caso los valores mínimos de anomalía gravimetría son de -96.06 mGals, relacionado con el contraste de densidad entre el basamento de afinidad básica y el relleno sedimentario de la cuenca; sin embargo, los valores de anomalía magnética, varían desde -415.68 nT hasta -521.95 nT, ya que están en contacto rocas de afinidad oceánica con rocas sedimentarias, cuya susceptibilidad magnética es igual o muy cercana a cero, en comparación con las rocas del basamento magnético.

4.2 Modelo Directo Cuenca de Átrato

La subcuenca Atrato, corresponde a una cuenca antearco onshore, altamente tectonizada, localizada en el sector Noroccidental del Pacífico colombiano, en el margen convergente de la placa Nazca y bloque Norandino (*Garzón Varón, F., 2012*). Dicha cuenca representa una de las estructuras geológicas más enigmáticas desde el punto de vista geodinámico, debido a la interacción de diferentes procesos tectónicos que han tenido lugar en el desarrollo de la misma. El basamento de la cuenca corresponde al Terreno el Paso y Terreno Baudó, ígneo-sedimentario de afinidad oceánica. De acuerdo con Cediél 2011, corresponde a basaltos y diabasas ofiolíticas fuertemente fracturados, con intercalaciones de lutitas y chert, cuya edad oscila entre cretáceo superior al paleoceno. Suprayaciendo esta unidad se encuentra una acumulación de sedimentos, compuesta por seis unidades litoestratigráficas, depositados en un ambiente marino con menor influencia transicional y continental, de edad eoceno a plioceno, con espesor aproximado a 3048 m. (*Cediél, 2011*).

Hacia el Este de la subcuenca Atrato, se conocen dos suturas tectónicas regionales de gran relevancia, la sutura Garrapatas-Dabeiba y la sutura San Juan – Sebastián, correspondientes a sistemas de fallas transcurrentes laterales con tendencia NE (*Cediél, 2011*). La sutura Garrapatas-Dabeiba, se caracteriza por la acreción de las rocas volcánicas y sedimentarias de

origen oceánico del complejo Santa Cecilia – La equis con las rocas volcano-sedimentarias oceánicas del Terreno Cañas Gordas y la sutura San Juan – Sebastián, se distingue por la colisión del Terreno El Paso con las rocas del complejo santa Cecilia- la equis.

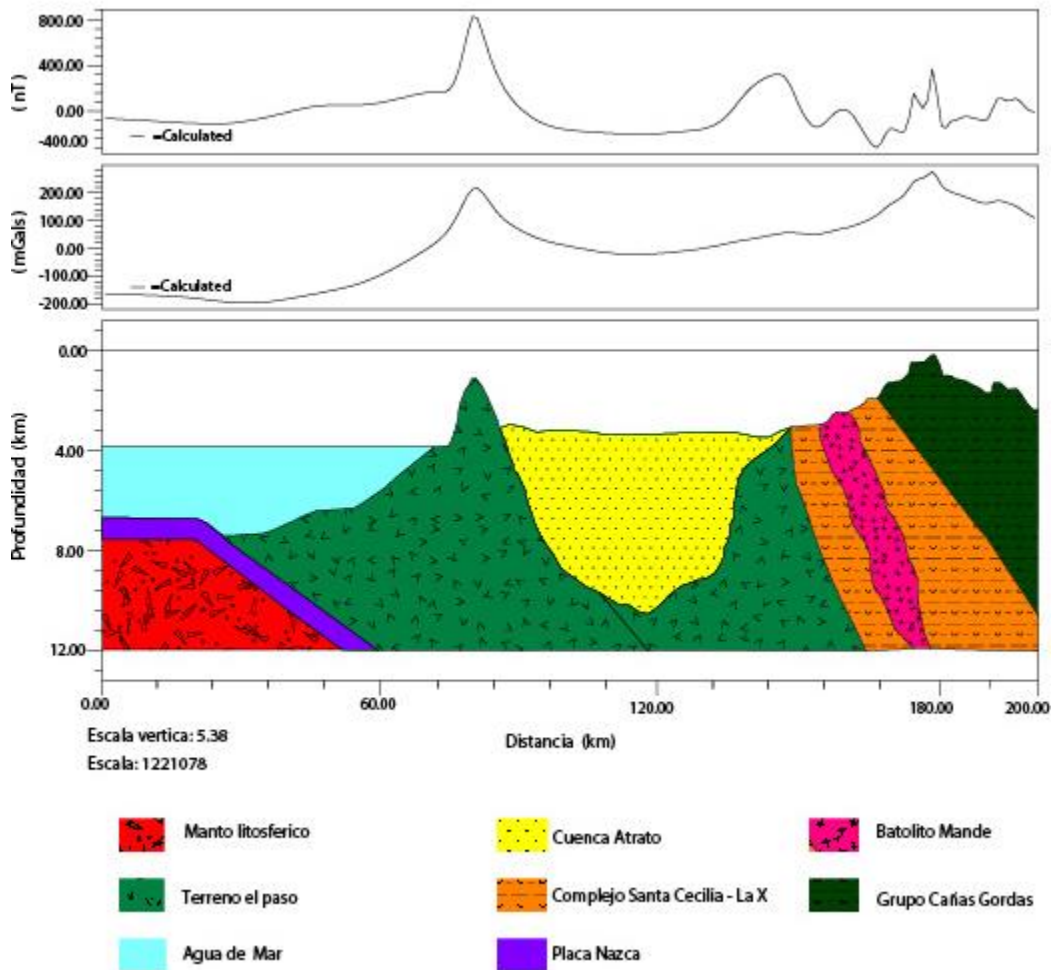


Figura 9 Modelo teórico de la cuenca Atrato con sentido E –W, en el cual se ilustra la respuesta gravimétrica y magnética de los eventos tectónicos más representativos del área, como cuenca Átrato, terreno Baudó, terreno el Paso, sutura San Juan – Sebastián, complejo santa Cecilia – la equis, sutura Garrapatas-Dabeiba y formación Barroso. Tomado de Cediel 2011.

En la figura 9, se observa la respuesta gravimétrica y magnética del modelo hipotético de la cuenca Atrato, propuesto por Cediel 2011; modelado en una extensión de 200 km, en sentido E-W y una profundidad de 12 km, para un total de 201 estaciones en intervalos de 1 km. las

densidades usadas fueron 3.0 gr/cm^3 para la placa Nazca, que se encuentra subduciendo hacia el manto con una densidad de 3.2 gr/cm^3 , 1.027 gr/cm^3 para el agua de mar, 3.0 gr/cm^3 para el alto gravimétrico y magnético del terreno Baudó en contacto con el Terreno el Paso, 2.5 gr/cm^3 para los sedimentos de la cuenca Atrato, así mismo, hacia el margen oriental, se tiene el complejo Santa Cecilia- La equis con densidad de 2.5 gr/cm^3 , intruído por el batolito de Mandé con densidades que oscilan entre 2.6 gr/cm^3 & 2.65 gr/cm^3 , finalmente se tiene la formación Barroso con densidad de 2.7 gr/cm^3 . Así mismo, los valores de susceptibilidad magnética usados en el modelo fueron, para la placa que esta subduciendo $0.009 \times 10^{-3} \text{ SI}$, para el terreno el Paso y el Terreno Baudó $0.008 \times 10^{-3} \text{ SI}$ respectivamente y para el batolito de Mandé y la formación Barroso $0.006 \times 10^{-3} \text{ SI}$. La intensidad del campo magnético total usada fue de 31108 nT , con una inclinación de 90° .

Las anomalías gravimétricas y magnéticas arrojadas por el modelo (*ver figura 9*), permiten deducir que la litosfera oceánica en subducción en este caso la placa Nazca exhibe los valores mínimos de gravimetría -173.75 mGals y magnetometría -86.21 nT , así mismo el modelo permite identificar los máximos valores gravimétricos y magnéticos del terreno Baudó en contacto con el Terreno el Paso, presentando un pico de anomalía positiva gravimétrica de 215.10 mGals , y un pico de anomalía magnética de 811.74 nT , puesto que las rocas presentes en el sector, son principalmente de afinidad oceánica con alto contenidos con minerales ferromagnesianos, que corresponden principalmente a basaltos y diabasas, pertenecientes al basamento de la cuenca Atrato, dicha cuenca es caracterizada por presentar un bajo gravimétrico y magnéticos con anomalías negativas de gravimetría -24.69 mGals y magnetometría -204.46 nT . Por otro lado hacia el margen oriental del modelo, se tienen dos eventos tectónicos de gran importancia como lo es la sutura San Juan - Sebastián, que es una zona de colisión activa entre el terreno el paso y el complejo santa Cecilia – la equis, de composición volcano-sedimentaria oceánica intruído por el batolito de Mandé de composición multifásica entre tonalita-granodiorita, monzonita-monzodiorita, gabro-diorita (*Cediel 2011*); con significativas mineralizaciones de cobre. Lo cual permite inferir anomalías representativos dentro de la anomalía magnética, -143.90 nT , en contraste la anomalía gravimétrica responde a valores positivos de 52.36 mGals . Así mismo, se observa la sutura Garrapatas – Dabeiba, en la cual está en contacto las rocas del complejo Santa

Cecilia – la equis con las rocas de la formación barroso, ambas de composición volcano-sedimentaria oceánica, correspondientes a dos eventos regionales diferentes, con anomalía gravimétrica de -189.18 mGals y anomalía magnética de -86.21 nT, separados entre si por la sutura San Juan – Sebastián y la sutura Garrapatas-Dabeiba respectivamente.

4.3 Modelo Directo Arco de Isla

Los arcos de islas se forman en la corteza oceánica, y son el resultado del descenso de la litosfera oceánica de mayor edad y mayor densidad al manto, a lo largo de una zona de subducción. Generalmente los arcos de islas son largas cadenas de volcanes activos, caracterizados por presentar una intensa actividad sísmica, ya que se encuentran a lo largo de un margen de placa convergente, son propios de márgenes oceánicos en contracción o de extensión, como es el caso del océano pacífico, donde hay un gran número de arcos de islas. (*Kearey, P., Klepeis, K.A., and Vine, F.J., 2013*).

Los principales elementos de los sistemas de arcos de isla son: trinchera, complejo de acreción, arco volcánico y cuenca antearco. La trinchera, se encuentra en zonas de subducción, donde la placa litosférica que está siendo subducida, es doblada en el manto superior por efecto de la atracción gravitatoria, generando una depresión alargada y estrecha en el fondo marino, producto de la deformación de la corteza oceánica durante la subducción. (*Gary, N., (2009). Sedimentology and stratigraphy*). El complejo de acreción, corresponde a una acumulación de sedimentos deformados y fallados provenientes del fondo oceánico y fragmentos de corteza oceánica, que han sido extraídos total o parcialmente de la placa oceánica descendente y acrecionados a la placa suprayacente (*Gary, N., 2009.*). La cuenca antearco se forma entre el arco volcánico y complejo de acreción, este tipo de cuenca se caracteriza por ser de origen marino y por presentar una depositación elongada y tranquila de cientos de kilómetros de espesor. El arco volcánico, corresponde a una cadena de arcos de islas, situados a una corta distancia de una zona de subducción activa, de una placa oceánica por debajo de otra placa oceánica, por lo general se compone de un arco magmático exterior y un arco magmático interior (*Kearey, P., Klepeis, K.A., and Vine, F.J., 2013*).

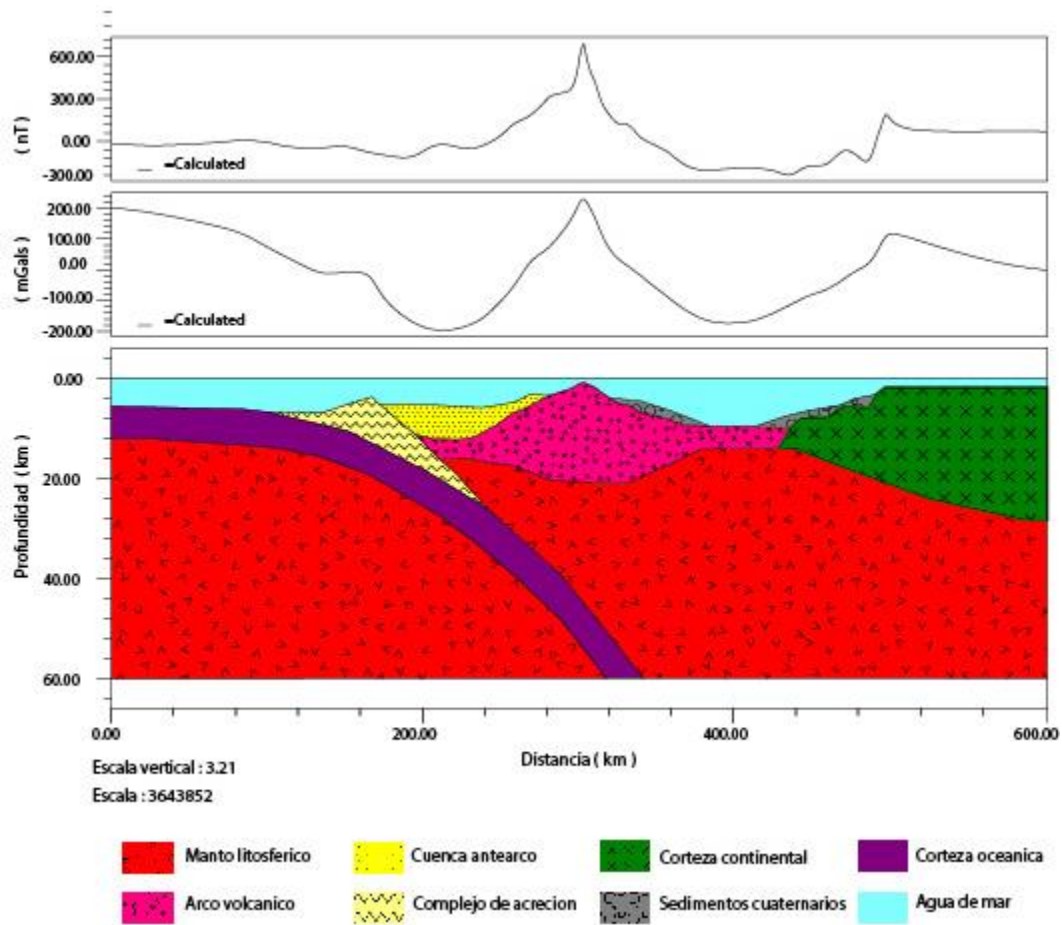


Figura 10 Respuesta gravimétrica y magnética de un modelo hipotético de margen de placa convergente, caracterizado por la interacción de dos placas oceánicas en el que se genera un sistema de arco de islas. Así mismo se ilustra los componentes mas representativos del sistema de arco de isla; trinchera, complejo de acreción, corteza continental, cuenca antearco. Tomado de sedimentology and stratigraphy by Gary Nichols.

La figura 10, evidencia la respuesta gravimétrica y magnética de un modelo directo propio de zona de subducción oceánica, con una extensión de 600 km y una profundidad de 60 km. Donde la litosfera oceánica que está descendiendo al manto, presenta una anomalía gravimétrica positiva de 200 mGals, ya que la densidad va en aumento conforme aumenta la profundidad. Por el contrario, el complejo de acreción y la trinchera evidencian anomalías

gravimétricas negativas en un rango de -41.07 mGals a -113.53mGals, resultado de la baja densidad de los sedimentos y fragmentos de corteza oceánica mezclados y deformados entre sí, con el agua de mar. Así mismo, tanto la cuenca antearco y extensional, están marcadas por valores gravimétricos negativos desde -177.33 hasta -197.55 mGals respectivamente. Sin embargo, el arco de islas producto de la subducción activa de una placa oceánica, exhibe valores positivos de 226.77 mGals, y la corteza continental evidencia valores de 108.29 mGals . De acuerdo con el perfil de anomalía gravimétrico, es posible concluir que la anomalía de gravedad tiende a aumentar hacia el arco volcánico y disminuir hacia las zonas donde se presentan cuencas sedimentarias, complejo de acreción y trinchera.

Para el perfil de anomalía magnética, se observa principalmente un patrón de gran longitud de onda y corta amplitud de onda de anomalía magnética, ya que estas anomalías dependen de la geometría de los cuerpos que las generan y de su magnetización, la cual puede ser inducida o remanente, (*Casas. A., 2016.*), y representan en gran medida cambios en el comportamiento magnético de la corteza. Con base en lo anterior, se observa que la placa oceánica descendente, la trinchera, el complejo de acreción y la cuenca antearco, exhiben anomalías magnéticas entre -20 nT y -54.37 nT, de baja frecuencia y extensa longitud de onda, las cuales son causadas en su mayoría por las rocas presentes en el basamento, de carácter magnético y que están a gran profundidad. Por el contrario, se observa que el arco de islas presenta anomalías magnéticas positivas de alta frecuencia y corta longitud de onda, alrededor de 678 nT hacia el tope, siendo este cuerpo el más somero, por otro lado la corteza continental presenta anomalías de 186.88 nT. Con base en lo anterior se infiere que el mayor contraste magnético, se localiza en el contraste de basamentos.

El modelo directo de arco de isla anteriormente expuesto, representa todos los componentes mencionados por Galvis 1980, dentro del cual la Serranía de Baudó constituye un arco de islas externo, la cuenca Atrato – San Juan, la cuenca antearco y el complejo Santa Cecilia – La Equis y Batolito de Mande, un arco interno o también llamado arco remanente (*Ver figura 10*). Dichos elementos fueron modelados con los valores de gravedad y susceptibilidad magnética, lo más cercanos a la realidad de los cuerpos rocosos existentes en el área de

interés, con una intensidad de campo magnético total de 31108 nT, y una inclinación magnética de 90°.

4.4 Modelo Directo Doble Subducción

Las rocas que conformar el basamento del borde noroccidental colombiano, denominado bloque Norandino (*Garzón Varón, F., 2012*), y/o bloque Panamá Choco, corresponden a fragmentos de rocas formada dentro de la gran provincia ígnea del caribe (CLIP), la cual consiste principalmente en una meseta oceánica y rocas de arco intraoceánico suprayacentes, que fueron acrecionados durante el cretácico, al continente suramericano (*Barbosa et al 2019*). Con base en estudios termo cronológicos, paleomagnéticos y sedimentológicos de la corteza acrecionada, se ha revelado que el CLIP choco con Suramérica durante 80-73 ma (*Cardona et al 2012; Luizieux et al 2006; Montes et al 2019; Vallejo et al 2006; Villagomez Spikings 2013; Zapata et al 2019*); de tal manera que al ser colisionado, fue acrecionado y formo el basamento de la cordillera occidental y del bloque Panamá Choco en Colombia.

En Colombia este bloque es caracterizado por rocas del complejo Santa Cecilia – La Equis, y el Batolito de Mande o también llamado Arco de Dabeiba (*Duque & Caro, 1990; Kerr et al., 1997*). Para el complejo Santa Cecilia – La Equis, la composición varia de basaltos toleiticos, andesitas, dacitas a sedimentos volcanóclasticos; y el Batolito de Mandé composicionalmente está constituido por gabro-tonalita, andesita y basaltos. Por otro lado, el origen de los Basaltos del Baudó, han sido objeto de debate por muchos años, dado a que existen muchas hipótesis al respecto, sin embargo, en investigaciones recientes, basados en estudios geoquímicos y análisis isotópicos de las rocas aflorantes en el área, se ha logrado concluir que las rocas que de la Serranía del Baudó, probablemente también se formaron en un punto caliente dentro del océano pacifico como parte del CLIP (*Ariza et al 2022*).

De acuerdo con *Barbosa et al 2019*, el complejo Santa Cecilia – La Equis, es producto de la subducción de la placa Farallones debajo del CLIP, en un ambiente de arco, generado antes de la acreción con el margen noroccidental de Colombia durante el Neógeno (*e.g., Farris et al., 2011; León et al., 2018; Montes et al., 2012a; Montes et al., 2015*), el arco de Santa Cecilia – La Equis es uno de los tres arcos independientes (complejo San Blas, complejo

santa Cecilia – la equis, complejo SW), desarrollados debajo del CLIP y que hacen parte del Arco Panamá (*Farris et al., 2011; León et al., 2018; Montes et al., 2012a; Montes et al., 2015*). Teniendo como base tendencias geoquímicos e isotópicas y características petrográficas similares, es probable que el complejo San Blas y el complejo Santa Cecilia – La Equis, sean parte del mismo arco y puedan compartir historia magmática similar, contrario con las unidades que componen el complejo SW, las cuales se cree que fueron formadas en condiciones diferentes a los dos complejos mencionados anteriormente.

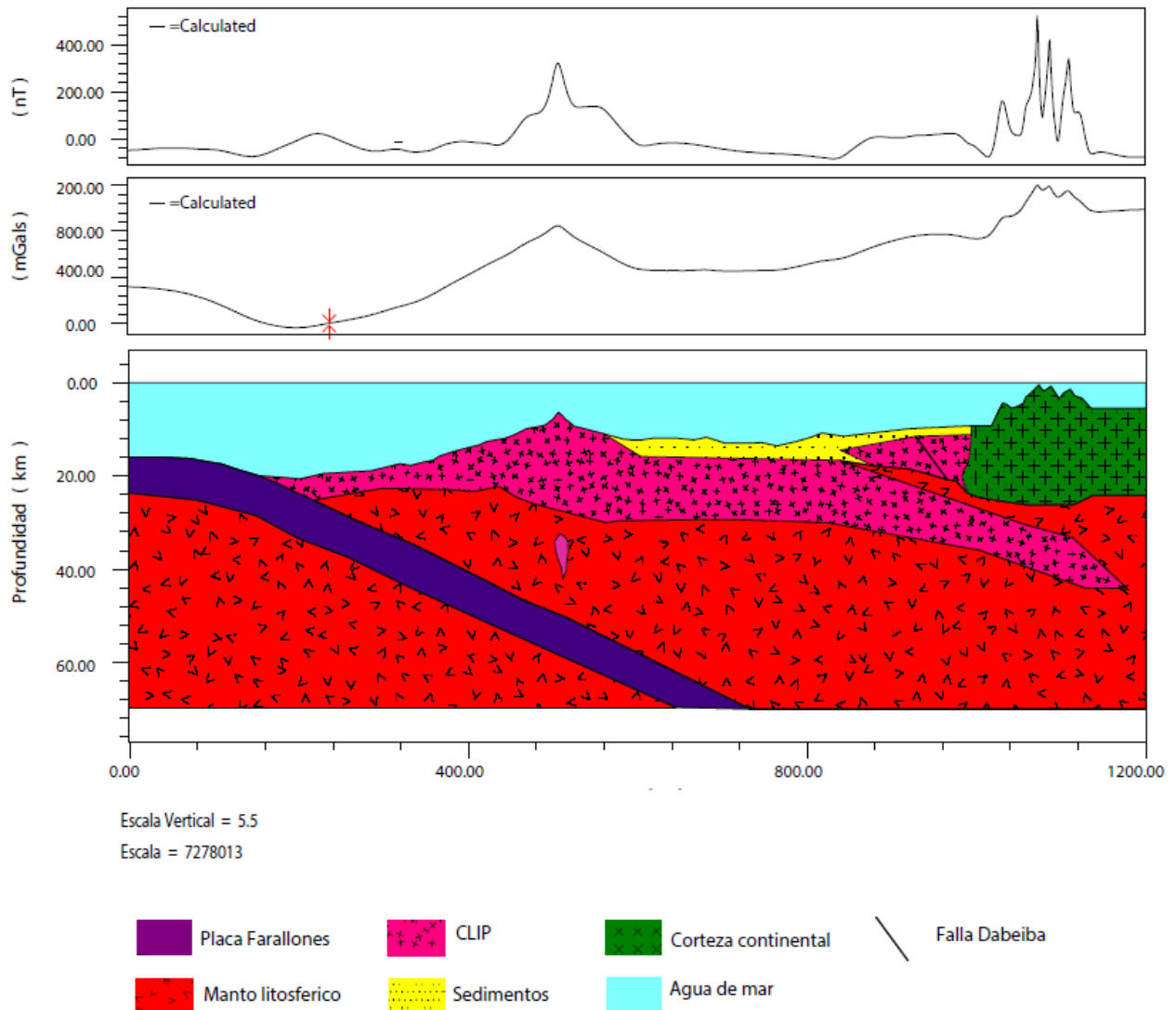


Figura 11 Respuesta gravimétrica y magnética de un modelo hipotético de subducción propuesto por Barbosa et al. 2019, caracterizado por la interacción de la placa Farallones y la gran provincia ígnea del caribe (CLIP). (Tomado y modificado de Barbosa et al 2019).

La figura 11, representa un modelo teórico de subducción, entre la placa Farallones y y la gran provincia ígnea del caribe (CLIP), en el Noroccidente Colombiano. El modelo en mención, fue construido con una extensión de 1200 km, para un total de 1201 estaciones con intervalos de 1 km y una profundidad de 70 km. la intensidad del campo magnético total tenido en cuenta fue de 31108 nT, y una inclinación de 90°. Las densidades empleadas fueron de 3.2gr/cm³ para el manto, 3.0 gr/cm³ para la corteza oceánica subduciendo en este caso la placa Farallones, 2.9 gr/cm³ para la provincia ígnea del Caribe (CLIP), 2.65 gr/cm³ para la corteza continental, 2.1 gr/cm³ para los depósitos y 1.027 gr/cm³ para el agua mar. Los valores de susceptibilidad magnética utilizados para las placas oceánicas fueron respectivamente de 0.009X10⁻³ SI para la placa Farallones y 0.008X10⁻³ SI para el CLIP, y para la corteza continental 0.006 X10⁻³ SI.

De acuerdo al perfil de anomalía gravimétrica obtenido del modelo hipotético de subducción propuesto por Barbosa 2019, se infiere que la placa litosférica descendente de origen oceánico, correspondiente a la placa Farallones, representa anomalías de gravedad entre 314.0 mGals & -27.61 mGals. Posteriormente se tiene el remanente de la provincia ígnea del caribe (CLIP), caracterizada por presentar valores mínimos negativos de -47.73 mGals y valores máximos positivos de 777.11 mGals, seguido de los depósitos sedimentarios de origen continental depositados en proximidades del CLIP, cuya profundidad de 4 km y con valores de anomalía gravimétrica positiva de 414.99 mGals. Finalmente, se observa el arco volcánico de origen continental, el cual estaría representando la cordillera central de Colombia, el cual exhibe los máximos valores gravimétricos entre +1119.11 mGals & +1078.88 mGals. Con base en lo anterior, se deduce que la placa Farallones descendiendo debajo de la provincia ígnea del caribe y arco volcánico de origen continental, reflejan el mayor contraste gravimétrico. Así mismo dentro del modelo hipotético expuesto anteriormente, se tienen en cuenta las anomalías magnéticas, en el cual la placa oceánica que

está siendo subducida (placa Farallones), es representada por una anomalía magnética negativa que oscila entre -52.98 nT & -76.53 nT, seguido del CLIP caracterizados por presentar anomalías entre -17.65 nT & -107.73 nT. Posteriormente, se encuentra los depósitos sedimentarios que descansa sobre un residuo de las rocas de la provincia ígnea del caribe (CLIP) de afinidad oceánica, cuya anomalía magnética es de -64.75 nT, seguido del arco volcánico continental caracterizado por presentar respuestas magnéticas predominantemente positivos entre $+147.23$ nT+ 347.43 nT.

De acuerdo a las anomalías anteriormente expuestas, se concluye que tanto la respuesta gravimétrica como magnética, muestran los mayores contrastes de anomalías entre la placa oceánica que está subduciendo por debajo del CLIP y el CLIP que está en contacto con el arco volcánico de origen continental. Así mismo, es evidente que la mayor parte de la deformación se encuentra en los cinturones continentales, debido a que la corteza continental es más débil que la corteza oceánica. De acuerdo con el modelo expuesto en la figura 11, se observa que la falla de Dabeiba o también llamada falla de Uramita, representa un interesante contraste tanto gravimétrico como magnético, siendo el resultado de una posible sutura (*Duque-Caro, 1990*), y una remanente de la paleo-trinchera asociada a este arco del CLIP, la cual vale la pena ser estudiada dentro de futuras investigaciones.

5. Capítulo. Interpretación de Anomalías de Campos Potenciales

La interpolación de los datos gravimétricos y magnéticos, se realizó en el software Oasis Montage, versión 8.4 de Geosoft, bajo el método de mínima curvatura y un tamaño de grilla 2500metros, con el fin de evaluar y visualizar los datos de la mejor manera en superficies suavizadas con los valores más cercanos a los datos originales, dentro de los mapas generados se empleó el sistema de coordenadas de Magna Bogotá.

Las líneas adquiridas dentro del levantamiento de Aerogravimetría y Aeromagnetometría, realizado por Carson Helicopters Inc. En el año 2006 para la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH); Programa adquisición procesamiento e interpretación de datos aeromagnetogravimetría en el litoral pacífico). Aquellos datos geofísicos, fueron tomados sobre una malla de vuelo de 7.5 km x 10km, a una altura de vuelo de 1280 metros sobre el nivel del mar, con una adquisición de 19499 kilómetros de los cuales 129 líneas con un espaciamiento de 10 kilómetros, corresponden al sector Norte del litoral pacífico colombiano, en el cual se encuentra la cuenca Átrato, objeto de estudio en la presente investigación.

5.1 Modelo digital del terreno

La subcuenca Átrato, se encuentra ubicada sobre el litoral pacífico Norte, Limita al oriente con la cordillera occidental, al occidente con la serranía del Baudó, al sur con el sistema de fallas de Garrapatas y al norte con el Istmo de Panamá. A partir del presente modelo digital del terreno, es posible identificar las principales características del relieve presentes en el área de estudio, cuyas alturas varían entre -3593.06 metros a 1961.31 metros, con un valor promedio de 42.77 metros y una desviación estándar de 604.75 metros.

De acuerdo con lo anterior, las mayores alturas se encuentran localizadas sobre la cordillera occidental y hacia el borde Noreste donde se localiza la serranía de Abibé y el Nudo Paramillo con valores promedios de 1950 metros y con una dirección preferencial Noroeste-Noreste. así mismo, es importante destacar la Serranía del Baudó, que corresponde a colinas con alturas promedio entre 970 metros sobre el nivel del mar y 350 metros sobre el nivel del mar,

con una tendencia alargada en dirección Norte-sur, iniciando desde el Alto Baudó que incluye cerro el coquí, Morro Playita, cerro Urodó, Alto del Buey hasta la serranía de los saltos, en esta serranía se destaca la presencia de la Falla los Saltos con tendencia N10W, y la falla Utría o Bahía Solano presenta dirección N-NW, que afecta solamente los basaltos del Baudó.

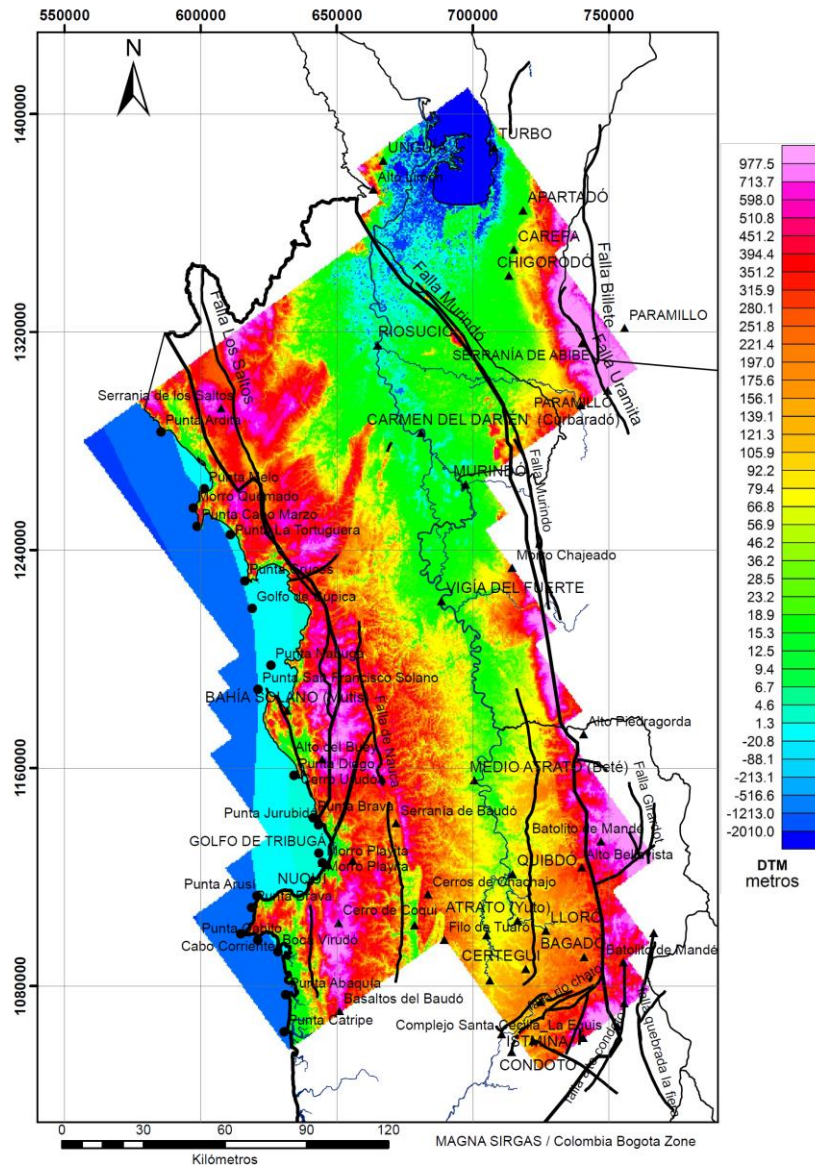


Figura 12 Modelo de elevación digital del terreno del litoral pacífico Norte, extraído del satélite de observación Japonés ALOS PALSAR, con una resolución de la imagen de 12.5 metros. Rango de amplitud [-3593.06 metros a 1961.31 metros]. Amplitud promedio [42.77 metros]. Desviación estándar [604.75 metros].

Posteriormente, En la parte central se identifica una depresión alargada, cuyos valores oscilan entre 0 metros a 30 metros, asociados a los depósitos del río Atrato, con una extensión aproximada en sentido este-oeste de 70 kilómetros, esta cuenca presenta una continuidad en dirección N-S hasta el golfo de Urabá y se encuentra afectada por la falla Quebrada Santa Bárbara y la falla Naúca, con dirección preferencial N-S. Así mismo, se identifican valores de elevación por debajo del nivel del mar, ubicados hacia el margen occidental, sobre el océano pacífico, los cuales alcanzan los -2010 metros por debajo del nivel del mar.

5.2 Anomalía Gravimétrica.

La anomalía gravimétrica es la perturbación provocada dentro del campo gravitatorio terrestre, de una unidad de roca de masa anómala y cuya densidad es diferente a la del entorno en el que se encuentra. (*Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I., 2013*). Lo cual permite inferir variaciones laterales en el campo gravitatorio de la tierra, procedente de la diferencia de densidades entre las rocas presentes en el subsuelo y el cuerpo causativo.

5.2.1 Anomalía de Aire Libre

La anomalía de aire libre logra hacer la reducción de la gravedad sin considerar la masa entre el punto y el geoide. La anomalía de aire libre, presenta una fuerte relación con el mapa de elevación digital del terreno, por tanto permite observar de forma clara las estructuras más representativas presentes en la cuenca Átrato, en el norte del litoral pacífico. Las anomalías, representan un rango de amplitud entre -88.53 mGals y 182.38 mGals, con una amplitud promedio de 52.24 mGals y una desviación estándar de 53.29 mGals.

De acuerdo a lo anterior, se observan anomalías de gran amplitud superiores a 100 mGals, correspondientes principalmente a los basaltos de la serranía del Baudó que comprende Cerro el Coquí, Alto del Buey, Morro Playita, Cerro Urodó y Serranía de los Saltos. En este sector se observa predominio de longitudes de onda larga. Posteriormente se deduce una fuerte

anomalía positiva de +70.4 mGals, con dirección noroeste, que concuerda con la falla Murindó, ubicada específicamente en el límite entre la cuenca sedimentaria de Átrato y Urabá, correspondiente al batolito de Mandé, con predominio de longitudes de onda larga hacia el margen noroeste, lo cual está representando la separación de la cuenca Átrato de la cuenca Úraba, a pesar de la continuidad observada desde el punto de vista hidrográfico de estas cuencas, sobre el mapa de elevación digital del terreno. Hacia el margen sureste se observan longitudes de onda corta posiblemente asociados con cuerpos intrusivos.

De acuerdo con lo anterior, se infieren anomalías negativas con geometría alargada con dirección preferencial noroeste -sureste, permitiendo inferir dos depocentros sobre la cuenca Atrato. Sobre el margen noreste la cuenca Urabá se observan valores mínimos de anomalías cuyos valores oscilan entre -3.9 mGals & -88.53mGals.

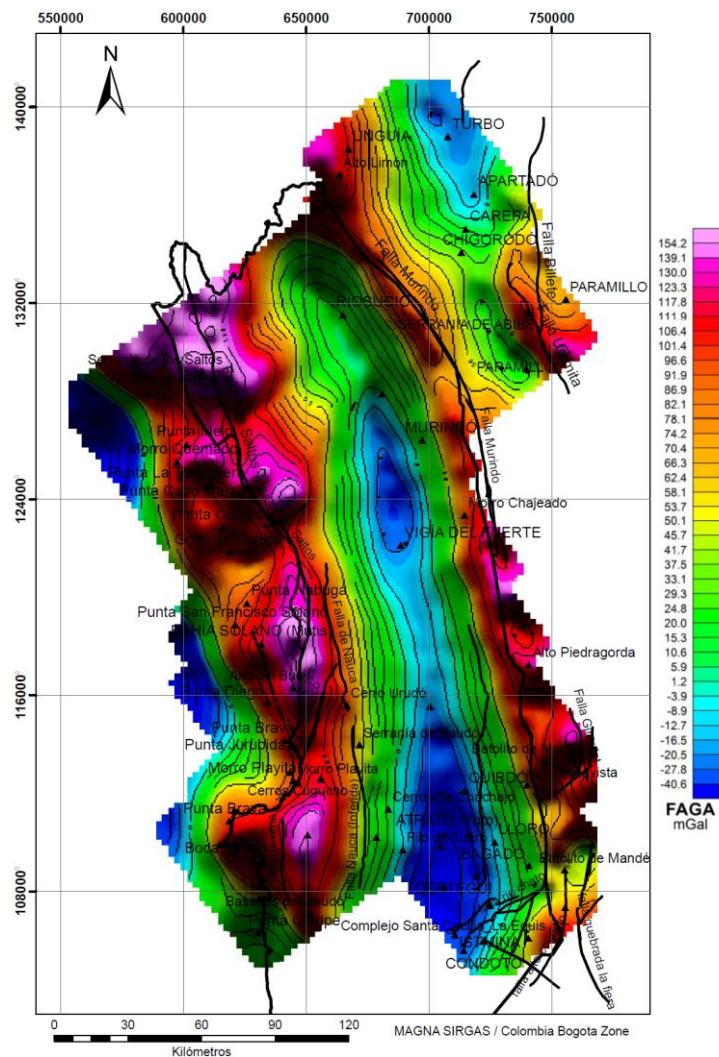


Figura 13 Mapa de anomalía de aire libre, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-88.53 mGals ; 182.38 mGals]. Amplitud promedio [52.24 mGals]. Desviación estándar [53.29 mGals].

5.2.2 Anomalía de Bouguer Total.

El mapa de anomalía de Bouguer total, se realizó con una densidad de reducción de 2.67 g/cm³. En este mapa es posible observar las variaciones laterales en la densidad y masa en la litosfera, ya que se observan cambios representativos en las anomalías, teniendo en cuenta las características geológicas, composicionales y morfológicas de los cuerpos presentes en el área de interés. La variación de amplitudes varía de -88.53 mGals a 182.38 mGals con una desviación estándar de 53.30 mGals y una amplitud promedio de 52.24 mGals.

Los valores máximos se reflejan principalmente en la franja alargada en el margen noroccidental, con dirección preferencial norte – sur, correspondiente a los basaltos del Baudó, los cuales afloran continuamente a lo largo de la costa pacífica desde el cerro el coquí hasta la serranía de los saltos, compuesta principalmente por basaltos y diabasas y menor contenido por tobas y chert, y cuyo origen está relacionado a dorsales oceánicas. Estas anomalías de altas frecuencias son el resultado de las rocas expuestas en superficie, cuya densidad es bastante alta, con respecto a las demás rocas que las rodean.

Sobre el margen de la cordillera occidental, se observan una franja alargada con valores intermedios de anomalía que varían desde 41.7 mGals a 82.1 mGals, Los cuales están asociado a la intrusión del batolito de Mandé (Álvarez, 1971), dentro del complejo santa Cecilia – la equis. El batolito de Mandé, es un cuerpo intrusivo de composición variable de diorita hasta granodiorita, y se extiende desde el sector suroriental hasta el sector nororiental, específicamente en el límite entre la cuenca de Urabá y cuenca Atrato, el cual está representado por un alto estructural que se encuentra separando ambas cuencas, y que además podría representar la continuación en profundidad del batolito de Mandé. Sobre esta unidad cabe resaltar la presencia de la falla Murindó, la cual presenta una dirección N10°W, la cual se encuentra afectando las rocas del cuerpo intrusivo. Estos valores intermedios de anomalía, indican que el batolito de Mandé, presenta una densidad mucho mayor a la roca circundante,

Figura 14 Mapa de anomalía de Bouguer Total con una densidad de reducción de 2.67 g/cm^3 , de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-88.53 mGals a 182.38 mGals]. Amplitud promedio [52.24 mGals]. Desviación estándar [53.30 mGals].

Hacia la parte central del mapa, se localizan los mínimos valores de anomalía de Bouguer total, cuyo rango oscila entre -88.53 mGals & -3.9 mGals y con una disposición noroeste-sureste. Estos valores están asociados a los depósitos cuaternarios y al gran espesor de relleno sedimentario presente en la cuenca Atrato, perteneciente a las unidades sedimentarias de las formaciones Uva, Salaquí, Napipí, Sierra, (HAFFER 1967). Estos valores mínimos de anomalía gravimétrica, son el resultado del contraste entre la densidad del basamento y los sedimentos contenidos en la cuenca Atrato. Dentro de la cuenca Atrato, cabe resaltar la presencia de la falla Quebrada Santa Bárbara con dirección norte-sur y con una longitud aproximada de 109 kilómetros.

5.2.3 Anomalía residual de Bouguer

La anomalía completa de Bouguer, consta del componente regional y residual. La componente regional, resalta grandes estructuras y se caracteriza por presentar longitud de onda larga o de gran amplitud / baja frecuencia; y la componente residual hace referencia a cuerpos de menor extensión, de longitud de onda corta y alta frecuencia (*Estrada, L., 2012*). Sin embargo, es necesario hacer la respectiva separación de los componentes en mención, para definir la geometría de las unidades geológicas a evaluar. Actualmente, existen muchos métodos para realizar este procedimiento, pero en este caso, el método matemático empleado en el software Oasis Montage, versión 8.4 de Geosoft, ha sido el de regresión y ajuste de superficies polinómicas.

Este método se basa en la definición de funciones polinómicas que se adapta a la estructura del fenómeno. El ajuste polinómico proporciona un método para subdividir la variación de una propiedad de dos partes; la tendencia definida por la ecuación ajustada asociada con la componente regional y las desviaciones de la superficie de tendencia residual. Por esta razón,

las superficies ajustadas se pueden utilizar como un filtro para aislar las anomalías asociadas con rasgos geológicos buscados (*Davis, 1973; Mather, 1976*). La superficie será el plano que mejor se ajuste a los puntos de datos distribuidos en el espacio, usando el método de mínimos cuadrados, es decir que hace mínima la suma de cuadrados de la diferencia entre la anomalía y la superficie polinómica. La anomalía residual se evalúa punto a punto, sustrayendo la componente regional de la ACB (Figura 2-3) (*Telford, 1976; Burger, 1992, Lowrie 2007*)

A través del mapa de anomalía residual de Bouguer, es posible deducir longitudes de onda corta, asociado a cuerpos causativos menos profundos. Las amplitudes varían entre -129.12 mGals & 107.91 mGals, con una amplitud promedio de -0.000000002 mGals y una desviación estándar de 37.50 mGals. La anomalía residual de Bouguer, muestra las estructuras morfológicas más representativas del área. De acuerdo a lo anterior, en el mapa residual, es posible inferir los máximos valores correspondiente a los Basaltos del Baudó, con valores de anomalía entre 107.91 mGals & 54.2 mGals. Esta unidad se encuentra afectada por la falla de Los Saltos principalmente en el sector noroeste, sobre la Serranía de los Saltos donde se localizan los máximos valores gravimétricos absolutos. Así mismo, al analizar el mapa de anomalía regional con el mapa de anomalía residual, es posible deducir que la Serranía de los Saltos, corresponde al cuerpo causativo más profundo, (cambio en la profundidad del basamento) y que las otras unidades de Basaltos del Baudó se están somerizando en dirección sureste. El patrón de anomalía en este sector, refleja longitudes de onda larga, caracterizada por presentar amplitudes positivas, predominantemente sobre los cerros del alto Baudó en el sector sureste, sin embargo, sobre la Serranía de los Saltos se observa longitudes de onda corta, probablemente relacionado con el desplazamiento de la falla los saltos, sobre las unidades geológicas presentes allí.

Sobre el margen oriental se observan aislados valores de anomalía residual, cuyo rango vario de 28.7 mGals a 74.0 mGals; correspondiente a los cuerpos intrusivos del Batolito de Mandé, en el complejo Santa Cecilia – La Equis. Aquel cuerpo intrusivo se extiende ampliamente en una longitud aproximada de 133 kilómetros, sobre el margen NE, el cual podría estar representando un cuerpo con mayor diferenciación magmática asociado a rocas acidas de composición granodiorita, en comparación con las rocas presentes en el sector sureste que

Figura 15 Mapa de anomalía residual de Bouguer, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-129.12 mGals & 107.91 mGals]. Amplitud promedio [-0.000000002 mGals]. Desviación estándar [37.50 mGals].

En la parte central, en dirección noroeste, se observan los valores de menor amplitud, cuya anomalía es negativa los cuales se encuentran en un rango que va desde -129.12 mGals a -41.4 mGals, caracterizados por presentar longitudes de onda larga, asociados a la gran acumulación de sedimentos concentrada en la denominada cuenca Átrato. Dentro del presente mapa de anomalía residual es importante resaltar la presencia de tres depocentros en dirección preferencias NW/SE, que no habían sido observados en los mapas anteriormente descritos, estos depocentros están limitados por altos gravimétricos, probablemente relacionados con rocas del basamento de carácter oceánico que componen la cuenca Átrato.

5.2.4 Primera derivada en la vertical de anomalía residual de Bouguer.

A través de la primera deriva en la vertical, se logra mejorar la longitud de onda corta y se suprime las longitudes de onda larga. Este procedimiento se realiza multiplicando la transformada de Fourier del mapa del campo potencial por el número de onda. Con la aplicación de este filtro, se logra acentuar y mejorar las anomalías de alta frecuencia asociadas con fuentes someras que posiblemente queden enmascaradas por las anomalías de longitud de onda larga, que por lo general se relacionan con fuentes más profundas de carácter regional (*Granja et al., 2005*). "

La primera derivada en la vertical, es un filtro que resalta las características morfológicas de cuerpos expuestos en superficie. En este caso se obtuvo la primera derivada en la vertical de la anomalía residual de Bouguer, lo cual permite detectar los bordes de los cuerpos superficiales con mayor precisión y detalle. Con base en lo anterior, a través del mapa de primera derivada en la vertical de la anomalía residual de Bouguer, se deducen los principales contrastes de densidad, de este modo es posible delimitar los cuerpos ígneos más representativos presentes en el sector que presentan mayor continuidad en el subsuelo, los cuales tienen una morfología alargada con dirección noroeste, caracterizados por presentar longitud de onda corta con gradiente positiva. Aquellos cuerpos ígneos, corresponden a los cuerpos intrusivos del batolito de Mandé y el complejo Ultramáfico del alto Condoto en el

sector este y los basaltos de Baudó en este sector oeste, . En este orden de ideas se infiere una diversidad en la composición de las rocas expuestas en superficie, las cuales se encuentran afectadas en gran medida por fallas regionales como lo es; la falla de Murindó, Falla los Saltos, Falla de Utría, Falla quebrada Santa Barbara y Falla de Nauca.

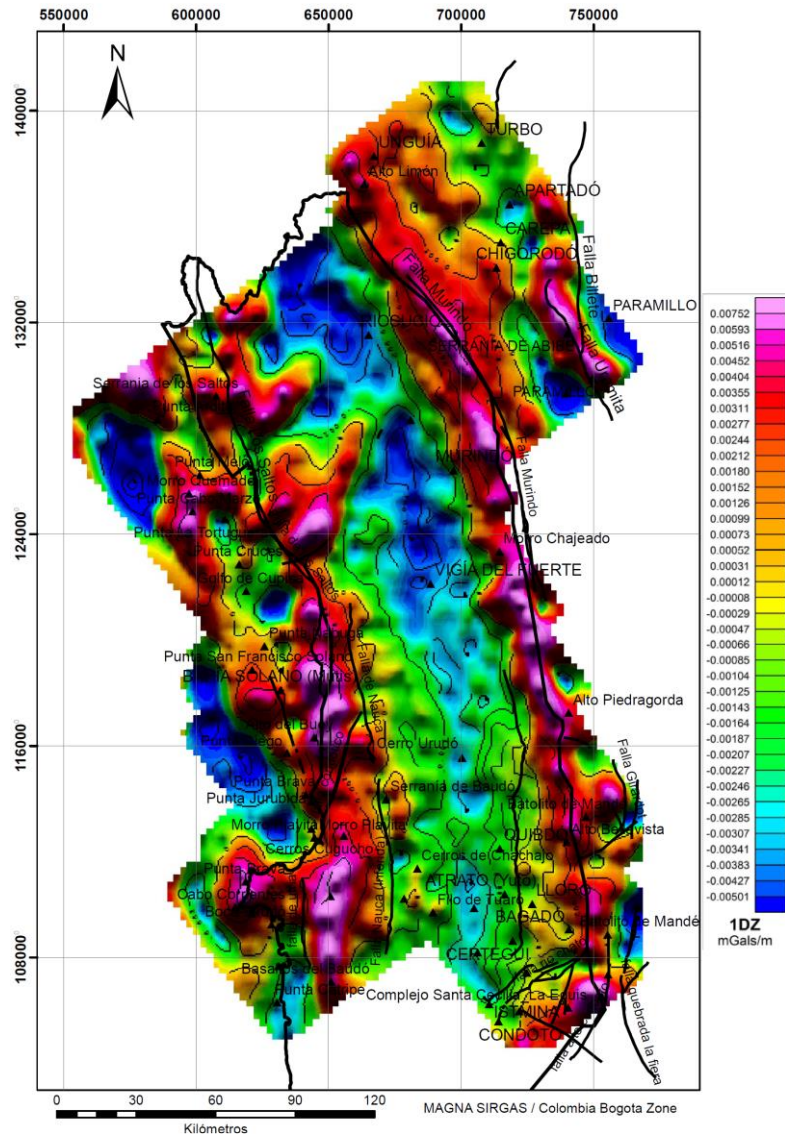


Figura 16 Mapa de la primera derivada en la vertical de Anomalía Residual de Bouguer. de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-0.008659 mGal/m & 0.015659 mGal/m]. Amplitud promedio [-0.00022 mGal/m]. Desviación estándar [0.003228 mGal/m].

Del mismo modo se observa anomalías de longitud onda larga y gradiente negativo, localizadas sobre la cuenca de Átrato, en el eje central del mapa en mención, con orientación noroeste. Teniendo en cuenta lo anterior, se infiere una cuenca sedimentaria irregular de tendencia alargada, y con variaciones representativas en el espesor de sedimentos, puesto que en el sector norte se esperaría mayor espacio de acomodación de sedimentos dado a que allí se encuentran los valores mínimos de anomalía entre -0.00501 mGal/m & -0.00383 mGal/m.

5.3 Anomalía Magnética.

La anomalía magnética es el cambio de magnitud en el campo magnético terrestre, causado por rocas cristalinas contrastantes con cantidades variables de minerales magnéticos presentes en la corteza terrestre. Sin embargo, debido a que el campo magnético es de naturaleza dipolar, es necesario especificar la inclinación y declinación magnética del área, ya que las características de las anomalías varían significativamente con respecto a la ubicación y orientación de la fuente en el campo geomagnético. (*Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., and Saad, A.H., 2013*).

5.3.1 Anomalía de Intensidad Magnética Total

El mapa de anomalía de intensidad magnética total, se obtiene al remover el IGRF (International Reference Field); promedio de 31013 nT a la intensidad magnética total, para finalmente obtener los respectivos valores de anomalía de intensidad magnética total. A partir de este mapa es posible reconocer e identificar las fuentes magnéticas más representativas presentes en el subsuelo, cuyas características magnéticas se distinguen del entorno en el que se encuentran, probablemente asociado con zonas de recursos minerales. Los valores de anomalía magnética varían en un rango de -469.97 nT & 337.24 nT, con un valor promedio de 0.0025411 nT y una desviación estándar de 88.066 nT.

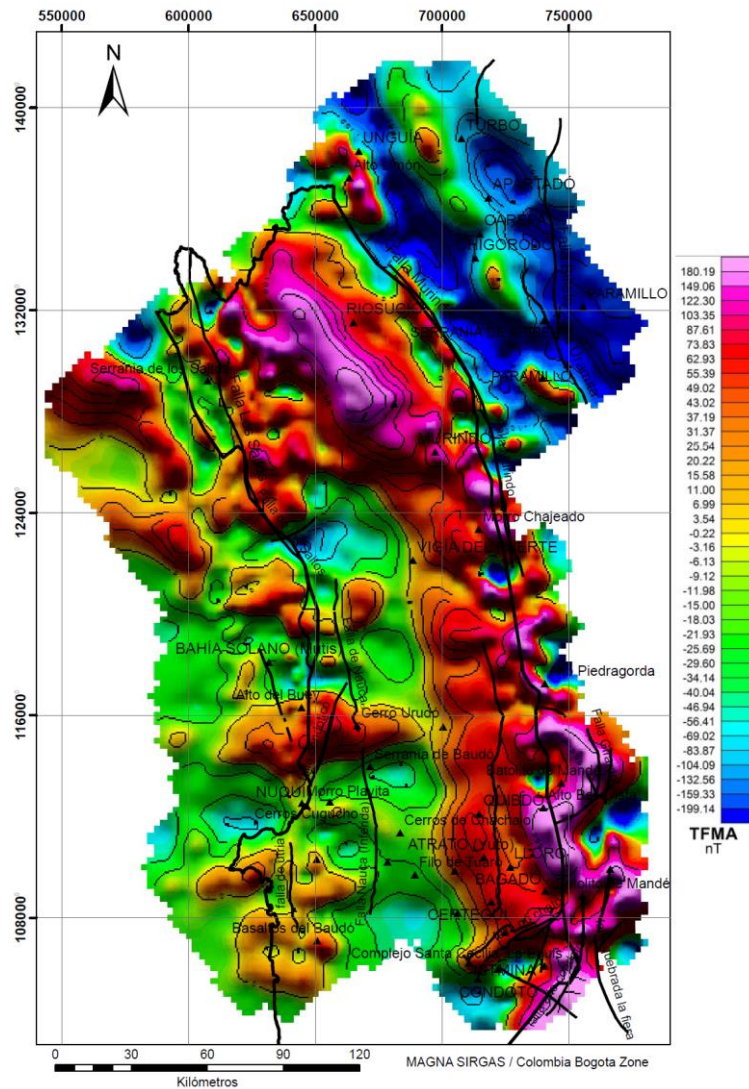


Figura 17 Mapa de Anomalía de Intensidad Magnética Total, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-469.97 nT & 337.24 nT]. Amplitud promedio [0.0025411 nT]. Desviación estándar [88.066 nT].

Con base en lo anteriormente expuesto, se infiere la presencia de cuerpos causativos con anomalías magnéticas positivas, en el subsuelo con gran influencia oceánica, caracterizados por presentar formas alargada, con lineamientos en dirección noroeste-sureste, los cuales coinciden principalmente con la falla quebrada Santa Barbara, falla Murindó (N30°W) y falla de los Saltos. Sobre el eje de la cordillera occidental, se destaca la presencia del cuerpo

intrusivo del Batolito de Mandé y el cuerpo Ultramáfico zonado del alto Condoto, caracterizados por presentar los máximos valores de anomalía entre 180.19 nT & 122.30 nT. El complejo Ultramáfico zonado del alto Condoto, corresponde a un depósito mineral de elementos del grupo del platino con alto potencial económico dentro de la región del Chocó, caracterizado por rocas ultramáficas altamente mineralizadas con una extensión aproximada de 50 km² (Salinas & Tistl, 1991; Salinas et al., 1992); estas rocas ultramáficas se encuentran instruyendo al basamento de corteza oceánica del terreno El Paso (Muñoz et al., 1990). Así mismo se observa un gran contraste de anomalía entre la cuenca del río Atrato y la cuenca de Urabá, representado por el contacto intrusivo entre las rocas del Complejo Santa Cecilia - La Equis y Batolito de Mandé, ambos de composición básica a intermedia. Sin embargo, dado a que la falla de Murindó afecta tanto las rocas del Complejo Santa Cecilia - La Equis y Batolito de Mandé, regionalmente podría estar generando un espacio de acomodación para los sedimentos que pertenecen a la cuenca de Urabá.

En el sector occidental, se observa la Serranía de Baudó, con dirección noroeste, correspondiente a rocas volcánicas básicas, de composición basáltica (*zapata 2000*), las cuales se encuentran a lo largo de 200 km sobre una región acantilada, afectada en gran medida por la falla de Los Saltos, falla de Nauca y falla de Utría. Esta unidad está caracterizada por presentar valores de anomalía entre 62.93 nT y 31.37 nT. Los valores mínimos de anomalía entre -469.97 nT & -199.14 nT, se localizan principalmente sobre la cuenca de Urabá, en inmediaciones de los departamentos de Turbo, Apartado y Chigorodó, donde se concentran grandes espesores de sedimentos no magnéticos. Sin embargo, sobre la cuenca Atrato se observan valores de anomalía que varían entre -46.94 nT & -11.98 nT, los cuales están representando los sedimentos que componen esta cuenca, sin embargo es importante aclarar que estos valores de anomalía se derivan del gran espesor sedimentario, procedente de los cuerpos ígneos circundantes expuestos en superficie los cuales presentan un alto contenido de minerales magnéticos, también, es probable que esta anomalía este representando diferente composición de basamento en la cuenca Atrato y Urabá y que también se deba a la variación en el espesor de sedimentos que esté presente en cada cuenca.

5.3.2 Anomalía Residual de Intensidad Magnética Total Reducido al Polo.

Las anomalías magnéticas tienen una naturaleza del campo magnético dipolar, es por ello que se genera cierta complejidad al momento de realizar interpretaciones de las estructuras geológicas de interés, ya que las características de los cuerpos magnéticos varía dependiendo de la latitud magnética en la que se encuentre la fuente de interés (*J.M Reynolds 2011*); por tanto, es necesario aplicar filtros de reducción al polo o de reducción al ecuador, dependiendo de la ubicación geográfica del estudio.

En la presente investigación, el área de estudio se localiza sobre latitudes magnéticas intermedias, y teniendo en cuenta la tendencia casi norte-sur de las fuentes magnéticas más representativas del área, es adecuado aplicar la reducción al polo magnético, ya que mediante este filtro se simplifica la anomalía magnética, de tal manera que se sitúan los cuerpos sobre el campo magnético vertical, imponiendo valores de inclinación y declinación de estos campos para el polo norte y asumiendo magnetización inducida (*J.M Reynolds 2011*); lo cual permite obtener interpretaciones contundentes de las fuentes magnéticas a evaluar.

A través del mapa de anomalía residual de intensidad magnética reducido al polo, se deducen valores de anomalía oscilan en un rango de -587.20 nT & 661.93 nT, con un valor promedio de -0.000000072 nT y una desviación estándar de 145.85 nT. Con base en lo anterior, se observa que las anomalías de intensidad magnética reducido al polo, reflejan rasgos regionales característicos del área. Sobre el margen de la Cordillera Occidental, se observan fuertes anomalías de longitud de onda corta positiva, sobre el Batolito de Mandé y el Complejo Santa Cecilia – La Equis, ambas unidades caracterizadas por presentar altos valores de susceptibilidad magnética. De igual manera, sobre el margen occidental, se observa anomalías positivas, de longitud de onda larga, asociadas con los basaltos del Baudó, en este sector se logra identificar un lineamiento muy bien definido sobre la Serranía de Los Saltos, la cual coincide en gran medida con la falla de Los Saltos, la cual está afectando de manera regional las unidades en mención.

Apoyado en el trabajo de Garzón, 2012 en el cual se tomaron muestras de roca sobre la Serranía de Abibé y en las costas de Golfo de Urabá, y posteriormente en laboratorio se

tomaron valores de susceptibilidad magnética en unidades SI, se tiene que para el Batolito de Mandé la susceptibilidad magnética varía entre 0.00789 SI y 0.09500 SI con un valor promedio de 0.02885 SI; y para el Complejo Santa Cecilia – La Equis los valores de susceptibilidad magnética oscilan entre 0.00065 SI y 0.05600 SI con un valor promedio de 0.01726 nt (*Garzón F, 2012*). Así mismo estas unidades geológicas en mención, encuentran afectadas principalmente por la falla Murindó con sentido noroeste, la cual marca el límite entre las cuencas Átrato y Urabá.

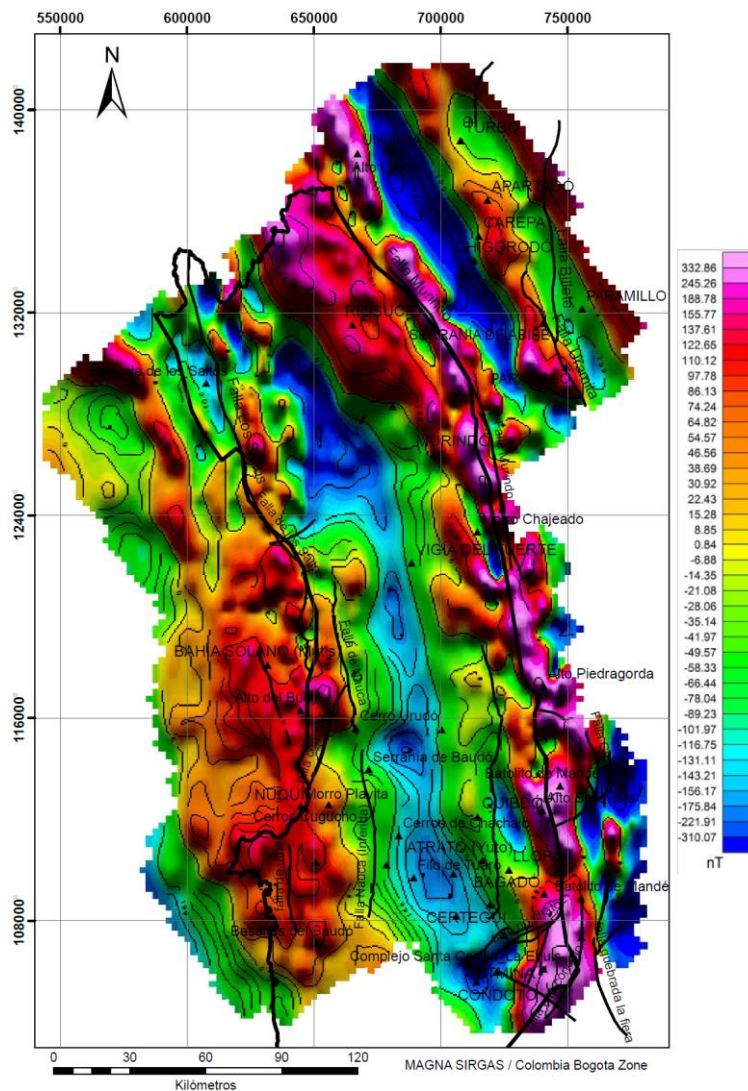


Figura 18 Mapa de Anomalía Magnética Residual Reducido al Polo, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre [-587.20 nT & 661.93 nT]. Amplitud promedio [0.000000072 nT]. Desviación estándar [145.85 nT].

Hacia la parte central del mapa, se observa un patrón de anomalías negativas, de longitud de onda larga, con tendencia alargada en sentido NW-SE asociado con la espesa secuencia de rocas sedimentarias de carácter no magnético que compone la cuenca del Átrato. Es importante indicar que hacia el sector más norte de la cuenca, se encuentran los mínimos valores de anomalía los cuales varían entre -587.20 nT & -310.07 nT, los cuales estarían indicando una secuencia sedimentaria con mayor espesor, en comparación con las anomalías que se concentran en el sur de la cuenca cuyos valores de anomalía oscilan entre -143.21 nT y -175.84 nT.

5.3.3 Gradiente Horizontal de Anomalía Residual de Intensidad Magnética Total Reducido al Polo.

El gradiente horizontal, es un método utilizado para amplificar rasgos relacionados con los bordes laterales de las fuentes del campo magnético. Debido a que puede existir una fuerte relación con estructuras representativas, asociadas con importantes cambios de magnetización como fallas o diques (*Nava, M., 2010*). Este método es de gran utilidad en la detección de fuentes magnéticas, de tal manera que los valores máximos, se asocian con los bordes de las fuentes magnéticas causantes de la anomalía. Sin embargo, este método al igual que todos los métodos tiene algunas limitaciones, en este caso los datos no se ubican exactamente sobre los límites de las estructuras, cuando los contactos no son completamente verticales o semiverticales, y cuando se tengan varios contactos cercanos y la superficie de observación sea ondulada. (*Li, 2014*).

Los valores de gradiente horizontal oscilan entre -0.15071 nT/m y 0.0894154 nT/m, con valor promedio 0.0003229 nT/m y desviación estándar 0.0129870 nT/m. Para la elaboración del gradiente horizontal, se eliminaron las tendencias Norte 10° Oeste, con el fin de visualizar de mejor manera los bordes laterales de las estructuras magnéticas de interés. Con base a lo anterior, los valores máximos entre 0.02519 nT/m & 0.0894154 nT/m; se localizan principalmente sobre el margen oriental, relacionado con la cordillera occidental, específicamente con las rocas de la Formación Barroso, entre ellas el complejo Santa Cecilia

– La Equis y el Batolito de Mandé, y sobre el margen occidental pero en menor proporción, se observan algunos bordes asociados con los Basaltos del Baudó, sobre estos cuerpos se deducen contrastes entre los límites de los cuerpos, esto debido a que rocas presentes en este sector no son homogéneas y presentan cambios en algunas de sus propiedades, como por ejemplo alteración de las rocas producto de los agentes externos a los que están expuestas en el medio.

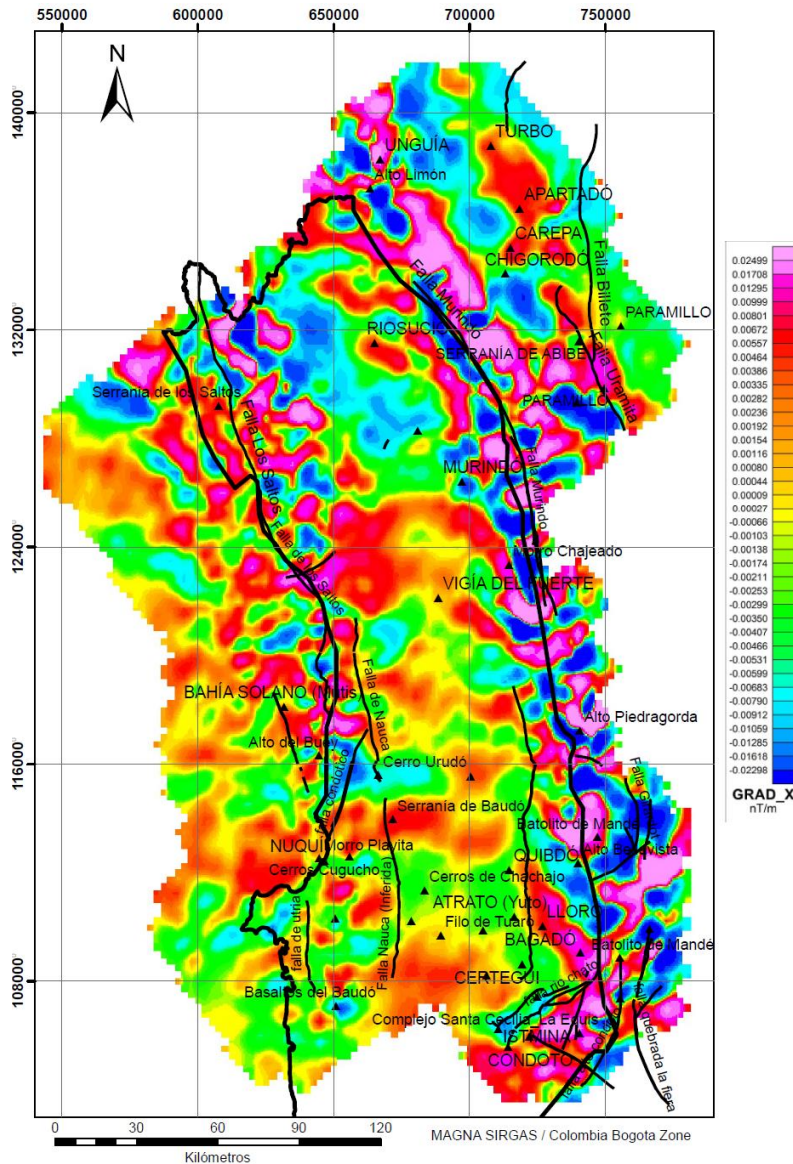


Figura 19 Mapa de Gradiente Horizontal de Anomalía Magnética Residual Reducido al Polo, de la cuenca Átrato, en el litoral pacífico sector Norte. Rango de amplitud entre $[-0.15071 \text{ nT/m} \text{ \& } 0.0894154 \text{ nT/m}]$. Amplitud promedio $[0.0003229 \text{ Nt/m}]$. Desviación estándar $[0.0129870 \text{ nT/m}]$.

Sobre el eje central del mapa, sobre la cuenca de Átrato, específicamente en el sector norte se observan valores mínimos de gradiente que varían en un rango de -0.15071 nT/m & -0.01059 nT/m ; probablemente asociados a una secuencia sedimentaria de mayor espesor y a un basamento localizado a una mayor profundidad, siendo esta característica coherente con los mapas de la Primera Derivada en la Vertical de Anomalía Residual de Bouguer y de Anomalía Magnética Residual Reducido al Polo, en los cuales se observa la misma característica en mención. Así mismo, en límites con la anomalía negativa en mención, se deducen valores intermedios que oscilan entre 0.00044 nT/m & 0.00192 nT/m , asociados a altos del basamento de edad cretácica de origen oceánica, los cuales estarían marcando el límite entre depocentros. Sin embargo, sobre el eje de la cuenca hacia el sector sur, se infieren valores intermedios de gradiente horizontal entre 0.00066 nT/m & 0.00154 nT/m , aquellos valores llaman mucho la atención ya que en anteriores mapas se deducen dos depocentros sobre este sector, lo cual permite plantear dos hipótesis; 1) Probablemente el basamento en esta área, se encuentre mas cercano a superficie, y el espacio de acomodación para los sedimentos sea mucho menor. 2) probablemente en este sector coincidan diferentes contactos de estructuras magnéticas de interés, y quizás la superficie de observación sea ondulada, (Li, 2014); lo cual este enmascarando la imagen.

6. Capitulo. Correlación Espectral de Anomalías de Campos Potenciales.

Los datos de Anomalías de campos Potenciales como la gravedad y la magnetometría son de gran utilidad cuando son usados conjuntamente ya que permiten la identificación de objetivos, puesto que las variaciones de estas propiedades se relacionan entre sí. Para la magnetometría, el magnetismo depende principalmente del contenido de minerales máficos, caracterizados por presentar mayor contenido de minerales densos. Mientras que, en la gravedad, la propiedad de densidad depende directamente de la matriz y su mineralogía. Por tanto, los resultados magnéticos como gravimétricos, reflejan las diferentes características físicas de las rocas, pero sin embargo pueden existir algunos casos en que estas propiedades pueden discrepar significativamente para ciertos tipos de rocas. Para rocas cristalinas principalmente, se pueden evidenciar correlaciones directas, sin embargo, en rocas sedimentarias cuyo magnetismo es muy débil y la densidad es controlada principalmente por la porosidad, no es probable correlacionar anomalías y por tanto existe bastante ambigüedad al respecto de la fuente, para ello es recomendable utilizar un enfoque basado en el análisis de correlación de anomalías denominado correlación espectral de anomalías.

6.1 Coeficiente de Correlación

Los filtros de correlación espectral, comúnmente son utilizados para separar anomalías correlacionables positiva o negativas. Las características de las anomalías, son basadas en el coeficiente de correlación (CC), resultado de la aplicación del coseno de la diferencia de fase entre componentes comunes de numero de onda (De Ritis *et al.*, 2010). Esta técnica es implementada sobre datos de anomalía magnética reducido al polo y la primera derivada en la vertical de anomalía de gravedad, esto con el fin de identificar los contrastes de densidad y la magnetización cortical (De Ritis *et al.*, 2010). dado por la ecuación 2.3, donde $x(k)$ / $y(k)$ vienen siendo las la respuesta en fase de las señales gravimétrica y magnética. La ecuación de coeficiente de correlación (CC), evalúa todos los numero de onda (k), con el fin de establecer el espectro de correlación de las señales en mención, en el cual los componentes de numero de onda son elegidos en función de las características deseadas, y luego estos

componentes de numero de onda son transformados inversamente para finalmente obtener mapas de análisis de características correlativas (Von Frese et al., 1997)..

$$CC(k) = \text{Cos}(\Delta\theta k) = \text{Re} \frac{X(k) \gamma(k)^*}{|X(k)| |\gamma(k)|} \quad \text{Ecuación (6.1)}$$

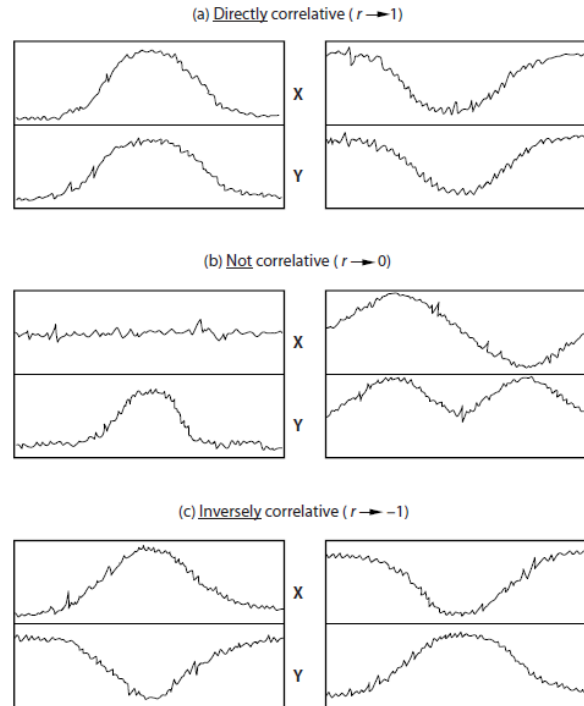


Figura 20. Interpretación de coeficiente de correlación (a) correlación positivo, (b) correlación nula y (c) correlación negativa . Tomado de Von Frese et al. (1997a).

A través de los filtros de correlación se logra obtener los valores más representativos de un conjunto de datos (Von Frese et al., 1997). La figura 17 (a). representa una correlación directa positiva o negativa entre la anomalía magnética y gravimétrica cuyo coeficiente de correlación es +1. La figura 17 (c). muestra una correlación inversa entre las anomalías, con un coeficiente de correlación de -1. Sin embargo, existen valores de coeficiente de correlación igual a 0, Figura 17 (b). en el cual la correlación entre las anomalías gravimétrica y magnética es nula, debido a que las anomalías no coinciden entre si; es importante tener en

cuenta que también existe correlación nula cuando el 50% de la señal se correlaciona directamente y el restante 50% se correlaciona de manera inversa (Von Frese et al., 1997).

6.2 Índices Locales de Favorabilidad.

El proceso de normalización de índices locales de favorabilidad, es una medición estadística que permite establecer correlación de los efectos gravimétricos y magnéticos de una fuente en común que se encuentre en la misma fase. Este proceso se ejecutó a través de la reducción al polo de la anomalía magnética de intensidad magnética total (RTP_TMA) y aplicando la primera derivada vertical a la anomalía gravimétrica (1DV_BOUGT_267). A través de esta metodología es posible resaltar anomalías asociadas a contrastes tanto de densidad como de magnetismo presente en las rocas del área de investigación, lo cual permite a su vez tener mayor entendimiento de las características litológicas, estructurales y geoquímicas características en el área.

Para realizar la normalización es necesario tener en cuenta los valores promedio y los valores de desviación estándar de la grilla de la primera derivada en la vertical de la Anomalía de Bouguer Total 2.67 g/cc, y de la Anomalía de Intensidad Magnética Total reducido al polo respectivamente.

Tabla 8. Reporte estadístico de las grillas RTP_TMA, 1DV_BOUGT_267, respectivamente.

Reporte Estadístico	RTP_TMA	1DV_BOUGT_267
Valor Máximo	719.660461	0.0166675057
Valor Mínimo	-507.660461	-0.014032852
Promedio	9.18111099	-0.000002942
Desviación Estándar (SD)	173.905028	0.004221604
1/SD	0.00575027	236.877013

Para finalmente obtener coeficientes adimensionales (S_i), a través de la ecuación 2.4; donde σ_B / μ_B representan la desviación estándar y el promedio de cada grilla a evaluar:

Los datos de cada grilla son normalizados mediante la sustracción del promedio y luego multiplicado por el inverso de la desviación estándar ($1/SD$), obteniendo un coeficiente adimensional (S_i), a través de la ecuación 2.4 donde σ_B / μ_B representan la desviación estándar y el promedio de cada grilla a evaluar:

$$S_i = \frac{\delta i - \mu_B}{\sigma_B} \quad \text{Ecuación (6.2)}$$

Posteriormente, es necesario implementar los índices locales de favorabilidad que permite mejorar la interpretación, en el cual se resaltan las áreas en los que existe correlación bien sea directa o inversa. En los mapas de índices locales de favorabilidad se obtienen correlaciones positivas, directamente correlacionables o bien sea inversamente correlacionables entre si.

Mediante el índice SLFI (Summation Local Favorability Index); se extraen las características positivas directamente correlacionables de la anomalía gravimétrica y magnética. Cuando los índices $SLFI > 0$ se eliminan todas aquellas características negativas y se destacan todas las características positivas directamente correlacionables (Peak to Peak). Por otro lado, si $SLFI < 0$ se destacan todas aquellas características correlacionables negativamente (Through to Through) y eliminando las características positivas. El índice SLFI, está dado por la ecuación 2.5, donde B corresponde a la anomalía gravimétrica y D corresponde la anomalía magnética respectivamente.

$$SLFI_i = ni(\mathbf{B}) + ni(\mathbf{D}). \quad \text{Ecuación (6.3)}$$

Tabla 9. Reporte estadístico del índice SLDFI (Summation Local Favorability Index).

Reporte Estadístico	SLDFI

Valor Máximo	68.0093231
Valor Mínimo	-38.2049065
Promedio	0.489165193
Desviación Estándar (SD)	15.9462977

Para obtener características inversamente correlacionables entre si, se obtiene el mapa de índices de favorabilidad negativo DLFI (Difference Local Favorability Index); en el cual se relacionan todas las características que son inversamente correlacionables de las anomalías de campos potenciales, y suprime todas aquellas propiedades que se correlacionan de manera directa de las anomalías evaluadas. Cuando el índice $DLFI > 0$, representa características positivas en la anomalía gravimétrica, y características negativas en la anomalía magnética (Peak to Through), mientras el índice $DLFI < 0$ destacan características negativas en la anomalía gravimétrica y características positivas en la anomalía magnética (Through to Peak).

$$DLFI_i = ni(\mathbf{B}) - ni(\mathbf{D}). \text{ Ecuación (6.4)}$$

Tabla 10. Reporte estadístico del índice DLFI (Difference Local Favorability Index).

Reporte Estadístico	DLFI
Valor Máximo	3.4655757
Valor Mínimo	-4.70249796
Promedio	0.0511176678
Desviación Estándar (SD)	1.16524505

Teniendo en cuenta el marco teórico anteriormente descrito, se procedió a realizar la correlación gravimétrica y magnética, teniendo en cuenta que la anomalía de intensidad magnética total reducida al polo es directamente correlacionable con la primera derivada en la vertical de ala anomalía del Bouguert total 2.67 g/cc, en cualquier punto de observación

donde la relación entre los contrastes magnéticos y de densidad de la fuente son constantes debido a que se encuentran en la misma fase. Por tanto es posible observar con mayor claridad las subcuencas con su respectiva geometría y los cuerpos intrusivos con mayor interés económico.

Posteriormente se dio aplicabilidad a los índices de favorabilidad, con el objetivo de identificar los lugares en los cuales existe correlación directa positiva (Peak to Peak), o correlación inversa negativa (Through to Through). A través de este proceso se eliminan todos aquellos valores que no corresponden a la correlación que esta en curso.

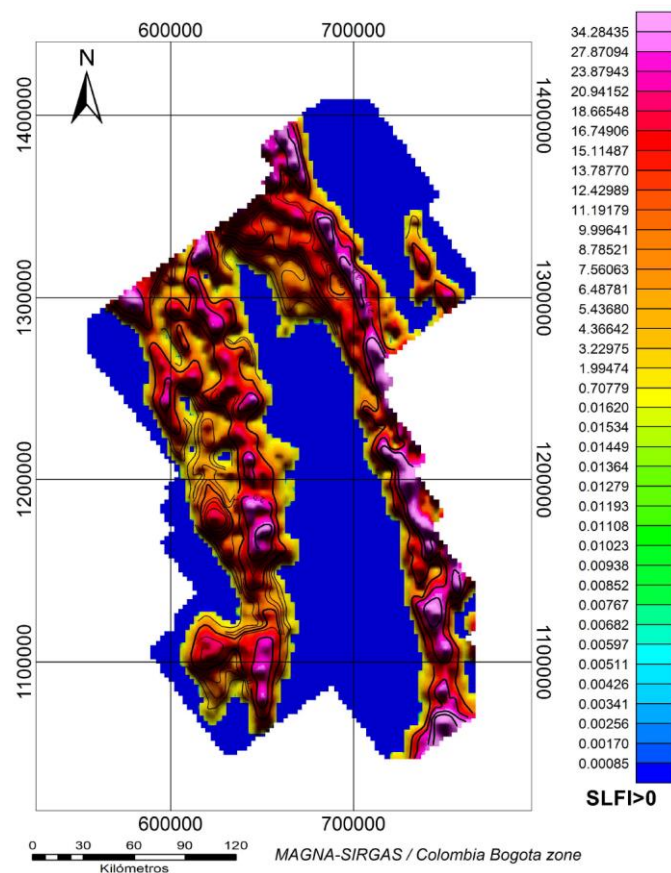


Figura 21. Mapa de índices locales de favorabilidad de correlación directa de los rasgos positivos (SLFI > 0) de la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer 2.67 g/cc y la anomalía de intensidad magnética reducida al polo.

Una vez estandarizados los datos a partir del mapas SLFI (Summation Local Favorability Index); se obtiene el mapa de alta favorabilidad en propiedades de densidad y magnetismo,

o también conocido como Pick y Pick, ($SLFI > 0$). De tal modo que, al existir una correlación directa positiva entre anomalías, estará asociado principalmente con los altos de basamentos de la cuenca Atrato y con los cuerpos intrusivos probablemente mineralizados característicos del área.

Los valores máximos se localizan principalmente sobre el margen oriental en una franja alargada en sentido NW, siendo este cuerpo correlacionado con el margen occidental la cordillera occidental, los cuales está representado por el batolito de Mandé y el complejo Santa Cecilia – La Equis (Álvarez, 1971), asociado con el cinturón metalogénico cobre, Molibdeno y Oro, determinado a partir de estudios geoquímicos realizados en el área, en el cual se definen cinco áreas potenciales de yacimientos porfidíticos tipo cobre (Molibdeno, oro), depósitos de skarn de Cobre y oro. En la cuenca del río Átrato, se destaca la presencia de depósitos tipo placeres auroplatiníferos y auríferos provenientes de rocas básicas e intermedias (Salinas, Lozano y Solano, 1999); provenientes aluviones recientes, compuestos por fragmentos de diorita, andesita, basaltos, gabros, porfido andesíticos, cuarzo, chert, y esporádicamente piroxenitas (Rosas y Monroy, 1978).

Así mismo hacia el sector Sur oriental del mapa se deduce una fuerte anomalía asociada con las rocas básicas y ultrabásicas del complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto, del cual provienen concentraciones anómalas de elementos del grupo del platino (PGE), que son extraído en placeres aluviales del río Átrato.

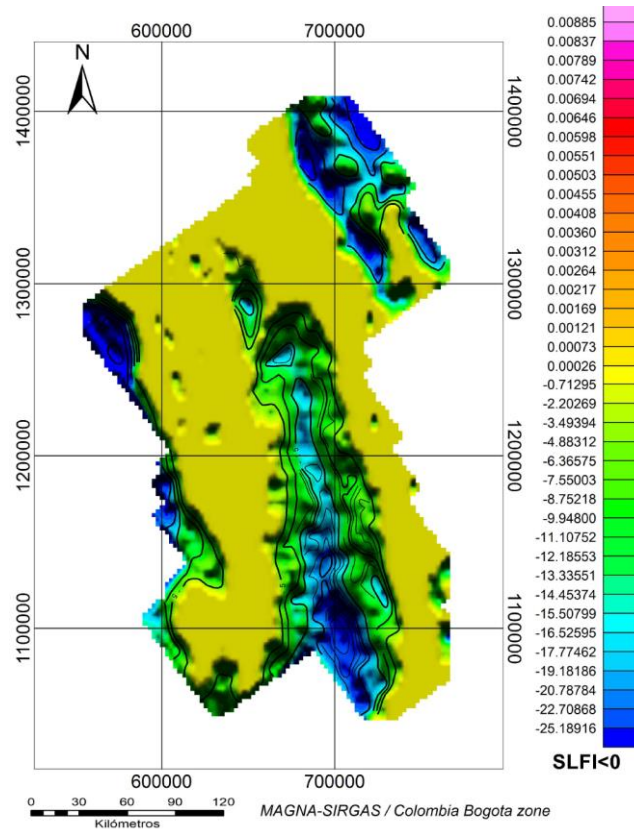


Figura 22. Mapa de índices locales de favorabilidad de correlación directa de los rasgos negativos ($SLFI < 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer 2.67 g/cc y la anomalía de intensidad magnética reducida al polo.

A través de la correlación directa de los rasgos negativos, entre la anomalía de intensidad magnética total reducida al polo y la primera derivada en la vertical de la anomalía de Bouguer total 2.67 g/cc , donde $SLFI < 0$, con correlación directa negativa entre anomalías, es posible identificar claramente la cuenca y subcuencas del río Atrato con su respectiva geometría en sentido NW/SE. Dicha cuenca se caracteriza por presentar una geometría alargada y angosta con un espesor bastante espeso de sedimentos, donde podrían ser áreas con gran potencial de exploración de hidrocarburos durante futuras campañas de exploración.

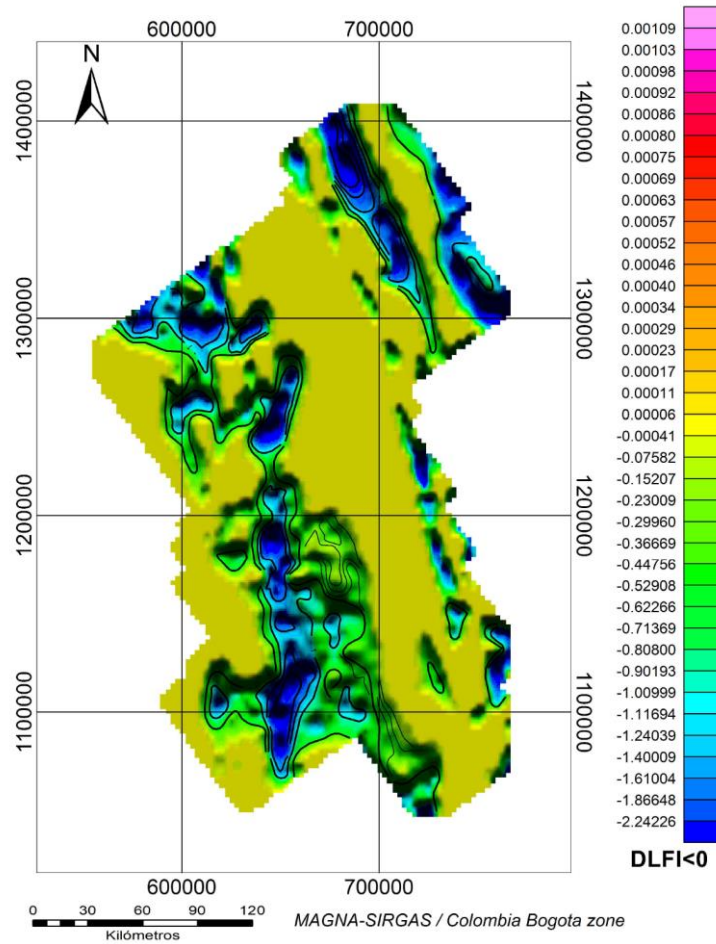


Figura 23. Mapa Through to Peak baja favorabilidad en densidad y alta favorabilidad en magnetismo.

En la figura 22 se observa el mapa Through to Peak, de baja favorabilidad en densidad y alta favorabilidad en magnetismo, correspondiente a una correlación inversa negativa, en el cual el proceso aplicado consistió en sustraer la desviación estándar al DLFI, y posterior a esto se eliminan los valores positivos que no son correlacionables con las características a evaluar. Con base en el producto obtenido es posible deducir aislados depocentros sobre el margen occidental con geometrías bastante claras con lo cual es posible validar el producto obtenido n el mapa Through to Through anteriormente realizado.

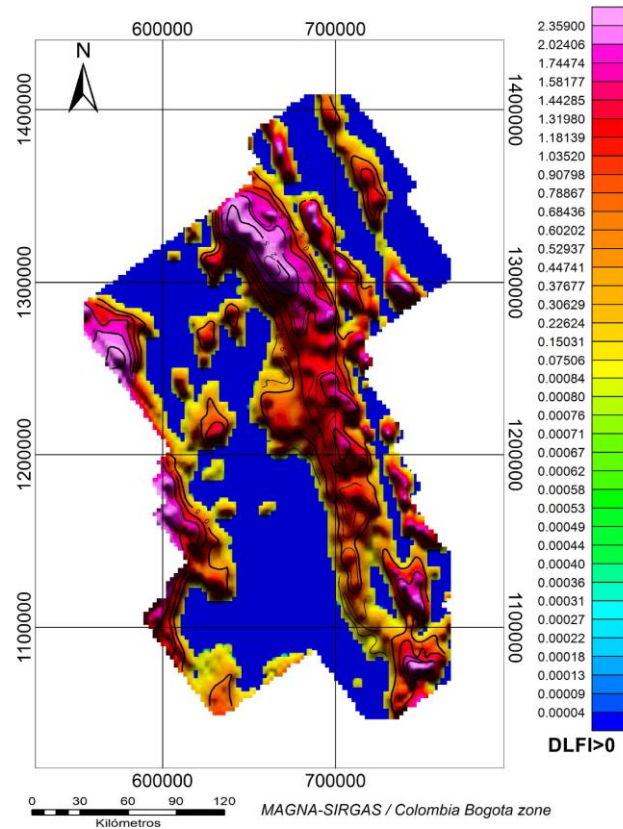


Figura 24. Mapa Peak to Through alta favorabilidad en densidad y baja favorabilidad en magnetismo.

Así mismo se obtuvo el mapa DLFÍ (Difference Local Favorability Index); generando grillas de Peak to Through, es decir alta favorabilidad en densidad y baja favorabilidad en magnetismo (Figura 20), propio de una correlación inversa positiva, en este mapa es posible inferir la presencia de un cuerpo representativo en el extremo oriental en sentido NW-SE, también se deducen cuerpos aislados hacia el borde occidental probablemente relacionados con cuerpos de composición básica dentro de los basaltos de Baudó.

7. Capitulo. Modelamiento inverso de la cuenca Atrato a partir de la interpretación de anomalías de campos potenciales y su integración con líneas sísmicas e información de pozos

El modelamiento inverso de datos de campos potenciales, es un problema que plantea la generación de un modelo geológico, a partir de un conjunto de datos observados, permitiendo realizar deducciones cuantitativas de las fuentes de interés, en función de la distribución, profundidad, geometría, magnitud y posición (*Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., and Saad, A.H., 2013*); de los cuerpos de interés presentes en el subsuelo, mediante la implementación de algoritmos matemáticos. Sin embargo, el problema inverso tiene en cuenta el fenómeno de no unicidad geofísica, de modo que una anomalía puede ser causado por un numero infinito de fuentes posibles. Es por ello que es necesario integrar información geológica, estructural, pozos y sísmica en los métodos de inversión propuestos, con el fin de reducir la ambigüedad y con ello tener los criterios suficientes para elegir el modelo y/o escenario que realmente refleje los contrastes de las propiedades de densidad y susceptibilidad magnética in situ, más cercano a la realidad del subsuelo. Actualmente existen diferentes técnicas de inversión de datos de campos potenciales, basados en algoritmos estructurados. Los cuales relacionan el modelo con un conjunto de datos, a partir de un conjunto de ecuaciones, de esta manera proporcionando información útil del subsuelo.

Para realizar el modelamiento inverso de la cuenca Atrato, se tuvo en cuenta el modelo digital del terreno (DTM), la anomalía residual de Bouguer 2.67 g/cc y la anomalía de campo magnético total reducido al polo, en el cual se aplicó la intensidad magnética total del área de 31108 nT, y una inclinación de 90°. A partir de los mapas de anomalías mencionados anteriormente y apoyado en la información sísmica disponible en el área se trazaron perfiles sobre las transectos sísmicos que están sobre la cuenca del rio Atrato, objeto de estudio. Así mismo, se revisó la información geológica del área, y se integró con los registros petrofísicos de los pozos Nécora 1 & Pacurita 1, los cuales fueron perforados por la compañía Asamera en el año de 1981. Aquellos pozos fueron perforados sobre el flanco oriental de la cuenca Atrato, sin embargo, estos pozos no lograron llegar al objetivo exploratorio de interés y por

ende tampoco se conocen datos del basamento a partir de estos pozos, cuyas profundidades oscilan entre 6500 ft para el pozo Nécora 1 y 9500ft para el pozo Pacurita 1.

Los modelos se realizaron utilizando densidades y susceptibilidades magnéticas lo más cercanas a la litología presente en esta area, ya que con un suceptilometro SM-30 propiedad del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, se tomaron medidas de susceptibilidad magnética a varias muestras de rocas provenientes del area de Panamá, las cuales fueron facilitadas por la Universidad del Norte. En la tabla 11 se relacionan los valores de susceptibilidad magnética de las rocas en unidades SI, cuyas medidas fueron tomadas en laboratorio y en base a estos valores fue posible tener mayor certeza de los valores a ser aplicados dentro de los modelos desarrollados en el presente capitulo. En general las rocas del área de Panamá, presentan valores de susceptibilidad magnética bastante altos, asociados principalmente con rocas de afinidad básica como gabros, basaltos y diabasas.

Tabla 11. Valores de susceptibilidad magnética de muestras tomadas en el área de Panamá y medidas tomadas en laboratorio.

Código de Muestra	Localidad	Litología	Susceptibilidad Magnética (SI)	Latitud	Longitud
PRU5-5		Peridotita	0.0171		
40790	Azuero	Peridotita	0.0168	7.4591	-80.8648
33579		Granodiorita	0.00850	9.2421	-78.7875
38592/991410	Rio Torio, Norte Sup	Peridotita	0.00153	7.5557	-80.907
PRU5-14		Gabro	0.0214		
PRU5-4/030481		Gabro	0.0377		
38575	Playa Malena	Estría de falla en basalto	0.00760	7.5603	-809538
010201/3783		Esquisto de bajo grado de metamorfismo	0,000673		
1293		Basalto	0.00403	9.4501	-78.7303

48518	Azuero	Basalto	0.00763	7.4722	-80.865
EMA-01	Batolito Mande	Gabrodiorita	0.0254	5.281	76.616

En el presente capítulo, se plantean dos modelos realizados en el software Oasis Montaj, estos modelos fueron elaborados en base a interpretación de líneas sísmicas, interpretación geológica & estudios estructurales disponible del área y registros de pozos; con lo cual se logro reconocer la profundidad, geometría, extensión horizontal y propiedades de densidad y susceptibilidad magnética característicos del flanco oriental del basamento cretácico de esta región.



Figura 25. Toma de susceptibilidad magnética en muestras de rocas del área de Panamá.

7.1 Evaluación de registros de los pozos Nécora y Pacurita.

Se realizó una evaluación de los registros de los pozos Nécora 01 & Pacurita 01, localizados sobre el margen oriental de la cuenca Atrato. Con base en los registros se infirió que los registros en general presentan una litología bastante heterogénea con bastante afectación por la geometría del pozo y el tamaño de hueco, caracterizado por presentar numerosas zonas de wash out y deflexiones, por lo tanto no son registros confiables para generar conclusiones contundentes de las formaciones perforadas, ya que los registros no fueron tomados de la manera correcta sobre la pared de los pozos en mención.

Al observar los registros se observa muy poca variación de las propiedades físicas de densidad y porosidad además que tampoco se cuenta con registros caliper ni de corrección que permitan evaluar la calidad del registro. Sin embargo, al analizar los valores promedios de densidad y las tendencias se identificaron valores entre 2.43 gr/cm^3 & 2.32 gr/cm^3 , asociado a las unidades sedimentarias de las Formaciones sierra, Napipí, Uva y Salaquí, cuyos valores de densidad se encuentran incluidos dentro de los modelos inversos propuestos en el presente trabajo.

En el pozo Pacurita 01 se destaca el intervalo entre 6784 ft – 6906 ft, en el cual se infiere una posible presencia de hidrocarburo dado a que el registro de porosidad y densidad presentan relación entre si ya que las curvas se cruzan entre si, cuyos valores de densidad varían entre 2.2 gr/cm^3 – 2.42 gr/cm^3 , porosidad entre 30% y 45% siendo esto también confirmado con el registro de gama ray, y el composite log en el cual se evidencian características propias de una arenisca cuarzosa limpia, con granos de cuarzo de tamaño medio, de buena selección, friable.

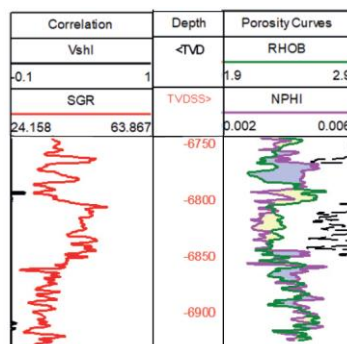


Figura 26. Registros de gamma ray, Porosidad y densidad del Pozo Pacurita 01, en el intervalo entre 6784 ft – 6906 ft.

7.2 Interpretación de líneas sísmicas

En el presente capítulo, se realizó la interpretación de específicas líneas sísmicas migradas 2D principalmente de los programas sísmico Rio Atrato 82. Las líneas sísmicas fueron facilitadas de manera formal por el Servicio Geológico Colombiano (SGC), siguiendo toda la normatividad establecida para el suministro de información. Inicialmente las líneas sísmicas de interés fueron interpretadas de manera manual apoyadas en información de los Pozos Necora1 y Pacurita 1 y en artículos e informes de uso público donde se encontró información relevante relacionado con los topes de las formaciones perforadas en cada pozo, esto con el fin de tener una mayor claridad del ambiente estructural y tectónico y con ello reducir el grado de incertidumbre.

La interpretación de estas líneas sísmicas se hizo de manera manual en el dominio del tiempo (TWT); Sin embargo, dado a que estas líneas sísmicas no cuentan con archivos en formato SEG-Y, fue necesario realizar la conversión a profundidad utilizando los datos de velocidad RMS provisto para algunos puntos de disparo. Con base en las velocidades interválicas establecidas se aplicó la función de velocidad para establecer la profundidad a los topes de las formaciones mas representativos del área de estudio. Posteriormente, se realizó un pseudo-amarre con los registros sísmicos disponibles puesto que en el area no se cuenta con registros de check shot, con este proceso se construyó una curva "tz" a partir del registro sísmico y con ello tener una aproximación en tiempo a las imágenes sísmicas cercanas a los pozos. Así mismo es importante mencionar que son pocas las líneas sísmicas en el área que cuentan con un buen procesamiento y buena resolución con los que se pueda soportar y evaluar la geometría y estructuras de interés presentes en la cuenca Atrato.

Las líneas sísmicas QA 82-18, QA 82-20, QA 81-06, QA 81-08, localizadas sobre el margen oriental de la cuenca Atrato en contacto con la cordillera occidental, permiten identificar con claridad seis reflectores sísmicos representativos, los cuales se encuentran discordante sobre el basamento. La formación Clavo se encuentra discordante sobre el basamento de la cuenca; suprayaciendo esta unidad se encuentran las formaciones Salaquí, Uva, Napipí y Sierra. Las unidades sedimentarias mencionadas anteriormente se encuentran buzando hacia el margen oeste de la cuenca Átrato .

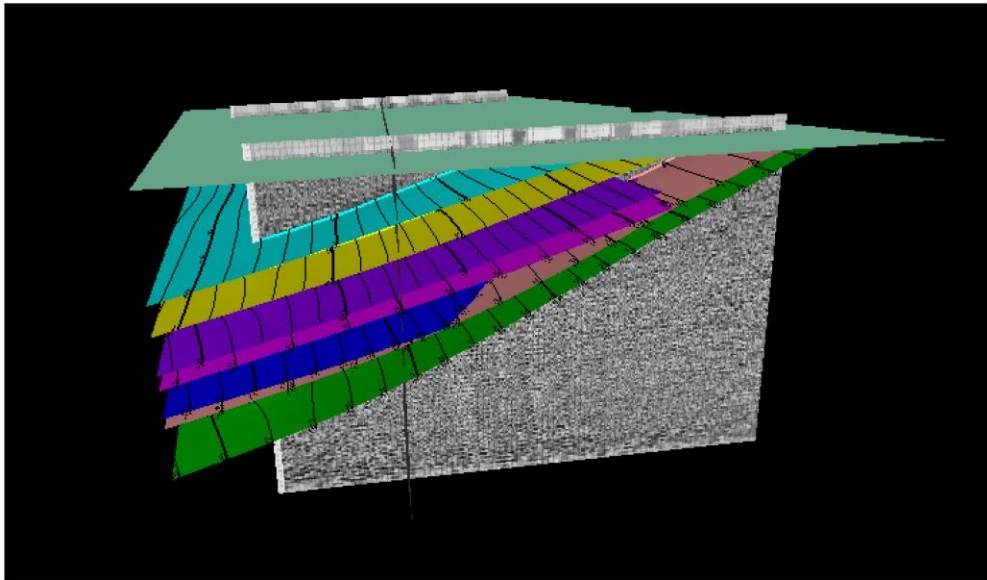


Figura 27. Modelo de integración de líneas sísmica QA 82-03, QA82-18, QA 82-20 con topes de formaciones tomados de Cediél et al 2009 . en el cual se muestra como se comportan las capas sedimentarias entre los pozos Nécora 1 y Pacurita 1.

El modelo planteado en la figura 25, es una aproximación basada en la curva "tz" y en la interpretación sísmica en tiempo, que permite deducir como se están comportando lateralmente las capas sedimentarias en el subsuelo, de tal modo, se infiere que en el pozo Pacurita 1 las capas tienden a ser mas espesas debido a que el pozo fue perforado hacia el eje central de la cuenca, mientras el pozo Nécora 1 se perforo sobre el flanco oriental de la cuenca en proximidades de la cordillera occidental, por tanto las capas sedimentarias presentan un espesor mucho menor.

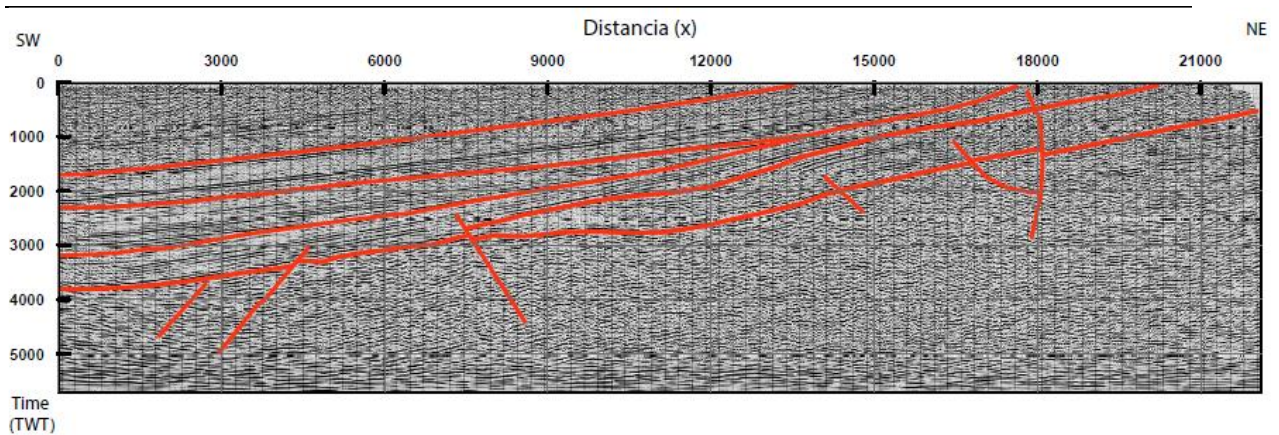


Figura 28. Interpretación línea sísmica QA 82-18, perteneciente al programa sísmico Rio Atrato 82. se observa una serie de fallas normales que afectan principalmente al basamento y secuencia sedimentaria que suprayace al basamento cristalino.

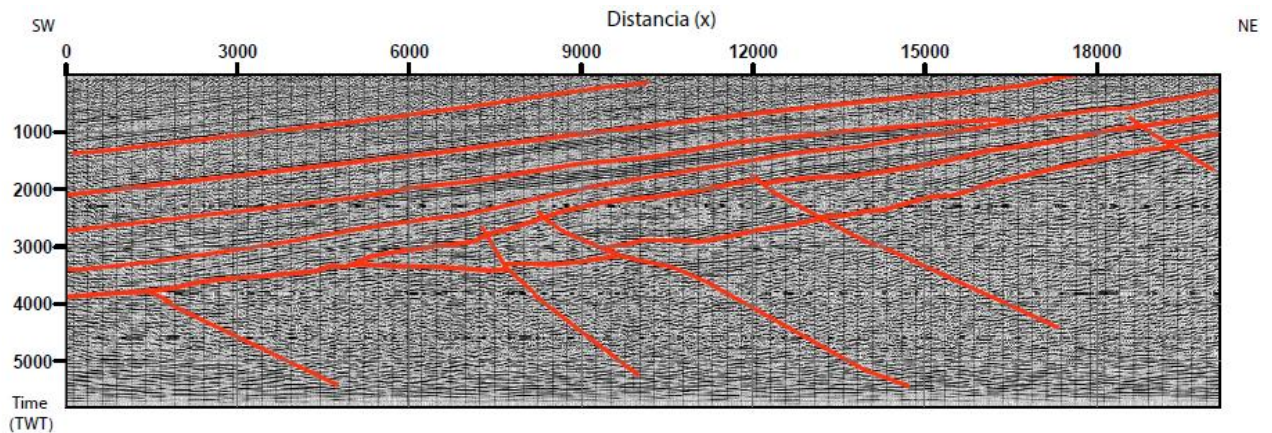


Figura 29. Interpretación línea sísmica QA 82-20. Se observa un basamento fuertemente fracturado, afectado por fallas normales.

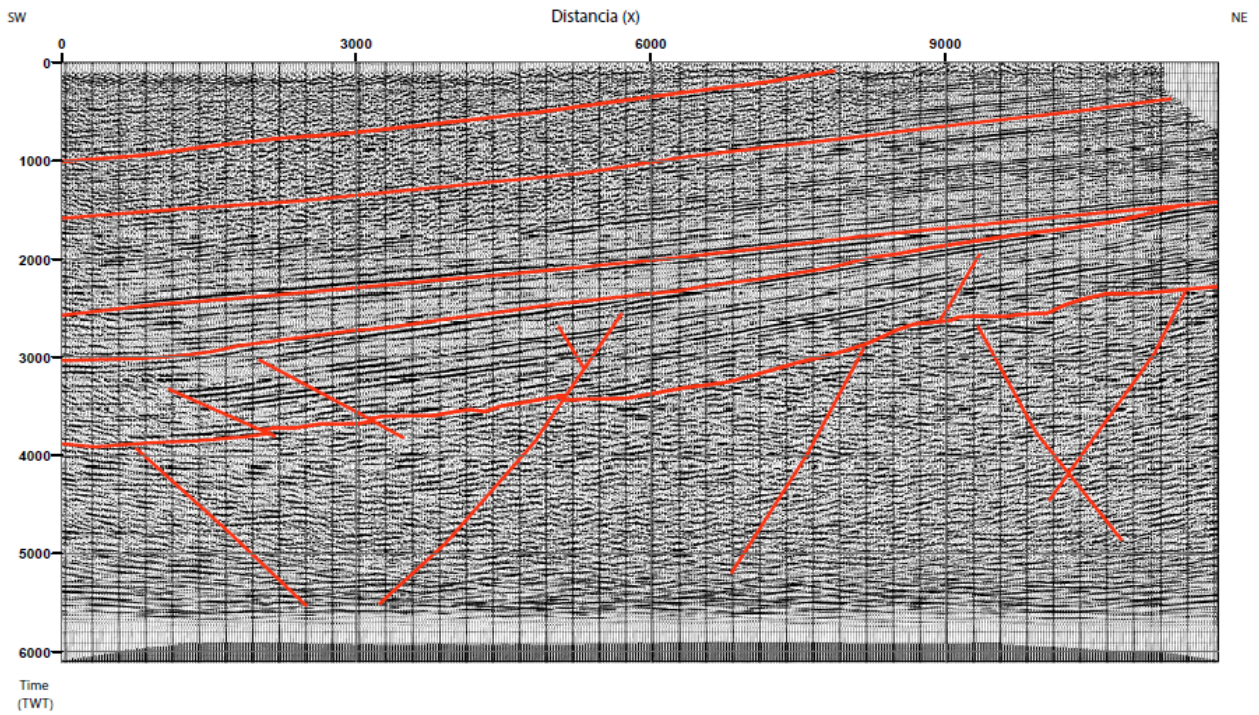


Figura 30. Interpretación línea sísmica QA 82-14A, programa sísmico Rio Atrato. Se observa una serie de fracturas que afectan al basamento cristalino.

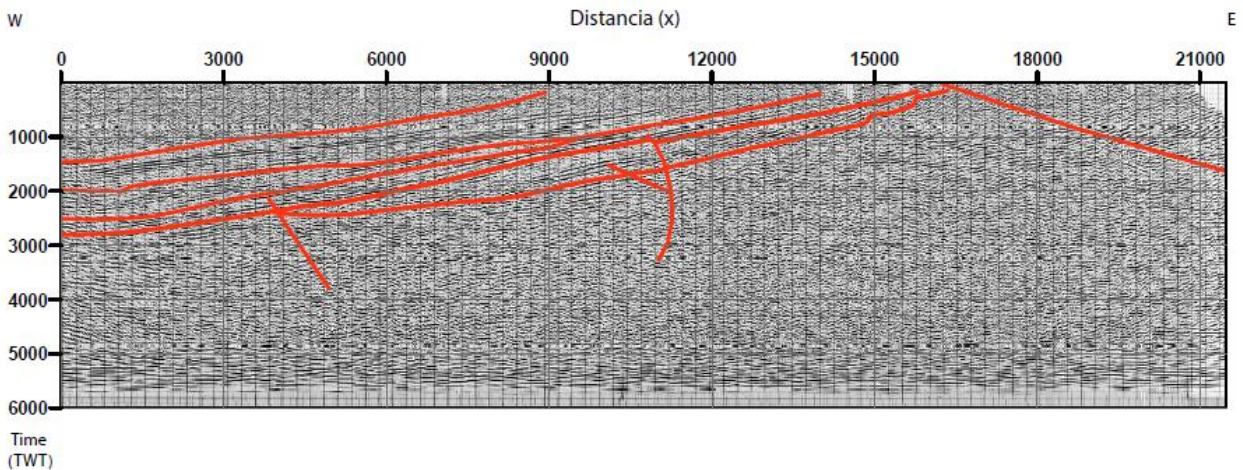


Figura 31. Interpretación línea sísmica QA 81-06, Programa sísmico Tutunendo 81. Sobre esta línea sísmica en el margen oriental se observa el contacto del basamento de la cuenca Atrato con la cordillera occidental, hacia este margen se observa un aumento significativo en el espesor de la corteza de origen oceánico acompañado de fallas normales

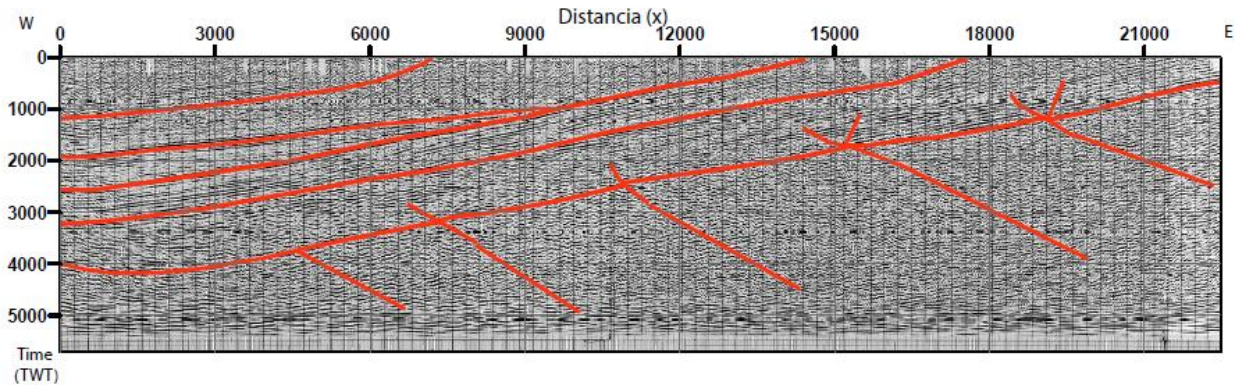


Figura 32. Interpretación línea sísmica QA 81-08, Programa sísmico Tutunendo 81. en la que se observa una serie de fallas normales que se encuentran afectando al basamento.

En el sector occidental de cuenca Atrato, no existe información del subsuelo con la cual tener un mayor control geológico y estructural de la cuenca. En las líneas sísmicas evaluadas se identificó la reflexión más profunda asociado al basamento, cuyas profundidades se encuentra entre 5 a 7 kilómetros. Posteriormente los espesores de las unidades sedimentarias varían a lo largo de cada sección sísmica, ya que depende en gran medida de la paleo topografía del basamento y con ello del espacio de acomodación de los sedimentos depositados, por tanto, para futuras exploraciones de perforación se esperaría perforar entre 23000 ft y 16000 ft, para encontrar el tope del basamento y con ello obtener muestras y poder realizar estudios mucho más avanzados.

7.3 Conversión de tiempo a profundidad

La conversión de tiempo a profundidad de las líneas sísmicas, se realizó implementando el método de Layer Cake, con la información sísmica disponible en el área de investigación.

El método de Layer Cake, asume que el subsuelo está formado por capas horizontales que presentan propiedades geológicas homogéneas, a partir de esta suposición se estiman las profundidades de las capas empleando una velocidad interválica constante definida para la unidad geológica establecida a través de la interpretación sísmica. *Marsden Dave 1989*.

Esta función de velocidad es ampliamente utilizada en la industria para calcular la profundidad de los reflectores de interés y establecer una caracterización geológica, no obstante, este método es una aproximación simplificada de la realidad que no siempre se cumple debido a la presencia de discontinuidades laterales, o a la existencia de fallas que afectan estructuralmente las estructuras a evaluar.

A continuación, se pueden observar las funciones de velocidad y las funciones de tiempo vs profundidad de las líneas sísmicas QA 82-18 y QA 82-20:

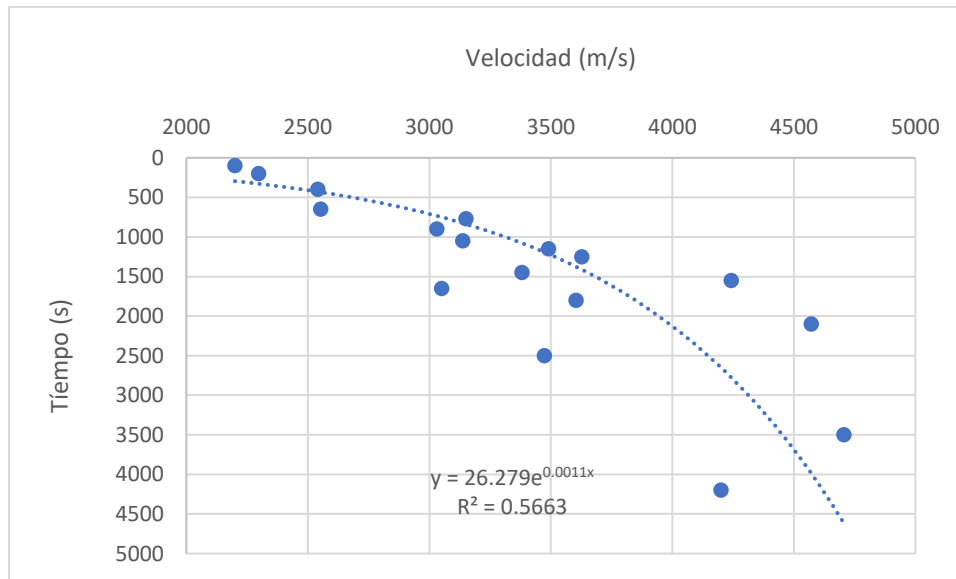


Figura 33. Función de velocidad para la línea sísmica QA 82-18, programa sísmico Rio Atrato 82.

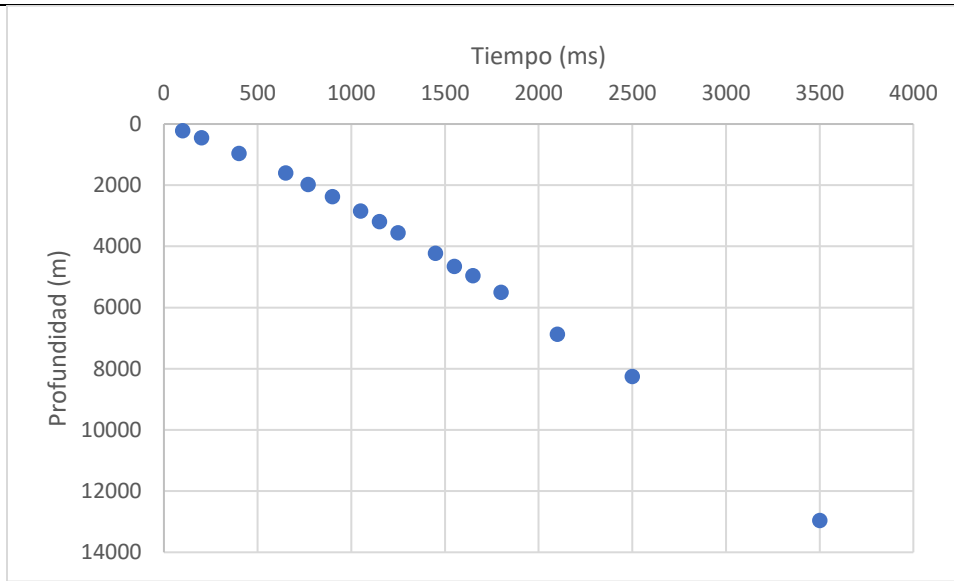


Figura 34. Función de tiempo vs profundidad para la línea sísmica QA 82-18, Programa sísmico Rio Atrato 82.

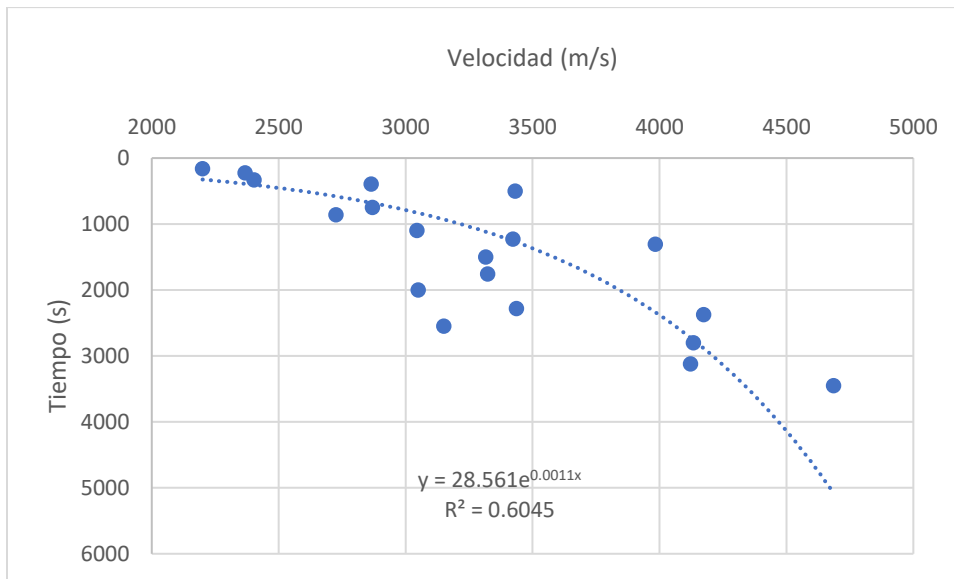


Figura 35. Función de velocidad para la línea sísmica QA 82-20, programa sísmico Rio Atrato 82.

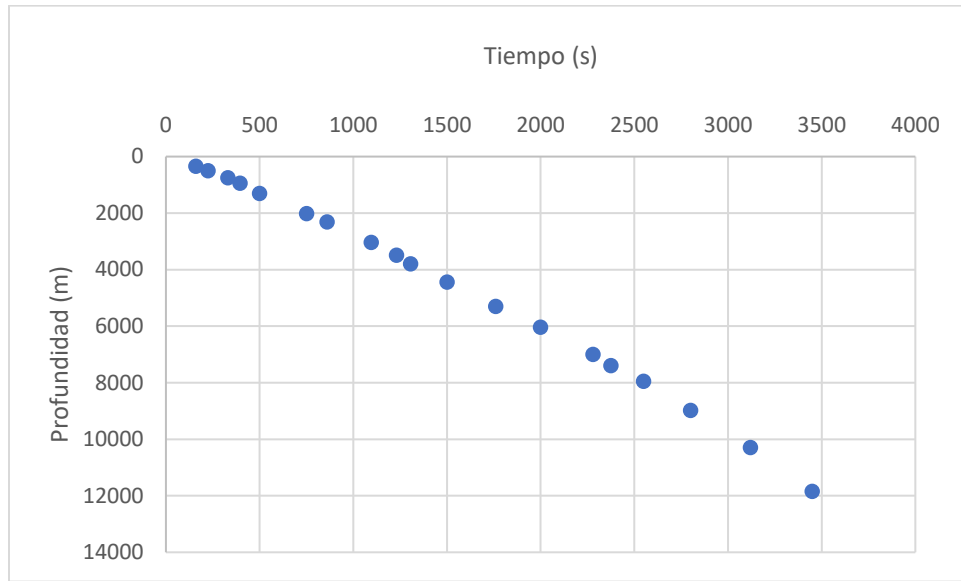


Figura 36. Función de tiempo vs profundidad para la línea sísmica QA 82-20, Programa sísmico Río Atrato 82.

Las funciones de velocidad de las líneas sísmicas QA 82-18 & QA 82-20, fueron construidas a partir de velocidades interválicas obtenidas de un punto de disparo presente en las líneas sísmicas. Las gráficas tiempo vs profundidad exhiben funciones exponenciales que reflejan un incremento de la velocidad conforme aumenta la profundidad de las rocas presentes en el subsuelo, debido a que las rocas que se encuentran a mayor profundidad en teoría corresponden a rocas con mayor compactación, rocas más viejas y rocas más densas.

7.4 MODELO 01 QA 82-18

El presente modelo fue trazado sobre la transecto de la línea sísmica QA 82-18, en dirección SW-NE, a lo largo de 22.120 metros de longitud y se tomaron un total de 500 estaciones. la intensidad magnética total es de 31108 nT, y una inclinación de 90°. De acuerdo con el modelo QA82-18, los valores de densidad del basamento oscilan entre 2.8 g/cc & 3.0 g/cc, con lo cual se deducen valores de anomalía gravimétrica entre 11.43 mGals y -31.84 mGals. Así mismo los valores de susceptibilidad magnética aplicados en el modelo oscilan entre 0.009×10^{-3} SI & 0.005×10^{-3} SI, y las anomalías magnéticas oscilan entre 43.24 nT & 54.05 nT.

El perfil se encuentra sobre el borde oriental de la cuenca Átrato, sobre el cual se identifican fallas inversas con tendencia casi norte-sur, las cuales están afectando principalmente el tope

del basamento y en ocasionalmente estas fallas afectan la secuencia sedimentaria que suprayace el basamento cristalino la cual se encuentra discordantemente sobre el mismo. Sobre el basamento se observan estructuras en flor positiva asociado fallas de desplazamiento en rumbo características de zonas de compresión con un movimiento lateral. Se identifica que la cuenca Atrato tiende a profundizarse hacia el flanco occidental, y de acuerdo al modelo 01 QA 82-18, las profundidades del basamento oscilan entre 2 km y 6.5 km y con un espesor aproximado de 6 km.

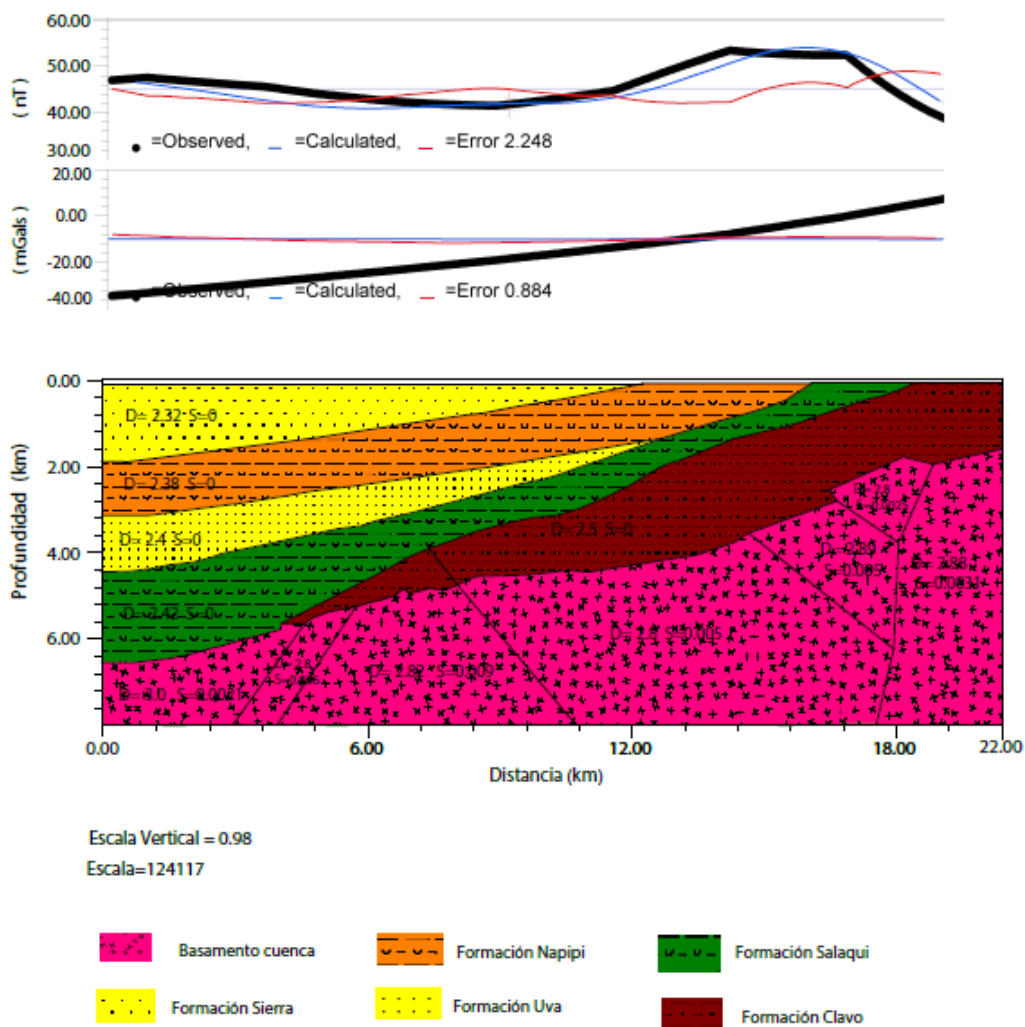


Figura 37. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 01 QA 82-18.

Tanto el perfil gravimétrico como magnético refleja longitudes de onda larga, asociado con las fuentes de interés más profundas que en este caso se asocia con el basamento cristalino de afinidad oceánico, dado a que esta área se caracteriza por tener una alta intensidad tectónica, característica de un régimen compresional., dentro del basamento es muy frecuente evidenciar una serie de bloques fuertemente fracturados.

7.5 MODELO 02 QA 82-20

El modelo 02 QA 82-20, presenta una dirección preferencial SW-NE, con una longitud de 20.150 metros en el cual se tomaron un total de 500 estaciones. El modelo 02 es un modelo similar al modelo propuesto en el modelo 01, sin embargo, en el presente modelo se observa una mayor cantidad de fracturas desarrolladas dentro del basamento cristalino, y en algunas ocasiones con presencia de fallas inversas. Estas fracturas presentan una dirección característica NW-SE en su mayoría y se proyectan hasta la formación Clavo, la cual se encuentra depositada discordantemente sobre del basamento, también se observa un acuñaamiento de esta formación hacia el flanco SW, de tal manera que esta formación pierde continuidad dentro de la secuencia sedimentaria característica de esta cuenca. También es posible deducir que la secuencia sedimentaria conformada por las formaciones Salaquí, Uva, Napipí y Sierra se encuentran buzando hacia el margen oeste de la cuenca.

Los valores de densidad aplicados al modelo para el basamento varían entre 3.0 g/cc 2.82 g/cc y los valores de susceptibilidad magnética oscilan entre 0.005×10^{-3} SI & 0.001×10^{-3} SI, con lo cual es posible valores de anomalía gravimétrica entre -27.72 mGals & 10.43 mGals y valores de anomalía magnética entre 43.29 nT & 245.95 nT respectivamente. El modelo presenta longitudes de onda larga tanto en perfil gravimétrico como en el perfil magnético, asociado con las fuentes de interés profundas, dado a que la topografía del área es relativamente plana los contrastes pronunciados de densidad y susceptibilidad magnéticas revelan configuración de cuencas de interés en el área de estudio.

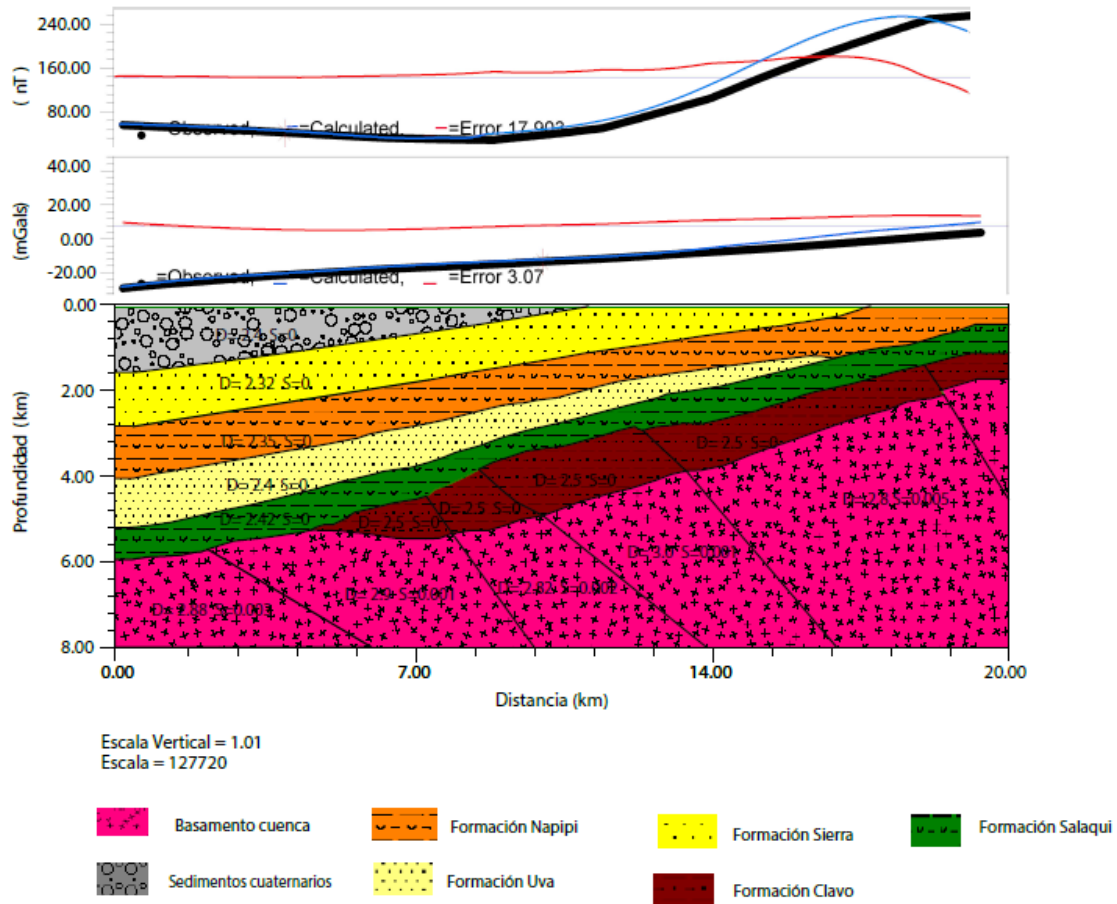


Figura 38. Modelo gravimétrico y magnético 2D para el perfil 01 QA 82-20.

7.6 Inversión gravimétrica implementando el algoritmo GCH_Gravin.

Cuando se desean realizar estudios de prospección geofísica en el sector de hidrocarburos es necesario relacionar conceptos de espesor de la capa sedimentaria de la cuenca de estudio, es por ello que en los últimos años se han venido desarrollando una serie de algoritmos implementados en datos tanto gravimétricos como magnéticos, los cuales permiten inferir las profundidades del basamento y la geometría del mismo. En la inversión de datos gravimétricos una buena parte de los algoritmos existentes emplean el modelo poligonal de Talwani et al (1959) o el modelo de prisma rectangular apilado de Bott (1960); sin embargo el algoritmo GCH_Gravin (Pham, LT, Oksum, E., & Do, T.D); desarrollado en el sistema de computo numérico de Matlab en el 2018, esta basado en la combinación del algoritmo

FFT Granser (1987) y la técnica del dominio espacial de Cordel & Henderson, con el fin de inferir la profundidad al basamento en una cuenca sedimentaria derivada de la inversión de la anomalía de gravedad, así mismo este algoritmo se encuentra configurado en una interfaz que permite al usuario tener control de los parámetros de entrada para luego mostrar los resultados producto de la convergencia de las anomalías calculadas durante el proceso. Para verificar el buen funcionamiento del algoritmo, fue posible realizar comparaciones con otros métodos planteados en el presente capítulo.

7.6.1 Procesamiento de datos gravimétricos

Partiendo de los datos gravimétricos de la subcuenca Atrato mencionados anteriormente, en el sistema gráfico Geosoft Oasis montaj, se realizó el mapa de anomalía residual de Bouguer $2,30 \text{ gr/cm}^3$, con el fin de resaltar los cuerpos con menor longitud de onda (*Hinze, Von Frese and Saad, 2013*), ya que el interés está centrado en conocer las cuencas sedimentarias a detalle. Posteriormente esta data se ingresó al Software numérico Matlab y se procedió a realizar un testeo de parámetros con el fin de generar la inversión gravimétrica. En este caso se asumió una densidad del basamento pre-cretácico de 2.8 gr/cm^3 y una densidad promedio de la cobertura sedimentaria de 2.5 gr/cm^3 , contraste de densidad de -0.3 gr/cm^3 ; luego para hallar la constante de decaimiento (λ), se tuvo en cuenta el contraste de densidad tomado a una profundidad promedio de la interfaz del basamento, de tal manera que el algoritmo pueda aplicar los adecuados filtros pasa banda, que permitan lograr una mayor aproximación al procedimiento de la inversión, para este caso se utilizó una constante de decaimiento (λ) de 0.05 gr/cm^3 .

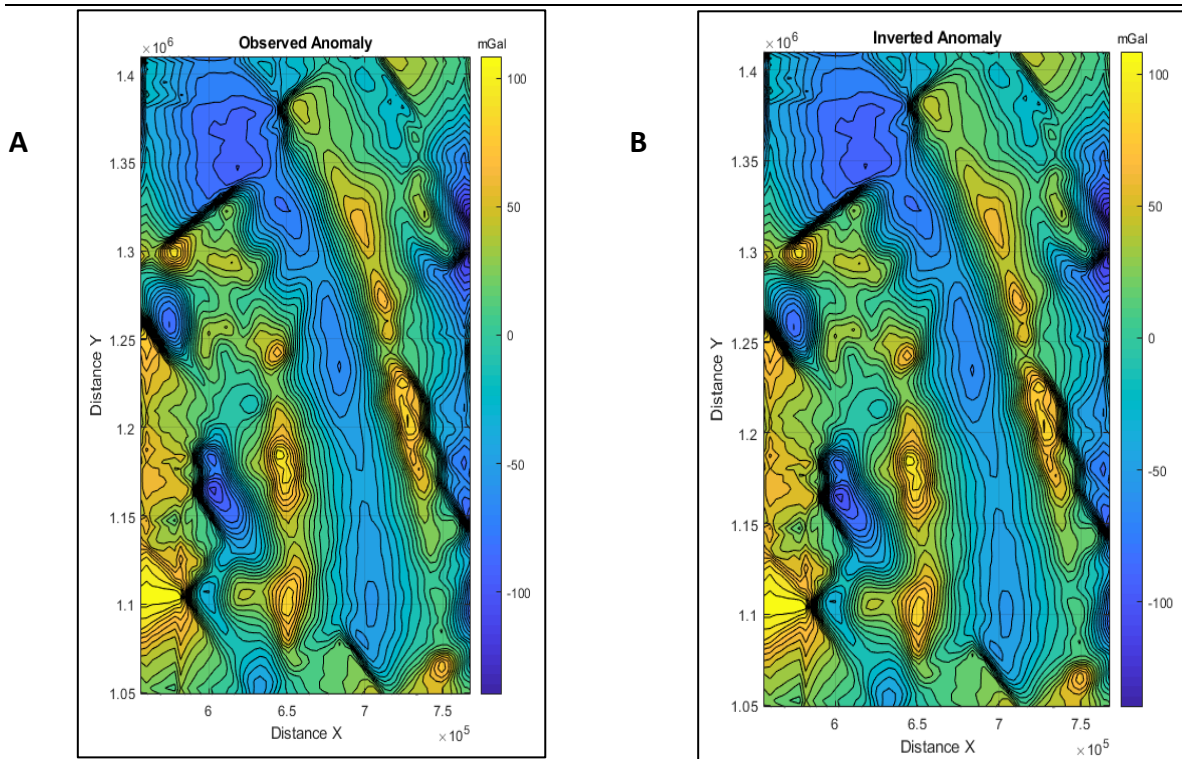


Figura 39. Sets de mapas gravimétricos de A) Anomalía Residual observada B) Anomalía invertida; obtenidos a partir de datos gravimétricos de la sub cuenca Atrato y aplicando el algoritmo GCH_Gravinv.

7.6.2 Análisis de resultados

Con base en los resultados obtenidos en el mapa de profundidad de la interfaz del basamento, (figura 25) es posible inferir tres depocentros con una secuencia sedimentaria entre 6 a 10 km de espesor, con dirección preferencial NW-SE y un RMS (root mean square) 0.00005 mGal. Probablemente estos depocentros mencionados anteriormente se encuentren limitados por altos gravimétricos, asociados con rocas del basamento de carácter oceánico que componen la cuenca. Es importante indicar que en el sector NW de la cuenca, se observa una geometría más amplia de la cuenca, relacionado con una secuencia sedimentaria de mayor espesor, y hacia el sector SE se observa una cuenca angosta y estrecha y con un espesor de sedimentos mucho menor a los concentrados en el sector NW. A través de los cortes

transversales se infiere la geometría y profundidad del basamento esperada en los posibles depocentros presentes en la cuenca Átrato, deducidos a través del algoritmo GCH_Gravin.

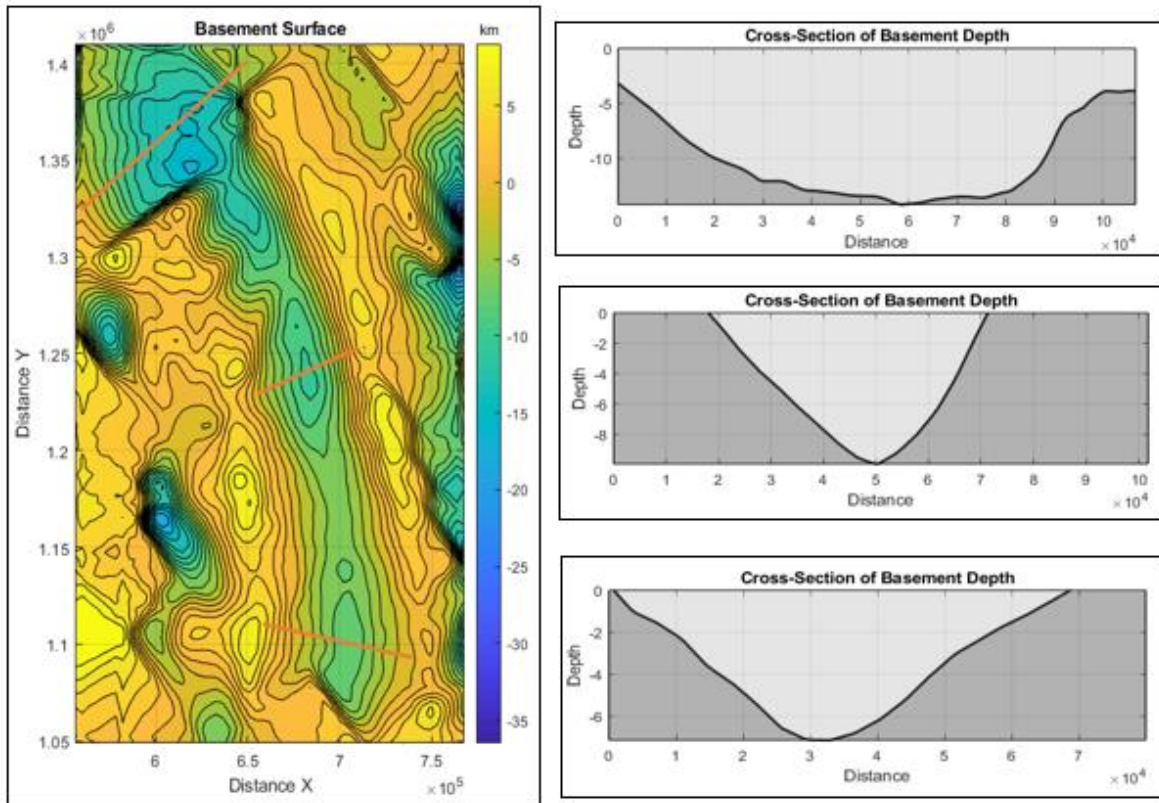


Figura 40. Mapa de profundidad de la interfaz del basamento y cortes transversales en posibles depocentros en la sub cuenca Atrato. Obtenidos a partir de la implementación del algoritmo GCH_Gravin con la anomalía residual de Bouguer 2.30 gr/cm³

La aplicación del algoritmo de inversión en los datos de gravedad, permite evaluar diferentes escenarios, y con ello identificar contrastes de densidad de la corteza y deducir posibles depocentros de gran interés económico en esta área de estudio.

Adicionalmente, los datos ingresados al proceso de inversión requieren una grilla rectangular para lo cual fue requerido la ampliación de la ventana de interpolación. Este proceso ocasiona la generalización de las tendencias de los datos por fuera de la grilla de adquisición (figura 41).

En este sentido, al comparar el área comprendida por la grilla de adquisición de los datos gravimétricos y el modelo de inversión de profundidad obtenido, se observan geometrías rectas que coinciden con los límites de la grilla de adquisición. Así la comparación, permite establecer que las profundidades establecidas fuera del área de la grilla no representan datos confiables a tener en cuenta en la interpretación del modelo, como el caso del área norte en el cual se presenta un depocentro con una profundidad superior a los 10 km y una geometría amplia en comparación con los depocentros alargados presentes en el área de la grilla de adquisición.

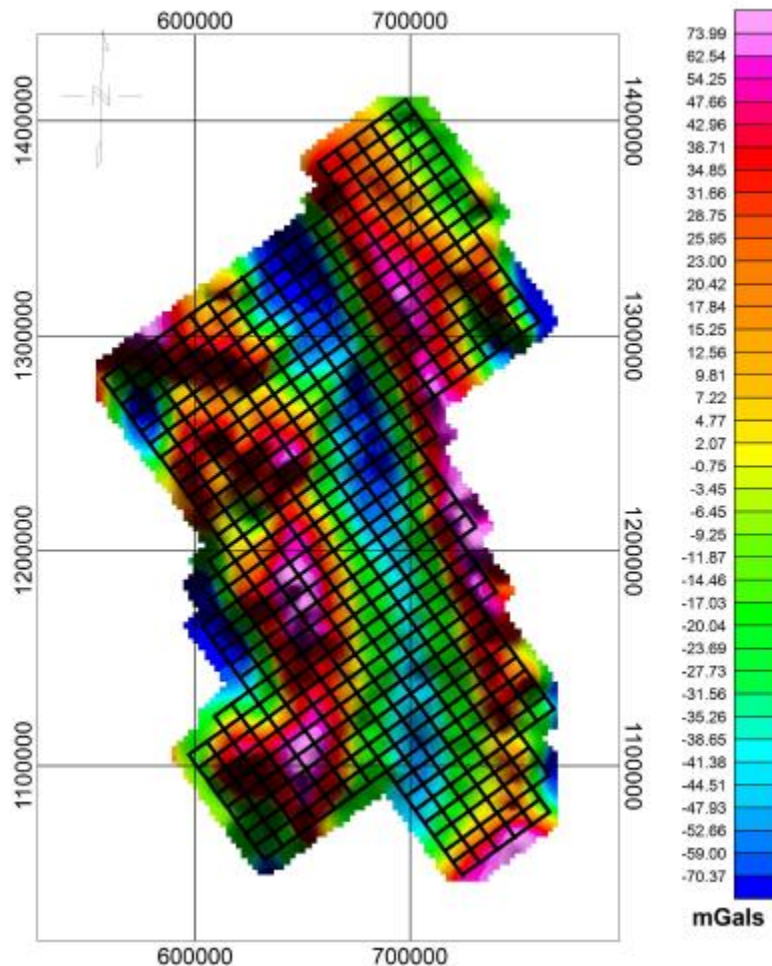


Figura 41. Mapa de anomalía residual de Bouguer en el cual se presentan las líneas de adquisición de los datos aerotransportados.

8. Conclusiones

El análisis de datos de campos potenciales integrado con líneas sísmicas, permitió inferir que la cuenca Atrato, se encuentra limitada por fallas de carácter regional que rigen estructuralmente los bordes de la cuenca con dirección N10°W, seguido de depresiones alargadas con dirección NW-SE.

A través de los modelos directos se obtuvo un conocimiento previo de las anomalías de campos potenciales de gravimetría y magnetometría del área de investigación, ya que se evaluaron diferentes escenarios representativos del área, con propiedades (densidad y susceptibilidad magnética) cercanas a la distribución geológica y tectónica al objetivo a evaluar, lo cual permitió obtener interpretaciones cuantitativas, que permitieron definir geometría, forma, tamaño, profundidad y extensión horizontal de los cuerpos de interés presentes en el subsuelo.

La cuenca Átrato presenta una geometría alargada y estrecha en dirección NW-SE, con variaciones significativas en el espesor de sedimentos entre 6 y 10 km, limitada por altos del basamento de afinidad oceánica.

Con el análisis de datos gravimétricos y magnéticos se identificó de forma clara y precisa las estructuras geológicas más características del área de investigación como; fallas de carácter regional que rigen estructuralmente los bordes de la cuenca con dirección preferencial N10°W asociado principalmente con la falla de los Saltos y falla de Murindó, seguido de depresiones alargadas con dirección NW-SE, asociado con depocentros, con variaciones representativas en espesor de las secuencias sedimentarias pertenecientes a la cuenca Atrato y que están limitados por altos gravimétricos de rocas de basamento de carácter oceánico.

Con el análisis de datos gravimétricos y magnéticos se identificó de forma clara y precisa las estructuras geológicas más características del área de investigación como; fallas de carácter regional que rigen estructuralmente los bordes de la cuenca con dirección preferencial N10°W asociado principalmente con la falla de los Saltos y falla de Murindó, seguido de depresiones alargadas con dirección NW-SE, asociado con depocentros, con

variaciones representativas en espesor de las secuencias sedimentarias pertenecientes a la cuenca Atrato y que están limitados por altos gravimétricos de rocas de basamento de carácter oceánico.

La integración de anomalías de campos potenciales con el algoritmo GCH_Gravinv, permitió tener una aproximación de la variación de la geometría y profundidad del basamento para los posibles depocentros presentes en la cuenca Atrato.

El análisis de correlación espectral permite correlacionar anomalías gravimétricas y magnéticas y resaltar posibles áreas prospectivas para exploración de hidrocarburos y exploración minera.

El análisis de datos de campos potenciales, es una gran herramienta que permite delimitar los cuerpos causativos mas representativos en el área de investigación y que presentan mayor continuidad en el subsuelo, como es el Batolito de Mandé, Complejo Ultramáfico de Alto Condoto y Basaltos de Baudó; y con ello deducir una importante diversidad en la composición geológica de las rocas expuestas en superficie y que están afectadas por fallas de carácter regional.

La correlación espectral se realizó a partir de las anomalías de intensidad magnética total reducida al polo y primera derivada en la vertical de la anomalía del Bouguert total 2.67 g/cc, anomalías directamente correlacionable entre si, dado a que se encuentran en la misma fase, lo cual permitió identificar las principales fuentes causativas de mayor interés en el area a través de correlación inversa negativa (Through to Through) y correlación directa positiva (Peak to Peak). La correlación peak to peak, resalta las anomalías asociadas con altos de basamento y cuerpos intrusivos de mayor interés económicos en el área, como el Batolito de Mandé y los Basaltos de Baudó, y la correlación through to through, destaca las cuencas y subcuencas presentes en Atrato con una dirección preferencial NW/SE.

Los modelos 2.5 realizados sobre el margen oriental de la cuenca Atrato, son de gran importancia en el área, ya que representan una base para la interpretación de la geometría y profundidad del basamento, variación en la composición geológica del basamento apoyado en propiedades de densidad y susceptibilidad magnética, geología superficial y imágenes sísmicas.

La profundidad del basamento se logró deducir a través de los modelos de campos potenciales y con la implementación del código GCH Gravinv, con ello concluir una profundidad aproximada entre 5 y 10 km. Así mismo se deduce que la profundidad del basamento tiende a aumentar hacia el margen occidental de la cuenca y que las unidades sedimentarias se encuentran buzando hacia el flanco occidental de la cuenca, estructuralmente las capas sedimentarias suprayacentes se encuentran acunándose en formaciones más antiguas.

Mediante la integración de mapas de anomalías gravimétricas & magnéticas, y la puesta en marcha del código GCH Gravinv, sobre el sector norte de la cuenca Atrato se logró inferir una secuencia sedimentaria de mayor espesor a los demás depocentros presentes en la cuenca, también se identificó un basamento localizado a una mayor profundidad (10 kilómetros) comparado con los otros dos depocentros cuyo basamento se cree que está más cerca a la superficie con un espacio de acomodación de sedimentos mucho menor.

En el sector occidental de la cuenca Atrato, no existe información del subsuelo que permita tener un control geológico y estructural de la cuenca. Por tanto las líneas sísmicas evaluadas se encuentran sobre el margen oriental de la cuenca, en las cuales se identificó la reflexión más profunda asociada al basamento, cuyas profundidades se oscilan entre 5 a 7 kilómetros. Posteriormente los espesores de las unidades sedimentarias varían a lo largo de cada sección sísmica, ya que depende en gran medida de la paleo topografía del basamento y con ello del espacio de acomodación de los sedimentos depositados.

9. Recomendaciones

Realizar campañas de adquisición de datos sísmicos continuas, sobre los márgenes de la subcuena Átrato, que permitan corroborar los modelos planteados en la presente investigación.

Realizar la perforación de pozos estratigráfico, que abarque toda la secuencia sedimentaria hasta la interfaz del basamento, que permita tener un conocimiento certero de las unidades estratigráficas presentes en la subcuena Átrato.

Realizar campañas de adquisición de datos magnetotelúricos, para optimizar ese conocimiento regional de la cuenca.

Anexo A. Análisis de anomalía residual de Bouguer.

La interpretación y análisis de la anomalía residual permite la identificación de cuerpos geológicos sedimentarios que pueden presentar condiciones favorables para la exploración y producción de hidrocarburos.

La separación de la anomalía de Bouguer en el regional (cuerpos profundos) y residual (cuerpos someros) presenta un papel importante en la identificación de estructuras. Existen diferentes aproximaciones para lograr este proceso, siendo el método de regresión y ajuste de superficies polinómicas el empleado en el desarrollo de la presente investigación. Este método permite subdividir la variación de la anomalía en las dos partes, siendo el orden del polinomio la variable que controla los resultados de separación de las señales.

En este sentido, la elección del orden del polinomio puede generar resultados finales variables, en la geometría de los posibles depocentros, sin embargo es necesario comprender que en la rama de la geofísica, es necesario tener en cuenta la condición de la no unicidad de los posibles cuerpos causativos de las anomalías geofísicas, la cual explica que no existe un modelo único de soluciones, puesto que para un modelo geofísico existe un número infinito de posibles soluciones que teóricamente pueden explicar una anomalía determinada. Siendo la perforación la única manera de comprobar un modelo en cuestión.

De esta manera, con la finalidad de analizar las diferencias en las anomalías residuales se procedió a la generación de las grillas de la anomalía residual de Bouguer empleando superficies polinómicas de orden 1, 2, y 3 en el software de Geosoft. Este análisis permite comparar los efectos geológicos y estructurales que se presentan al realizar la respectiva separación de frecuencias.

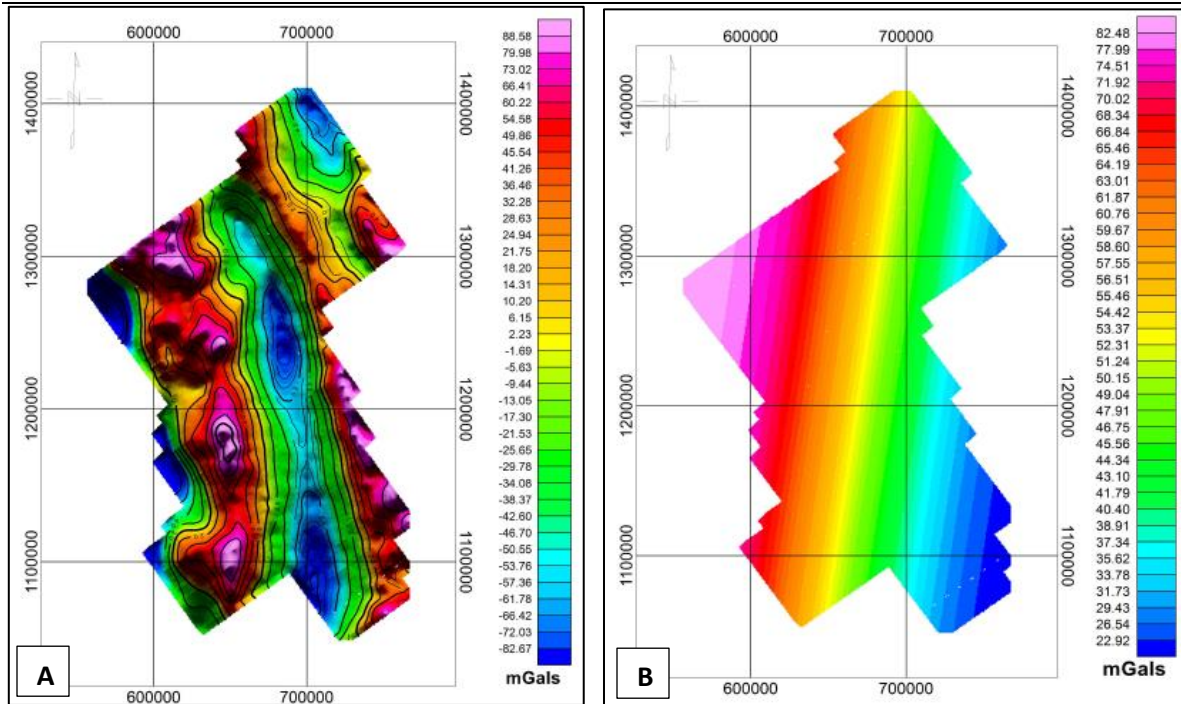


Figura 42. A) Mapa de anomalía residual de orden 01, B) Mapa de anomalía regional de orden 1.

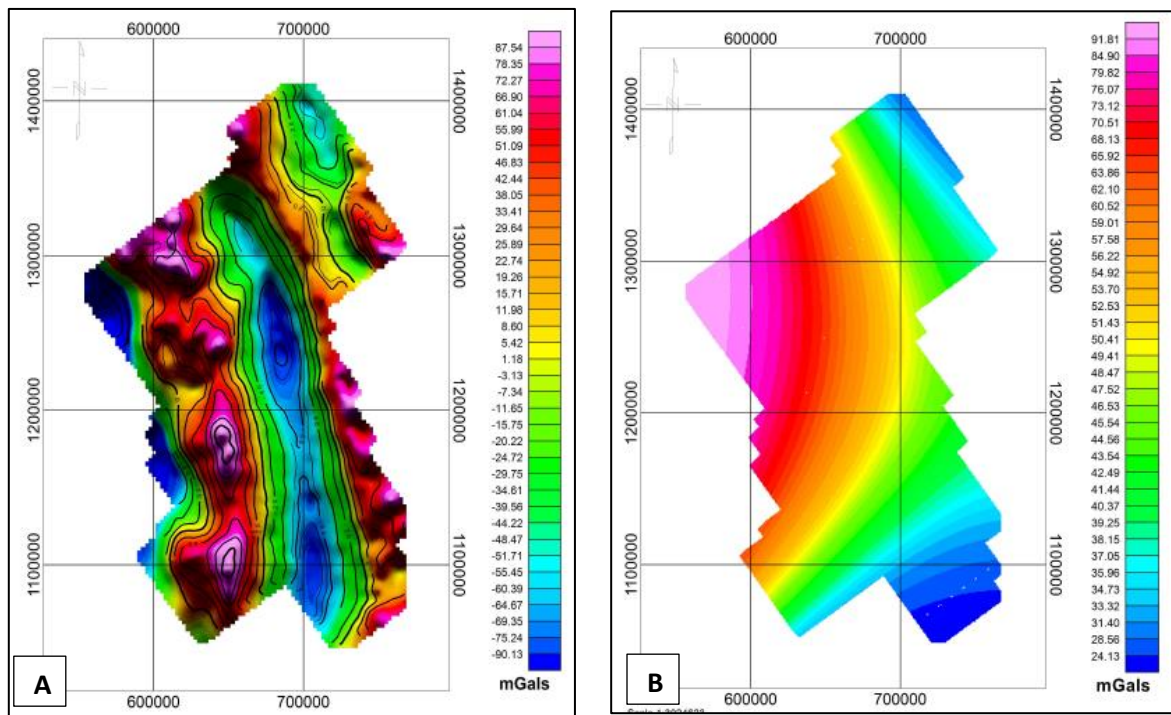


Figura 43. A) Mapa de anomalía residual de orden 02, B) Mapa de anomalía regional de orden 02.

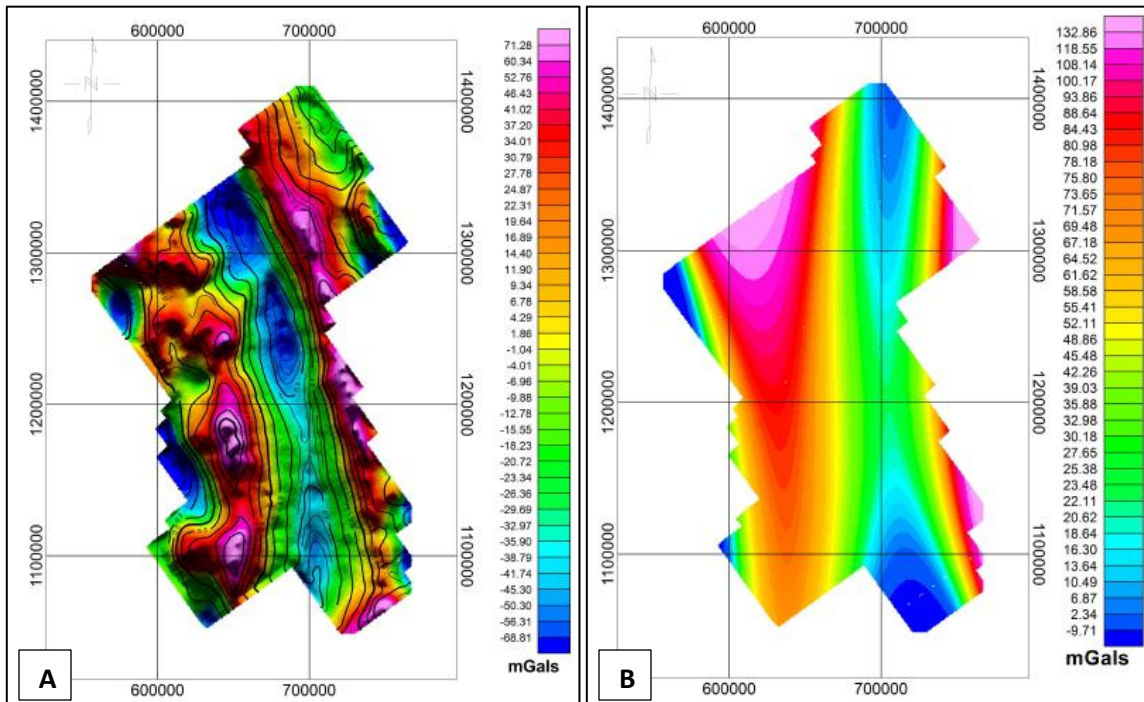


Figura 44. A) Mapa de anomalía residual de orden 03, B) Mapa de anomalía regional de orden 03.

Al analizar los diferentes resultados obtenidos en la separación de la anomalía residual, se observa como las anomalías residuales obtenidas con los polinomios de orden 1 y 3 presentan tendencias lineales norte sur, con anomalías regionales con que presentan valores altos en el margen occidental del área de estudio y bajas anomalías en el sector oriental.

En contraste, la anomalía residual obtenida con la superficie polinómica de orden 2 presenta anomalías con valores altos en el sector occidental del área, siguiendo una tendencia paralela al margen y límites estructurales de la cuenca asociados al basamento oceánico y los cuerpos acrecionados al margen noroccidental del pacífico colombiano.

En el caso de la anomalía residual, en los diferentes casos analizados se presentan depocentros en una franja alargada en sentido NW-SE presente en el centro del área de estudio representados por una anomalía negativa. A medida que se aumenta el grado del polinomio se acrecenta la presencia de un posible depocentro en el margen norte de la cuenca.

Al realizar la respectiva comparación de las anomalías residuales se recomienda en futuras investigaciones emplear como primera aproximación la anomalía residual y regional obtenida con superficies polinómicas de orden 2 dada su asociación con la distribución geológica de los cuerpos profundos presente en el margen occidental del área de estudio. Adicionalmente, es recomendable considerar el uso de métodos alternativos para la separación de las anomalías residual y regional que puedan tener en cuenta la geología del área con el fin de aumentar el conocimiento geológico que soporten la toma de decisiones en futuros proyectos de exploración y desarrollo de recursos hidrocarburíferos y minerales.

Bibliografía

- ANH. (2005). *Informe final de interpretación sísmica, programa ANH Choco 2D*.
- ANH (2009). *Perforación del primer pozo de reconocimiento del subsuelo en la cuenca Choco, subcuenca San Juan, como parte de la visión de la Agencia Nacional de Hidrocarburos de Colombia*
- ANH-University EAFIT. Department of Geology. (2007). *Inventario, Compilación, Interpretación Y Evaluación Integral De La Información Geológica, Geofísica Y Geoquímica De La Cuenca Atrato Y Cuenca San Juan (p. 143). Medellín - Bogotá, Colombia.*
- ANH (2011). *Informe final de interpretación sísmica, programa ANH CHOCO 2D 2005*.
- Ariza, M.M., Spikings, R., Beltran, A., Ulianov, A., Von Quadt, A., (2022). *Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the basement of the Chocó-Panamá block in Colombia*
- Barbosa, A., Kamenov, G., Foster, D., Restrepo, S., Pardo, A. (2019). *Contemporaneous paleogene arc-magmatism within continental and accreted oceanic arc complexes in the northwestern Andes and Panama.*
- Bedoya, G., Cediél, F., Correa, I., Cuartas, c., Montenegro, G., Cerón, M., Mohica, J., & Cerón, R. (2009). *Aportes al conocimiento de la evolución geológica de las cuencas Atrato y San Juan dentro del arco Panamá-Choco.*
- Bedoya, G., Cediél, F., Restrepo, I., Cuartas C., Mora, C., Montenegro, G., Correa, I., Garcia, E., Muños, G., Zuluaga, M., (2011). *Evaluación integral de la información geológica, geofísica y geoquímica de la cuenca Atrato y cuenca San Juan.*
- Casas. A., 2016. *Magnetic anomalies as a tool for learning Geology (and magnetism): examples from the Iberian Peninsula and the Canary Islands*

Cardona, A., Leon, S., Jaramillo, J.S., Montes, C., Valencia, V., Vanegas, J.,(2018). *The paleogene arcs of the Northern Andes of Colombia and Panama: insights on plate kinematic implications from new and existing geochemical, geochronological and isotopic data.*

Cantos, J., (1973). *Tratado de geofísica aplicada.*

Carson Helicopters. 2006 *Programa adquisición, procesamiento e interpretación de datos aeromagnetogravimetría en el litoral Pacífico de Colombia, informe técnico de la ANH.*

Cediel, F., Restrepo I., Marin-Ceron M.I., Duque – Caro H., CuartasC., Mora C.,Montenegro G., E., Tovar D., Muñoz G., (2009), *Geology and Hydrocarbon potencial Atrato and San Juan Basins, Choco (Panama) Arc. Tumaco Basin (Pacific Realm), Colombia.*

Cediel, F., & Restrepo, I. (2011). *Atrato, San Juan and Urabá Basins Vol. 3 (p. 113). Medellín, Colombia: ANH-University EAFIT. Department of Geology.*

Cediel, F., Shaw, R. P., & Cáceres, C. (2003). *Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. En C. Bartolini, R. T. Buffler, & J. F. Blickwede (Eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics, AAPG Memoir 79 (Vol. 79). AAPG.*

Choco subcuenca Atrato, Open Round, ANH 2010.

Estrada, L., (2012). *Prospección gravimétrica para alumnos de ingeniería geodésica y geofísica de la facultad de ciencias exactas y tecnología de la Universidad de Tucumán.*

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.*

Duque-Caro, H., 1990. *Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in Northwest South America and the evolution of the Panama seaway. Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*

DUQUE-CARO, H. 1990a. *Estratigrafía, paleoceanografía paleobiogeografía de la cuenca del Atrato y la evolución del Istmo de Panamá. Ingeominas. Bogotá.*

DUQUE-CARO, H. 1990b. El Bloque del Chocó en el noroccidente suramericano: Implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas. Ingeominas,. Bogotá.

Farris, D.W., Jaramillo, C., Bayona, G., Restrepo-Moreno, S.A., Montes, C., Cardona, A., Mora, A., Speakman, R.J., Glascock, M.D., Valencia, V., 2011. *Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with South America.*

Instituto Colombiano Agustín Codazzi, INGEOMINAS. (2001). *Investigación integrada del Anden Pacífico, Tomo 01 Geología.*

Gary, N., 2009. *Sedimentology and stratigraphy.*

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, Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.*

Gonzales, J., Arciniegas, E., Piragua, A., Ramirez, R., Mendez, C., Naranjo, J. (2006). *Cartografía geológica en el área de la subcuenca Atrato - San Juan, departamento del chocó.*

Grant, F.S., and West, G.F., 1965, *Interpretation theory in applied geophysics.*

Granja, J. L.; Carbó, A. y Muñoz-Martín, A. (2005). *Análisis de mapas de anomalías gravimétricas en el borde NE de la placa caribe. Madrid, España: Universidad Complutense de Madrid.*

Hernandez, O., 2006, *Tectonic analysis of northwestern South America from integrated Satellite, airborne and surface potential field anomalies.*

Hernández, O., 2008, *Cartografía geológica y modelamiento estructural de las cuencas Urabá y Sinú-San Jacinto a partir de la interpretación de imágenes de sensores remotos y monitoreo sísmico.*

Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., and Saad, A.H., 2013, *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications: Cambridge University Press.*

J.M Reynolds., 2011, *An introduction to applied and environmental Geophysics.*

Jacoby, W., & Smilde, P., (2009). *Gravity Interpretation. Fundamentals and application gravity inversion and geological interpretation.*

Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., Sinton, C.W., 1997. *Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis.*

Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration. Oxford: Blackwell Science.*

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.*

Kirsh, R., 2009, *Groundwater geophysics.*

León, S., Cardona, A., Parra, M., Sobel, E.R., Jaramillo, J.S., Glodny, J., Valencia, V.A., Chew, D., Montes, C., Posada, G., 2018. *Transition from collisional to subduction-related regimes: an example from Neogene Panama-Nazca-South-America interactions.*

Li-Li, L., Li-Guo, H., & Da-Nian, H. (2014). *Normalized edge detection, and the horizontal extent and depth of geophysical anomalies. APPLIED GEOPHYSICS, 149-157.*

Lozano, E, N Zamora (2014). Servicio Geológico Colombiano. *Compilación de la cuenca Choco-Urabá.*

Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics.* Zurich: Cambridge.

Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, F., Vallejo, C.F., Winkler, W., 2006. *Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence.* Earth Planet.

Maleki Meysam 2020. *Choosing the Best Velocity Model Building Method for Depth Conversion.*

Marsden Dave 1989. *Layer cake depth conversion.*

Menichett and Guillen (1983); *Simultaneous interactive magnetic and gravity inversion.*

Meade, C., Bowen, V., National Research Council 1997. *The Dynamics of Sedimentary Basins*

Mono, J., Ndougsa - Mbarga, T., Bi-Alou., Ngoh, J., Owono, O., (2018). *Inferring the subsurface basement depth and the contact location from aeromagnetic data over Loum-Minta area (Centre-East Cameroon)*

Montes, C., Bayona, G., Cardona, A., Buchs, D.M., Silva, C., Morón, S., Hoyos, N., Ramírez, D., Jaramillo, C., Valencia, V., 2012a. *Arc-continent collision and orocline formation: closing of the central American seaway.*

Montes, C., Cardona, A., McFadden, R., Morón, S.E., Silva, C.A., Restrepo-Moreno, S., Ramírez, D.A., Hoyos, N., Wilson, J., Farris, D., Bayona, G.A., Jaramillo, C.A., Valencia, V., Bryan, J., Flores, J.A., 2012b. *Evidence for middle eocene and younger land emergence in Central Panama: implications for Isthmus closure.*

Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Pardo, A., Silva, J., Valencia, V., Ayala, C., Pérez-Angel, L., Rodríguez-Parra, L., Ramírez, V., 2015. *Middle miocene closure of the Central American seaway*.

Montes, C., Rodriguez, A., Bayona, G., Hoyos, N., Zapata, S., Cardona, A. (2019). *Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The Northern Andes-Caribbean margin*.

MUÑOZ, R.; SALINAS, R.; JAMES, M.; BERGMAN, H.; TISTL, M. 1990. *Mineralizaciones primarias de minerales del Grupo del Platino y oro en la cuenca de los ríos Condoto e Iró (Chocó, Colombia). Convenio Colombo - Alemán. Proyecto Condoto, Fase 1, informe Ingeominas. Medellín*.

Nava Flores, M. (2010). *Modelado por métodos potenciales de estructuras salinas inferidas por sismología de reflexión*. México D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Posgrado en Ciencias de la Tierra.

NIVIA, A. 1996. *Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental, un prisma acrecionario*.

PÉREZ, G. 1980. *Evolución geológica de la Cuenca Pacífica (Geosinclinal Bolívar), sector noroccidental de Suramérica. UIS, Bol. Geol., 14(28):25-44. Bucaramanga*.

Pilkington (2006); *Join inversion of gravity and magnetic data for two layers*. Reynolds, J M., (2011). *An introduction to applied and environmental Geophysics* Turcotte, D., & Schubert, G., (2014). *Geodynamics, Third edition*.

SALINAS, R.; TISTL, M. 1991. *Rocas básicas y ultrabásicas en la región del Alto Condoto, Cordillera Occidental (Chocó), Colombia. Simposio Magmatismo Andino y su marco tectónico, Mem, 1: 81-98. Manizales*.

SALINAS, R.; TISTL, M.; BURGATH, K. 1994. *Geología, Mineralogía y Química del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto (CUZAC)*. *Ingeominas, Bol. Geol.*, 34 (1): 5-58. *Santa Fe de Bogotá*.

Vallejo, C., Spikings, R.A., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., Page, L., 2006. *The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate*.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A., 2011. *Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia*.

Von Frese, R.R.B., Jones, M.B., Kim, J.W., and Kim, J.-H., 1997, *Analysis of anomaly correlations: Geophysics*.

Van der HAMMEN, T. 1958. *Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectonogénesis de los Andes Colombianos*. *Serv. Geol. Nal*.

Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J.S., Patiño, A., Valencia, V., León, S., Mejía, D., Pardo-Trujillo, A., Castañeda, J.P., 2019. *Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau*. *Gondwana*.

ZAPATA, G. 2000. *Geología de las planchas 163, 164, 183 y 184*. *Ingeominas Informe Inédito 101 p Medellín*.