

Modelado gravimétrico 2D del área comprendida entre las fallas de Chusma y Upar en el sector
Yaguará-Palermo, Valle Superior del Magdalena

Angi Viviana Aparicio Guevara

Trabajo de Grado para Optar el título de Geóloga

Directora

Rocío Del Pilar Bernal Olaya

PhD. en Geología

Codirector

Jairo Alberto Torres Peña

MSc. (c) Ciencias de la tierra

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2019

AGRADECIMIENTOS

Mis más sinceros agradecimientos a mi directora la profesora Rocío Del Pilar Bernal Olaya quien ha sido una de las mejores docentes que he tenido a lo largo de mi carrera y quien fue un gran apoyo y guía en el desarrollo del trabajo. Gracias por su paciencia, tolerancia y por tantas enseñanzas tanto en el ámbito profesional como personal.

A mi codirector el profesor Jairo Alberto Torres por su colaboración y motivación en cada uno de las etapas de mi trabajo, por su apoyado incondicional a lo largo de toda mi carrera y por ser quien me han impulsado a llevar a cabo proyectos que han resultado positivos y beneficiosos.

Al profesor Jose David Sanabria por su apoyo y disponibilidad durante el desarrollo del trabajo.

Al Profesor Sait Khurama por su acompañamiento y liderazgo en el desarrollo de la salida de campo.

Al profesor Giovanny Jiménez por ser parte de mi proceso de aprendizaje tanto en la parte teórica como en la práctica en campo.

Al profesor Francisco Velandia por brindarme su ayuda en la parte de geología estructural y por sus pertinentes correcciones del trabajo en general.

Al Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) por permitirme a través del convenio realizado con la Universidad Industrial de Santander desarrollar mi trabajo de investigación, además agradezco su confianza puesta en los estudiantes de la Escuela de Geología (principalmente el primer grupo de la asignatura Campo III).

A la Escuela de Geología que hizo posible llevar a cabo mi proceso de formación académico y personal

Al Energy and Other Non Renewables Resources Research Group. Liderado por la profesora Rocío Bernal Olaya al cual se encuentra vinculado mi trabajo de investigación.

A la Escuela de Física por proveernos los equipos geofísicos para realizar la adquisición de datos en campo.

Al grupo de estudiantes de la asignatura Campo III especialmente Andrés Rojas, Sebastián Tarazona y Jesús Rincón quienes me acompañaron durante todo el campo y me brindaron su colaboración y apoyo.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo el cual fue realizado con esfuerzo, amor y pasión a mis padres Miriam Guevara Aparicio y Gerardo Aparicio Guevara quienes son mi ejemplo a seguir; y mi mayor motivación, orgullo y apoyo, además son quienes me han proveído de valores y me han incentivado a ser una gran profesional y persona; y a mi hermana Sindy Natalí Aparicio; quien de igual manera me apoyó en cada una de las decisiones tomadas a lo largo de mi carrera profesional. A ellos les debo este gran logro.

Tabla de Contenido

Introducción.....	13
1. Objetivos	17
1.1 Objetivo General.....	17
1.2 Objetivos Específicos.....	17
2. Generalidades	18
2.1 Localización.....	18
2.3.1 Estratigrafía	23
2.3.2 Geología estructural	29
3. Marco referencial.....	32
3.1 Marco Teórico	32
3.1.1 Zona triangular.....	32
3.1.2 Método gravimétrico	34
3. Metodología.....	41
4.1 Consulta bibliográfica	41
4.2 Precampo	42
4.2.1 Diseño del levantamiento gravimétrico.....	42
4.2.2 Modelamiento teórico	43
4.3 Trabajo de Campo.....	46
4.3.1 Adquisición: Levantamiento Gravimétrico y Altimétrico.....	46
4.4 Procesamiento.....	51
4.4.1 Corrección por deriva instrumental.....	51
4.4.2 Corrección por latitud.....	53
4.4.3 Corrección de Aire Libre	53
4.4.5 Corrección de Terreno.....	55
4. Resultados	56
4.1 Separación de Componentes: Anomalía Regional y Residual	56
4.2 Modelos Inversos.....	59
5. Discusión.....	66
6. Conclusiones.....	68
7. Recomendaciones	70
Referencias bibliográficas	71

Lista de Tablas

Tabla 1. Localización en coordenadas del punto de gravedad absoluta	48
---	----

Lista de Figuras

Figura 1. A. Mapa de localización de la cuenca del Valle Superior del Magdalena (VSM).....	19
Figura 2. Mapa geológico del área de estudio	25
Figura 3. Columna generalizada del área de estudio.	27
Figura 4. Corte geológico propuesto por Blanco y De Freitas (2003).....	31
Figura 5. Corte geológico realizado por el autor del área de estudio	31
Figura 6. Modelos geométricos de zonas triangulares tomados de la literatura.....	34
Figura 7. Compensación de lecturas de gravedad por deriva instrumental.....	36
Figura 8. Perfil de anomalía simple de Bouguer para diferentes densidades.....	39
Figura 9. Metodología del proyecto de investigación.....	41
Figura 10. Modelo 1.....	44
Figura 11. Modelo 2.....	45
Figura 12. Gravímetro.....	48
Figura 13. GPS diferencial usado para el levantamiento de la información altimétrica.....	49
Figura 14. Gráfico de las estaciones de medición vs el error estándar de los datos medidos.....	50
Figura 15. A. Deriva instrumental día 1. B. Deriva instrumental día 3.	51
Figura 16. Datos corregidos por deriva instrumental.	52
Figura 17. A. Anomalía de aire libre. B. Topografía del perfil.....	53
Figura 18. Método de Nettleton aplicado a los datos observados para determinar la densidad de la placa de Bouguer.	54
Figura 19. Anomalía de Bouguer Simple (ABS).....	55
Figura 20. Anomalía Completa de Bouguer.....	56
Figura 21. Separación de la componente regional de la Anomalía Completa de Bouguer.....	58

Figura 22. Anomalía Residual.....	58
Figura 23. Modelo 1. Falla de Chusma con un ángulo de 30°.....	60
Figura 24. Modelo 2. Falla de Chusma con ángulo de 60°.....	60
Figura 25. Modelo 3. Falla de Chusma con un ángulo de 90°.....	61
Figura 26. Modelo 1. Falla de Upar con un ángulo de 30° para la formación Cuarzomonzodiorita de Teruel.....	63
Figura 27. Modelo 2. Falla de Upar con un ángulo de 60° para la formación Cuarzomonzodiorita de Teruel.....	63
Figura 28. Modelo 3. Falla de Upar con un ángulo de 30° para la formación Saldaña	64
Figura 29. Modelo 4. Falla de Upar con un ángulo de 60° para la formación Saldaña	64
Figura 30. Modelo geológico ideal.....	67

Lista de Apéndices

(Ver lista de Apéndices adjuntos en el CD y puede visualizarlos en la base de datos de la biblioteca UIS)

Apéndice A. Datos crudos

Apéndice B. Corrección de datos de gravedad

Resumen

TITULO: MODELADO GRAVIMÉTRICO 2D DEL ÁREA COMPRENDIDA ENTRE LAS FALLAS DE CHUSMA Y UPAR EN EL SECTOR YAGUARÁ-PALERMO, VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA*

AUTOR: ANGI VIVIANA APARICIO GUEVARA**

Palabras clave: zona triangular, escama gruesa, gravimetría, fallas de Chusma y Upar, basamento.

En el sector Yaguará-Palermo en la subcuenca Neiva del Valle Superior del Magdalena (VSM) se presenta una zona triangular de escama gruesa delimitada por las fallas de Chusma al occidente y Upar al oriente, las cuales ponen en contacto el basamento pre-Cretácico con la secuencia sedimentaria del VSM. Estas estructuras configuran posibles trampas “subthrust” con altas oportunidades exploratorias.

El contacto fallado entre estas litologías permite que se presente un contraste de densidad lateral que puede ser identificado a partir de técnicas geofísicas como la gravimetría. En esta investigación se realizó un modelado gravimétrico 2D con el fin de determinar la geometría del basamento delimitado por las fallas mencionadas anteriormente. La anomalía regional observada destaca un bajo gravimétrico en el valle, donde el mapa geológico confirma la presencia de las unidades sedimentarias, y altos gravimétricos en los bloques yacentes de las fallas donde el mapa geológico muestra afloramientos del basamento. A partir del método de modelado inverso en el que se compararon ocho posibles escenarios geológicos con diferentes ángulos de falla, y densidades de los cuerpos de basamento, se define un modelo geológico ideal, cuya anomalía de gravedad calculada se ajusta a la observada con un error de 0.56%. En este modelo ideal, los ángulos de las fallas de Chusma y Upar son de 48° y 35° respectivamente, mientras que las densidades del basamento limitados por estas son de 2.65 g/cm³ y 2.52 g/cm³ respectivamente. Estos valores son correlacionables con lo propuesto en los trabajos de Blanco y De Freitas (2003) y Jiménez *et al.* (2012), lo que confirma que la gravimetría puede ser un útil método geofísico para definir la geometría de estructuras que involucran al basamento.

*Trabajo de grado

**Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología UIS. Director: PhD. Rocío del Pilar Bernal Olaya

Abstract

TITLE: 2D GRAVIMETRIC MODEL OF THE AREA BETWEEN THE FAULTS OF CHUSMA AND UPAR IN THE SECTOR YAGUARÁ-PALERMO, UPPER MAGDALENA VALLEY. *

AUTHOR: ANGI VIVIANA APARICIO GUEVARA

Keywords: triangle zone, thick skinned, gravimetry, Chusma and Upar faults.

In the Yaguará-Palermo sector in the Neiva sub-basin of Upper Magdalena Valley (UMV) a triangle zone of thick skinned is presented delimited by the faults of Chusma to the west and Upar to the east, which put in contact the pre-Cretaceous basement with the sedimentary sequence of the UMV. These structures configure possible “subthrust” traps with high exploratory opportunities (Blanco and De Freitas., 2003).

Failed contact between these lithologies allows a lateral density contrast to be present that can be identify from geophysical techniques such as gravimetry. In this investigation a 2D gravimetric modeling was carried out in order to determine the geometry of the basement delimited by the faults mentioned above. The regional anomaly observed highlights a low gravimetric in the valley where the geological map confirms the presence of the sedimentary units, and high gravimetric in the lying blocks of the faults where the geological map shows outcrops of the basement. From the inverse modeling method in which eight possible geological scenarios were compared with different faults angles, and densities of the basement bodies, an ideal geological model is defined, whose calculated gravity anomaly is adjusted to the observed with an error of 0.56%. In this ideal model, the angles of the Chusma and Upar faults are 48 ° and 35 ° respectively, while the basement densities limited by these are 2.65 g/cm³ and 2.52 g/cm³ respectively. These values are correlated with what was proposed in the works by Blanco and De Freitas (2003) and Jiménez *et al.* (2012), confirming that gravimetry can be a useful geophysical method to define the geometry of structures that involve the basement.

*Degree work

** Faculty of physicochemical engineering, Geology School UIS. Director: Rocío del Pilar Bernal Olaya

Introducción

El Valle Superior del Magdalena (VSM) es una cuenca intramontana (Ramón y Rosero, 2006) que ha sido dividida en dos subcuencas; (Figura 1.A), la Subcuenca de Girardot al norte, y la subcuenca de Neiva al sur, esta última localizada entre Yaguará y Palermo (Blanco y De Freitas, 2003), zona en la cual se encuentra el área de estudio (Figura 1). Geológicamente, el área de estudio se caracteriza por ser una zona triangular delimitada por fallas inversas tales como la falla de Chusma al Oeste y Upar al Este (David y Reynolds, 1996 en Blanco y De Freitas, 2003).

Una zona triangular es una estructura delimitada por dos superficies de despegue o fallas con transporte tectónico y buzamientos opuestos, donde puede o no estar involucrado el basamento (Zapata y Allmendinger, 1996 en Castrillo, 1997 en Bongiorno *et al.*, 2014). Las zonas triangulares se ubican generalmente en frente de cinturones de deformación *fold and thrust belts* (Allmendinger, 1987 en Bongiorno *et al.*, 2014). En la zona de estudio las fallas asociadas a la zona triangular, ponen en contacto rocas de basamento pre-Cretácico con rocas sedimentarias del Cretácico y Paleógeno del VSM. En esta zona triangular según Blanco y De Freitas (2003) pueden ser identificadas muchas oportunidades exploratorias en trampas “subthrust”.

Aunque diversos métodos geofísicos pueden ser usados para la exploración de hidrocarburos, actualmente los más empleados son los métodos sísmicos y de campos potenciales. Sin embargo, en regiones donde se presentan cinturones de cabalgamiento las condiciones sismo geológicas son desfavorables pues se presentan formación de fronteras sísmicas internas, debido a la segmentación de los reflectores, a su variación de buzamientos, a variaciones laterales fuertes de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas y a la dispersión que puede generar la

presencia de rocas fracturadas y falladas, lo que genera una respuesta sísmica de muy baja calidad (Pages *et al.*, 2017).

Es por esta razón que métodos de campos potenciales, como la gravimetría ayudan a mejorar la interpretación de las imágenes sísmicas, ya que esta técnica mide cambios laterales en la aceleración de la gravedad debido a variaciones de densidad, que pueden ser explicadas por estructuras que ponen diferentes rocas en contacto. Además, el método mide las variaciones a profundidades de hasta kilómetros, y es muy versátil para realizar la adquisición en zonas topográficamente complejas.

El objetivo del presente trabajo es delimitar la geometría del basamento pre-Cretácico que se encuentra limitado por fallas de escama gruesa a partir de un modelamiento gravimétrico 2D que se llevará a cabo luego del diseño de adquisición, una campaña de campo para la toma de datos, el procesamiento, análisis e interpretación de las anomalías gravimétricas resultantes con las que se determinará el modelo geológico más adecuado para explicar los datos observados.

Planteamiento del problema

El Valle Superior del Magdalena (VSM) actualmente es una de las cuencas más prolíficas de Colombia con reservas de 258 MMbbl y un potencial de recursos de 2099 MMbbl (Vargas. 2012). A pesar de que se han encontrado grandes cantidades de petróleo y gas, no hay muchos estudios dentro de esta cuenca que utilicen prospección geofísica para definir estructuras que involucren el basamento como parte del sistema petrolífero. Estas estructuras de escama gruesa generan dificultades en la interpretación de las imágenes obtenidas por medio del método geofísico tradicional: el método sísmico. En este trabajo se propone caracterizar una zona triangular de estilo

estructural de escama gruesa a partir de un levantamiento geofísico de gravimetría 2D, en el sector Yaguará-Palermo para dar respuesta a preguntas como ¿Cuál es la posible geometría de los bloques de basamento que delimitan esta zona? ¿Cuál es el ángulo de las fallas que están levantando el basamento?

En esta investigación se plantean como hipótesis:

La falla de la Chusma es una falla inversa, de escama gruesa un buzamiento entre 42 y 51° con vergencia al oriente. La falla Upar es una falla inversa, de escama gruesa, con vergencia al Occidente con un buzamiento de 40 a 65°.

La falla de La Chusma es una falla inversa, de escama gruesa, con vergencia al Oriente, de alto ángulo (60° o más). La falla Upar es una falla inversa con vergencia al Occidente de escama gruesa y bajo ángulo (28° - 30°).

Justificación

Los métodos de prospección geofísica desempeñan un rol crucial en la industria petrolera, ya que estos son utilizados para determinar la presencia, profundidad y volumen de rocas que hacen parte de un sistema petrolífero.

El VSM es una cuenca intramontana formada durante la orogenia de los Andes del norte en el Mesozoico-Cenozoico (Cediel *et al.*, 2003), en la que a pesar de que se han encontrado grandes cantidades de petróleo y gas, todavía no se han desarrollado estudios regionales que se ocupen de la definición del sistema petrolífero de la cuenca. En general se conoce que los mayores reservorios se encuentran asociados a sucesiones de areniscas Cretácicas de las formaciones

Caballos y Monserrate, dentro de trampas con componente estructural como son: anticlinales, fallas inversas y dúplex (Roncancio y Martínez, 2011).

La parte sur del VSM que comprende el área de estudio, sector Yaguará-Palermo, presenta según Blanco y De Freitas (2003) un dominio estructural caracterizado por una zona triangular de escama gruesa conformado por las fallas de Chusma al Oeste y Upar al Este. Estas fallas ponen en contacto basamento pre-Cretácico (rocas intrusivas y volcano-clásticas del Jurásico, Formación Saldaña), con rocas del Cenozoico. Este tipo de estructuras complejas han generado dificultades en la delimitación de las trampas a profundidad, ya que los datos obtenidos por medio de métodos tradicionales como el método sísmico, produce imágenes con mala resolución, reflectores no continuos y zonas con pobre iluminación debido a la presencia de basamento aflorando en las áreas de interés. Por tanto, para lograr delimitar la geometría del basamento se hace necesario aplicar otras técnicas geofísicas como la gravimetría, que mide contrastes de densidad que permiten diferenciar el basamento de las rocas sedimentarias en el subsuelo con mayor aproximación.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Definir la geometría de los bloques de basamento que configuran una zona triangular con un estilo estructural de escama gruesa, a partir de un modelado gravimétrico 2D en una transecta, en el sector Yaguará-Palermo del municipio de Yaguará, Valle Superior del Magdalena.

1.2 Objetivos Específicos

Comprender desde el punto de vista geológico y tectónico la formación de una zona triangular con estilo estructural de escama gruesa con base en información bibliográfica.

Diseñar e implementar un levantamiento geofísico usando prospección gravimétrica 2D, con el fin de evidenciar los contrastes de densidad que presentan los bloques de basamento aflorantes en el área de estudio.

Realizar el procesamiento de los datos adquiridos de gravimetría aplicando correcciones de: Deriva, Placa de Bouguer, Aire Libre y de Terreno para así determinar las anomalías existentes.

Identificar a partir de la interpretación de las anomalías gravimétricas, la geometría de estructuras a profundidad definidas por fallas que involucran basamento cristalino.

2. Generalidades

2.1 Localización

El área de estudio se encuentra entre los municipios de Teruel (sur) y Palermo (norte), departamento del Huila (Figura 2). Se encuentra limitada por las fallas de Chusma al Oeste y Upar al Este y hace parte de la llamada subcuenca Neiva, una de las subdivisiones de la cuenca intramontana del Valle Superior del Magdalena (VSM) (Ramos y Rosero, 2006) (Figura 1). Esta zona es conocida por Ecopetrol como bloque Upar.

494

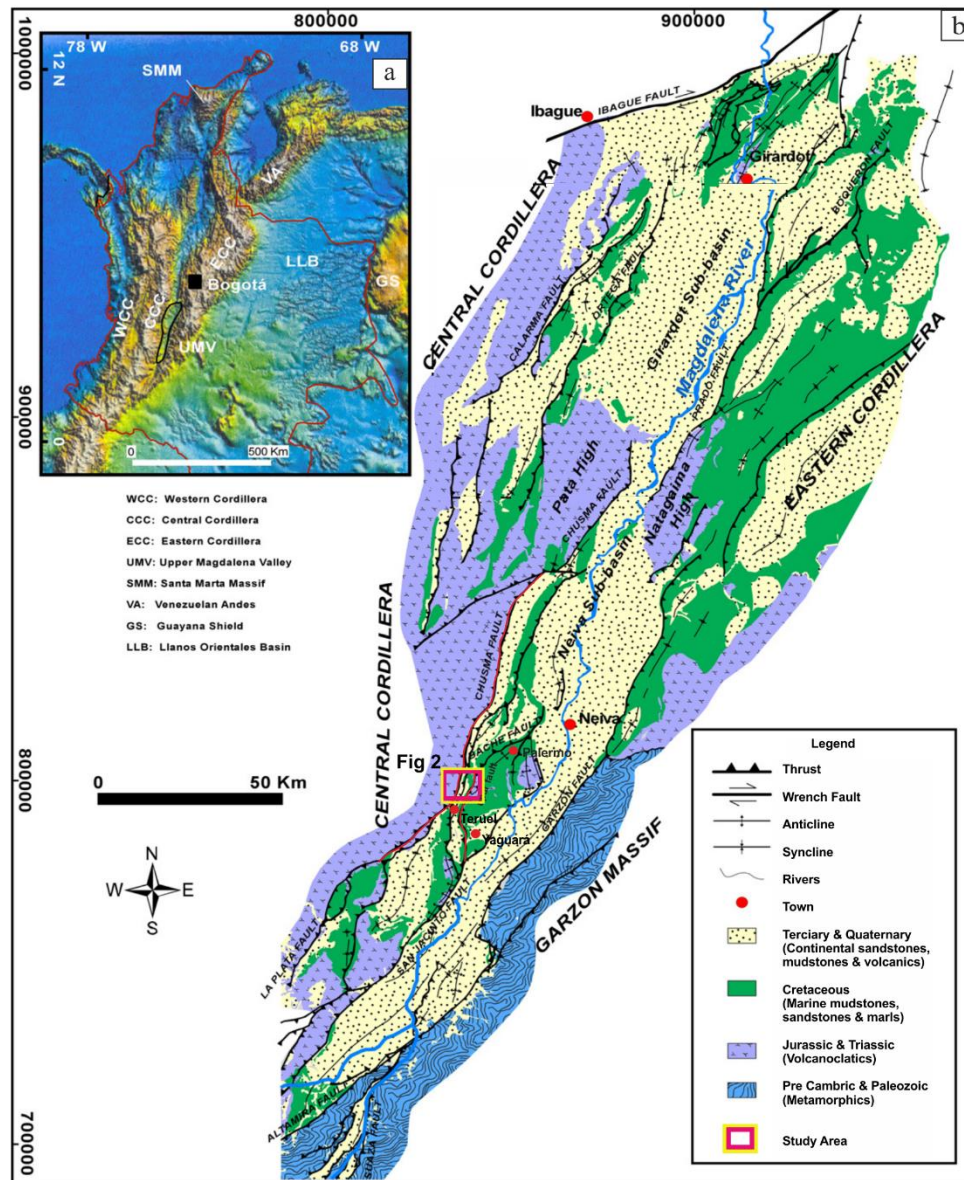


Figura 1. A. Mapa de localización de la cuenca del Valle Superior del Magdalena (VSM). El polígono negro muestra el límite de la cuenca. B. Mapa geológico simplificado de la subcuenca Neiva, indicando los límites geográficos de esta subcuenca. El cuadro fucsia corresponde al área de estudio y las líneas rojas las principales fallas a estudiar. Tomado de Ramón and Rosero (2006).

2.2 Antecedentes

Diversos autores han caracterizado las fallas involucradas en el área de estudio principalmente mediante análisis estructural e interpretación de imágenes sísmicas.

Marquínez *et al.* (2002) realizaron la cartografía 1:100.000 de Tesalia donde describen la Falla de la Plata-Chusma como parte del sistema de Falla de Chusma que limita el oriente de la cordillera Central, conformado por el Batolito de Ibagué, poniéndolo en contacto con rocas volcánicas sedimentarias de la Formación Saldaña y rocas sedimentarias de las formaciones Caballos, Hondita, Seca, Potrerillo y Doima y los grupos Oliní y Chicoral. Además, describen que esta falla de tipo regional posee un plano de inclinación entre 50° y 60° en superficie, que a profundidad disminuye, de acuerdo con la geometría de cabalgamiento existente a lo largo del Sistema de Chusma en este sector del VSM.

Blanco y De Freitas (2003) a partir de un análisis cinemático de las fallas de Chusma y Upar y sus asociadas sugieren que la falla de Chusma es de escama gruesa, reactivada posiblemente en el Oligoceno tardío, y que los frentes de cabalgamiento asociados a ella presentan un estilo estructural de escama delgada desarrollados en el Mioceno medio, conformando un abanico imbricado con vergencia hacia el oriente.

Adicionalmente estos autores, a partir de datos adquiridos en campo, y una interpretación de sísmica 2D, describen una importante componente de rumbo de tipo dextral de la falla de La Chusma, cuya orientación es de: 307°/51° para el sector Finca El Chorro, 294°/44° para el sector Ospina Pérez y 266°/42° para el sector del Río Yaya.

La falla Upar, en cambio es sugerida como una estructura de escama gruesa, cuya vergencia tiende al occidente. La dirección de su plano es de 35/40° y 35/65° (azimut) según datos de

superficie y sísmicos. La falla de Upar también se interpreta como parte de un abanico imbricado de fallas, con vergencia al occidente, que involucran al basamento, y que generan pliegues por propagación de falla en la secuencia sedimentaria suprayacente, con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral derecho.

A partir de esta descripción se propone que el sistema de fallas de La Chusma y la falla de Upar evidencian una inversión de fallas normales de un sistema de rift del Mesozoico (Cooper *et al*, 1995; Sarmiento, 2001 en Blanco y De Freitas, 2003) que involucra una primera fase de deformación compresiva durante el Cenozoico posiblemente en el Eoceno Medio, una segunda fase en el Oligoceno Tardío donde ocurren pulsos de reactivación y levantamiento que se asocian a las fallas de Chusma, Buenavista y San Francisco (estas dos últimas con vergencia hacia el Oriente) e inversión de la falla Upar, y una tercera fase compresiva desde finales del Mioceno Medio hasta el Cuaternario que hacen cabalgar rocas intrusivas pre-Cretácicas| sobre rocas sedimentarias Cenozoicas a partir de la integración de datos estructurales de superficie e imágenes sísmicas 2D. Es así como estos autores están de acuerdo con la definición de la falla de Chusma y de los frentes de cabalgamiento asociados a ella como parte de un abanico imbricado con vergencia al oriente.

Jiménez *et al.* (2012), definen para un sector al norte de la zona de estudio, a partir de datos estructurales y sísmica 2D, que la falla de Chusma corresponde a una falla inversa de alto ángulo con un estilo estructural de escama gruesa, vergencia al oriente y despegue en unidades pre-Cretácicas que las ponen en contacto con unidades Cretácicas marinas. Esta falla posee una importante componente de rumbo de tipo dextral al igual que fallas cercanas como San Jacinto y Matambo (fallas cuya continuidad al norte no se ha definido). Su alto ángulo podría deberse a una fase deformativa transpresiva que produjo una reactivación de fallas durante el Mioceno. Es

importante resaltar que, para los autores, la deformación evidenciada en fallas de escama delgada hacia la parte oriental de la falla de Chusma no se encuentra asociada a la reactivación de esta, sino sugiere un evento deformativo más antiguo (Eoceno-Oligoceno) que produce cabalgamientos y despegues de las formaciones superiores a la formación Saldaña (Villeta y Guaduala), evidenciado en la baja inclinación actual de los estratos.

En cuanto a la falla de Upar, se sugiere una falla de despegue, inversa de bajo ángulo con vergencia al occidente, con despegue en la formación Saldaña (Pre-Cretácica), que finaliza abruptamente al sur y decapita fallas y pliegues con vergencia al Oriente sin generar pliegues por propagación de falla

Kammer *et al.* (2013) en un estudio realizado para encontrar evidencias sedimentológicas y estructurales del origen Paleógeno de la falla de Chusma en la subcuenca de Neiva, describen la falla de Chusma como una falla marginal de borde que delimita altos estructurales del Paleógeno, conservando el buzamiento de una falla normal, la cual controló la acumulación de una secuencia aluvial espesa correspondiente al Grupo Gualanday.

2.3 Marco Geológico

El VSM es una cuenca intramontana (Ramón y Rosero, 2006) formada durante la orogenia de los Andes del norte en el Mesozoico-Cenozoico (Cediel *et al.*, 2003), que ha sido dividida en dos subcuencas; la Subcuenca de Neiva, al sur, y la Subcuenca de Girardot, al norte, las cuales están separadas por el alto basamento de Natagaima de edad Mioceno (Mojica y Bayer, 1987 en Mojica y Franco, 1990). La Subcuenca Neiva, nuestra subcuenca de interés, está limitada además por la Falla de Altamira al Sur, la Cordillera Central al Oeste y el Macizo de Garzón al Este (Figura 1).

2.3.1 Estratigrafía: Las anomalías de gravedad resultan del contraste de densidad entre los cuerpos de roca en el subsuelo y su entorno, esta densidad varía de acuerdo al tipo de roca, su composición y porosidad.

En el caso de estudio, el contraste de densidad más significativo ocurre entre la secuencia sedimentaria Mesozoica-Cenozoica del VSM —que alcanza un espesor de los sedimentos hasta de 5000 m (Figura 3) (Mojica y Franco, 1990), y el basamento Pre-Cretácico infrayacente (Mojica *et al.*, 1978; Cediel *et al.*, 1980, 1981; y Mojica y Kammer, 1995, en Morales *et al.*, 2001). La descripción estratigráfica, y la definición de las unidades descritas a continuación se basaron en la cartografía realizada del bloque Upar por Ecopetrol a escala 1:250000 (Figuras 2 y 3).

- **Basamento pre-Cretácico**

El basamento pre-Cretácico según la cartografía realizada por Ecopetrol a escala 1:25000 (Figura 2) y Jiménez *et al.* (2012), está constituido por: la Formación Saldaña depositada durante el Triásico superior – Jurásico medio (Mojica *et al.*, 1978; Cediel *et al.*, 1980, 1981; y Mojica y Kammer, 1995, en Morales *et al.*, 2001) la cual aflora al oriente de la falla Upar, y representa la unidad superior vulcano-sedimentaria del Grupo Payandé compuesta por capas de areniscas

tobáceas, areniscas feldespáticas, lodolitas, limolitas, aglomerados, flujos de lava de composición predominantemente andesítica y tobas líticas, vítreas y cristalinas (Velandia *et al.*, 2001). Estas litologías pueden tener densidades que varían entre 1.77 y 3 g/cm³ (Telford *et al.*, 1990). El Batolito de Ibagué de color blanco grisáceo de edad Jurásico Superior, está limitado al oriente por la falla de Chusma, tiene composición tonalítica a granodiorítica, de grano medio esporádicamente grueso (Morales *et al.*, 2001 y Velandia *et al.*, 2001) y una densidad que varía entre 2.5 y 2.8 g/cm³ (Telford *et al.*, 1990).

Por otro lado, de acuerdo a la cartografía Geológica del Departamento del Huila a escala 1:300000 (Velandia *et al.*, 2001) y al trabajo realizado por Blanco y De Freitas (2003), al oriente de la falla Upar la litología aflorante corresponde a la Cuarzomonzodiorita de Teruel, un cuerpo intrusivo que aflora al noreste de la población de Teruel, conformando la cuchilla de Upar. Es una roca de composición cuarzomonzonítica a cuarzomonzodiorítica, fanerítica de grano grueso (Morales *et al.*, 2001 y Velandia *et al.*, 2001). Al igual que el Batolito de Ibagué su densidad varía entre 2.5 y 2.8 g/cm³ (Telford *et al.*, 1990).

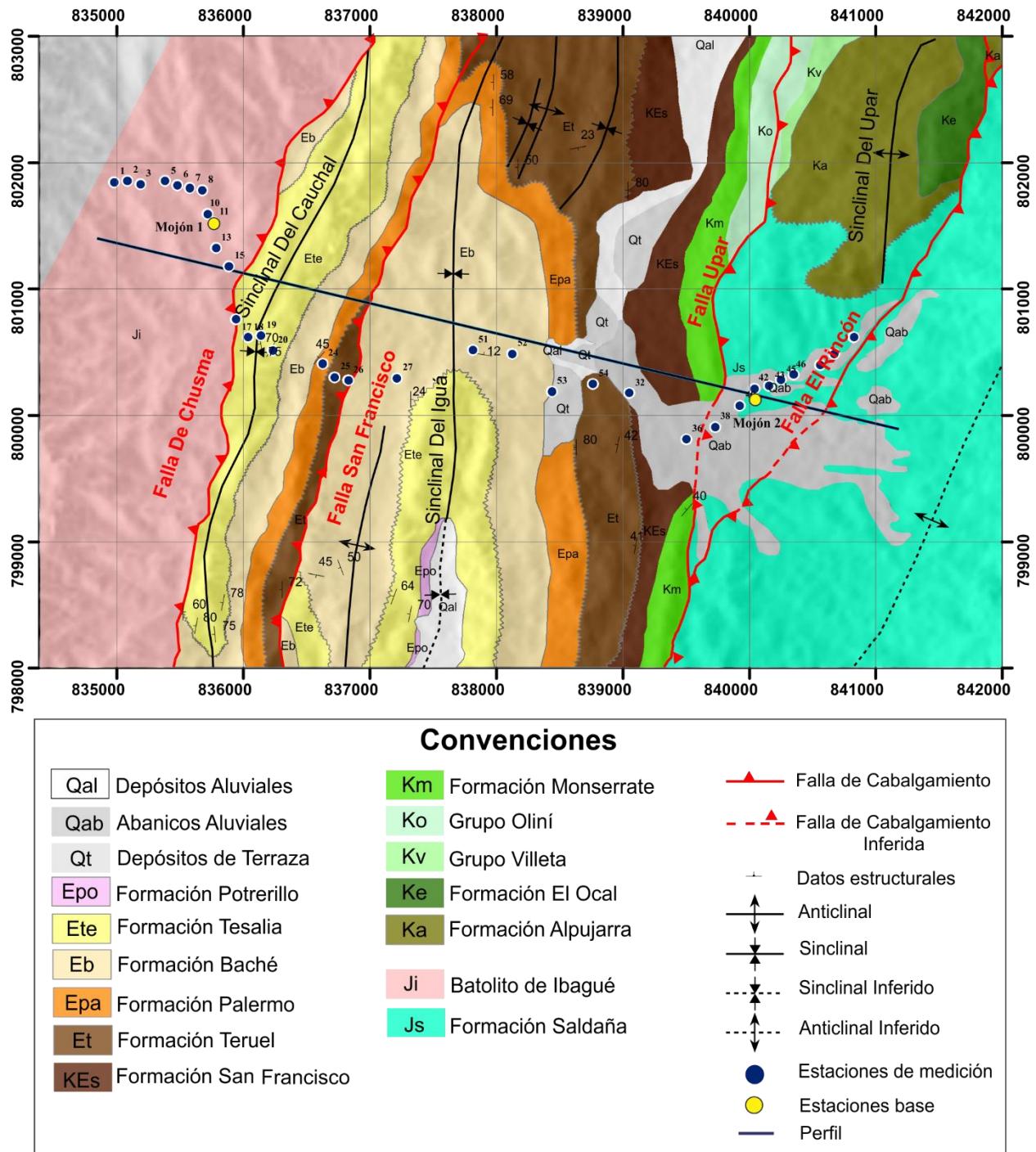


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio donde se muestran las estaciones de medición de gravedad y el perfil correspondiente al corte geológico. Tomado y modificado de Ecopetrol.

- **Secuencia sedimentaria**

A la base de la secuencia sedimentaria suprayaciendo el basamento pre-Cretácico, se encuentran las Formaciones Alpujarra, Ocal y Caballos que corresponden a la redefinición de la Formación Caballos (Corrigan, 1967 en Velandia *et al.*, 2001) realizada por Flórez y Carrillo, (1994) en Velandia *et al.*, (2001). Esta subdivisión se utilizó para los cortes geológicos del presente trabajo (Figuras 4 y 5). La Formación Caballos de edad Aptiano temprano hasta el Albiano (Velandia *et al.*, 2001) consiste de cuarzo areniscas de grano medio, areniscas lodosas ferruginosas y lodolitas ferruginosas (alteración de niveles glauconíticos según Flórez y Carrillo, 1994) hacia el tope. Esta unidad se encuentra en contacto normal con el suprayacente Grupo Villeta y discordante con la infrayacente Formación Saldaña (Jiménez, 2008) y puede presentar densidades entre 1.61 y 2.76 g/cm³ (Figura 3, Telford *et al.*, 1990).

El Grupo Villeta (Etayo, 1994) o Formación Villeta (Beltrán y Gallo, 1968) está constituida por calizas micríticas fosilíferas con concreciones y shales silíceos negros a grises (Beltrán y Gallo, 1968 y Jiménez, 2008). Esta unidad infrayace en contacto concordante neto con el Grupo Oliní (Velandia *et al.*, 2002) y puede presentar densidad entre 1.9 y 2.9 g/cm³ (Figura 3, Telford *et al.*, 1990).

El Grupo Oliní de edad Santoniano-Campaniano está compuesto por una secuencia de lodolitas silíceas con foraminíferos, limolitas blancas grisáceas, niveles de chert y shales grises intercalados con areniscas de grano fino a medio en la parte media de la secuencia (Morales *et al.*, 2001). Se encuentra en contacto concordante neto con la suprayacente formación Monserrate y corresponde a la última capa de chert del nivel de Liditas Superior (Velandia *et al.*, 2001), cuyas densidades pueden variar entre 1.77 y 3.2 g/cm³ (Figura 3, Telford *et al.*, 1990).

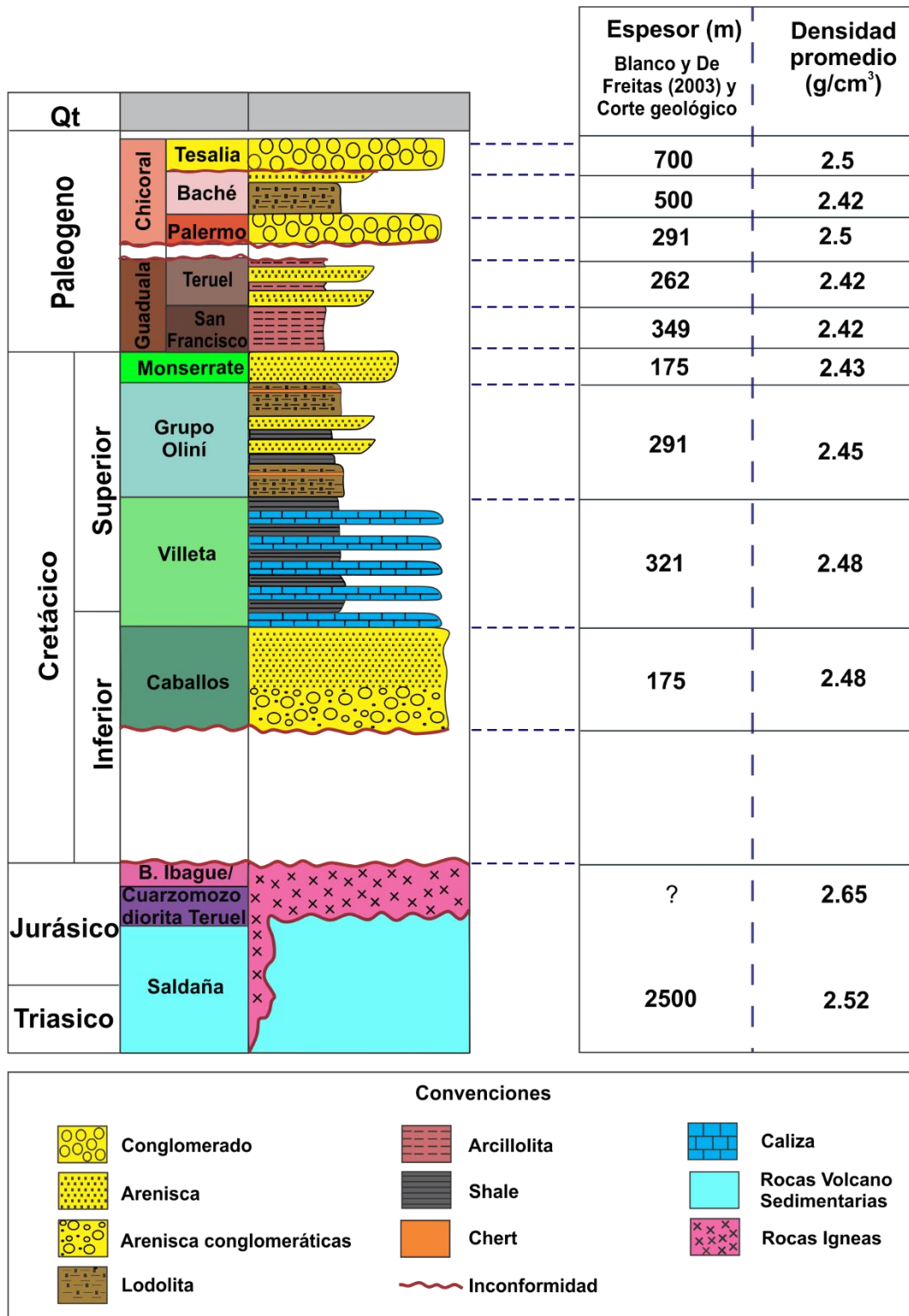


Figura 3. Columna generalizada del área de estudio. Tomada y modificada de Velandia *et al.* (2001); Blanco y De Freitas (2003) y Jiménez *et al.* (2012)

La Formación Monserrate llamada también Formación la Tabla según la cartografía realizada por el Ingeominas (2001), está constituida principalmente por cuarzo areniscas de grano fino a medio con restos fósiles. Sobre esta unidad descansa en paraconformidad el Grupo Guaduala (Veloza *et al.*, 2006 en Jiménez, 2008). Esta unidad presenta densidades entre 1.61 y 2.76 g/cm³ (Figura 3, Telford *et al.*, 1990).

Por otro lado, para la subcuenca de Neiva, el registro comienza en el Paleógeno con el Grupo Guaduala (Beltrán y Gallo, 1968) el cual está constituido por las formaciones San Francisco, compuesta de arcillolitas varicoloreadas con densidades que varían entre 1.77 y 3.2 g/cm³, y Teruel, una secuencia de intercalación de areniscas y arcillolitas (Blanco y De Freitas, 2003) con densidades entre 1.61 y 2.76 g/cm³ (Telford *et al.*, 1990). Suprayaciendo de manera discordante al Grupo Guaduala, se encuentra el Grupo Chicoral de edad Eoceno tardío, constituido por las formaciones Palermo, Baché y Tesalia; la primera y la última son unidades conglomeráticas y pueden presentar un rango de densidades entre 1.2 y 2.6 g/cm³ (Telford *et al.*, 1990). La Formación Baché se caracteriza por ser una unidad con facies de areniscas ferruginosas, lodolitas y bancos de conglomerados al tope; (Beltrán y Gallo, 1968 y Jiménez, 2008) puede presentar un rango de densidad entre 1.61 y 2.7 g/cm³ (Figura 3, Telford *et al.*, 1990). Por último, la unidad cartografiada más joven en el área es la formación la Formación Potrerillo, que incluye arcillolitas, limolitas areniscas conglomeráticas y shales.

2.3.2 Geología estructural: Dentro del sector Yaguará-Palermo se presentan principalmente dos estilos estructurales, uno de escamación gruesa y otro de escamación delgada con despegue en formaciones Cretácicas (Blanco y De Freitas 2003 y Jiménez, G. 2012)

Las dos principales fallas de la zona son: la falla inversa de Chusma, con una vergencia al E (Velandia *et al.*, 2001), de alto ángulo (Blanco y De Freitas, 2003 y Jiménez *et al.*, 2012) y despegue en el Batolito de Ibagué, incluida dentro del Sistema de Fallas de Chusma (o Plata-Chusma) que está ubicado al occidente del área de estudio en el piedemonte Oriental de la Cordillera Central. El sistema de fallas produce un cabalgamiento de rocas cristalinas sobre la secuencia sedimentaria del VSM, posiblemente desde el Eoceno época en la que ocurrió el levantamiento de la Cordillera Central (Velandia *et al.*, 2001). La falla inversa de Upar, ubicada al oriente de la zona de estudio, tiene una vergencia hacia el occidente, pudiera ser de bajo (Jiménez *et al.*, 2012) o alto ángulo (Blanco y De Freitas, 2003, ver sección Antecedentes), y pone en contacto a la formación Saldaña (Jiménez *et al.*, 2012 y Ecopetrol) o la Cuarzomonzodiorita de Teruel (Velandia *et al.*, 2001 y Blanco y De Freitas, 2003) con rocas Cretácicas.

Por otro lado, en la parte media de la zona se presentan fallas de escamación delgada generalmente con despegue en las rocas sedimentarias de los grupos Guaduala y Villeta en particular hacia sus contactos con las Formaciones Monserrate y Caballos, respectivamente (Mojica y Franco 1990).

Según Blanco y De Freitas (2003) en un corte realizado al norte de Teruel, a 200 m al norte de la ubicación del corte propuesto en este trabajo, (Figura 4), la Falla de Chusma que posee una componente de rumbo dextral, presenta frentes de cabalgamiento de escama delgada asociados a

ella, que conforman un abanico con vergencia hacia al oriente. Además, se evidencian otras fallas con carácter regional como la Fallas San Francisco y al sur la Falla de Buena Vista.

Adicionalmente, se generan fallas de escamación gruesa con vergencia al occidente relacionadas con la falla de Upar, cuyo trazo es continuo, recto, con orientación NS (Velandia *et al.*, 2001), buzamiento general de 35° a 65° e indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral derecho (Blanco y De Freitas 2003). En el abanico imbricados de fallas pueden formarse “fallas ciegas” (Mojica y Franco, 1990) y pliegues por propagación de fallas en las rocas Cretácicas suprayacentes. Jiménez *et al.* (2002) en la misma zona interpreta la falla Upar únicamente como una falla inversa de bajo ángulo sin abanicos asociados.

La falla de Chusma se muestra cortando las formaciones del Paleogeno en un cabalgamiento fuera de secuencia. Secciones sísmicas sugieren que las imbricaciones relacionadas a la Falla de Upar, cuya edad de reactivación posiblemente sea Mioceno, fueron cortadas por los despegues más distales del abanico imbricado relacionado a la Falla de Chusma (Figura 4). Sin embargo, relaciones de corte definidas a través de la interpretación del mapa geológico más reciente generado para Ecopetrol, permiten sugerir una temporalidad diferente en la que las estructuras con vergencia hacia el occidente, cortan y pliegan las estructuras relacionadas con la Falla de Chusma (Figura 5). Finalmente, el salto de la Falla de Chusma es importante, posiblemente debido a fallamiento fuera de secuencia, y a la imbricación de escama gruesa asociada a ella.

Las estructuras descritas dan lugar a la clasificación —por su geometría, de una zona triangular estrecha en el denominado Dominio Estructural de Piedemonte, que se desarrolla principalmente sobre las formaciones del Cretácico Superior (Blanco y De Freitas, 2003, Figuras 4 y 5).

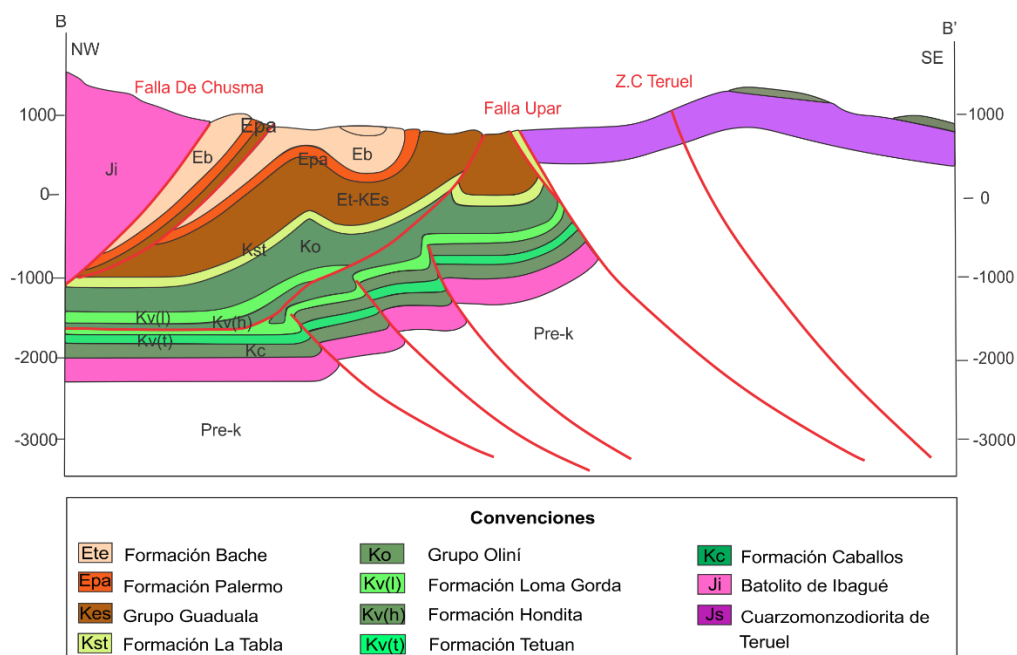


Figura 4. Corte geológico propuesto por Blanco y De Freitas donde se aprecian las fallas de Chusma y Upar

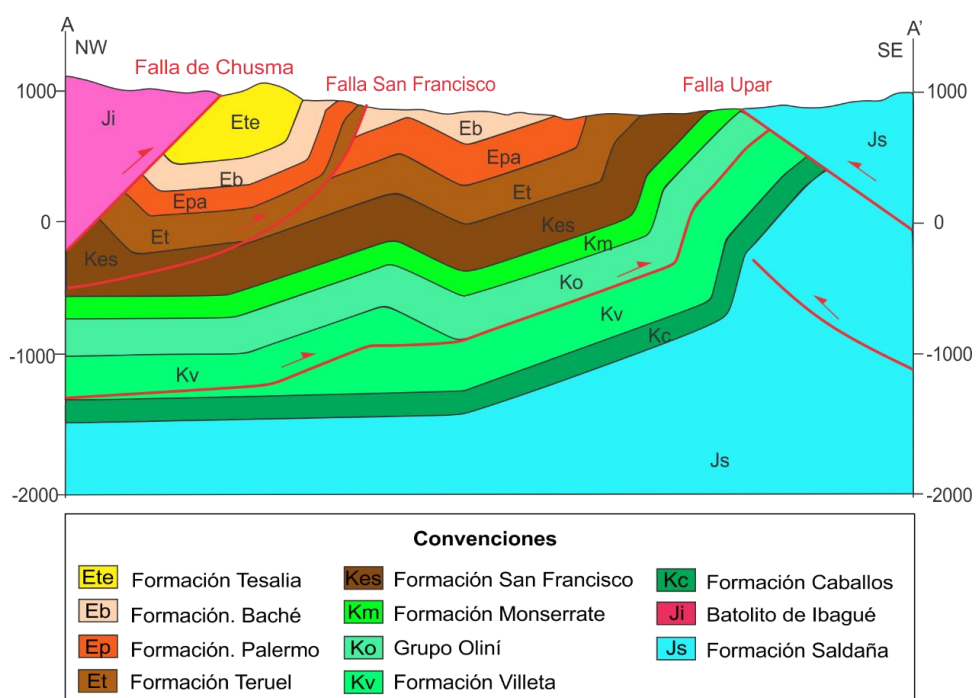


Figura 5. Corte geológico realizado por el autor del área de estudio

3. Marco referencial

3.1 Marco Teórico

3.1.1 Zona triangular: De manera general, una zona triangular es una clasificación que generalmente se hace debido a la geometría que fallas con vergencia opuesta, pero que involucra consecuencias mecánicas y cinemáticas importantes (von Hagke y Malz, 2018). La definición básica incluye dos miembros extremos y las posibles variaciones existentes entre ellos. El primer miembro describe una estructura dominada por pliegues con cabalgamientos con vergencia opuesta que despegan en la misma unidad, usualmente una unidad sedimentaria débil y viscosa. El segundo miembro comprende dos o más despegues dentro de las capas viscosas. En este miembro se incluyen los duplex con despegues pasivos en el techo (Nemcok *et al.*, 2009). Variaciones de esa definición incluye estructuras donde puede o no estar involucrado el basamento (Zapata y Allmendinger, 1996 en Castrillo, 1997 en Bongiorno *et al.*, 2014). Estas zonas triangulares se ubican generalmente al frente de muchos cinturones corridos (Allmendinger, 1987 en Bongiorno *et al.*, 2014).

von Hagke y Malz (2018) recopilan modelos geométricos de las zonas triangulares entre los que describen: 1.) la cuña tectónica (Figura 6A) compuesta por dos fallas conjugadas con vergencia opuesta y un despegue común; 2.) cuña intercutánea (Figura 6B), compuesto por un pliegue formado en la rampa de un despegue y una cuña pasiva al tope; 3.) modelo “dos-pliegues” (Figura 6C) el cual se define por la forma triangular que forman dos pliegues formados en la rampa de dos despegues con vergencia opuesta; 4.) Pop-up (Figura 6D) en el que parte de la sección sedimentaria forma el bloque colgante de una combinación de cabalgamientos con vergencia opuesta, y 5.) estructuras “*fish-tail*” o “cola de pez” (Figura 6E) formada por un apiñamiento de

duplex con vergencia opuesta. Los modelos cinemáticos y mecánicos asociados a cada caso descrito a partir de la geometría de las estructuras, permite clasificar las zonas triangulares en: 1.) estructuras dominadas por despegue (tipo 1), donde un sólo despegue que puede formarse por bajas tasas de deformación de una capa débil o dúctil (Figura 6F), y 2.) dominado por rampa (tipo 2) donde la deformación involucra dos o más horizontes de despegue. El triángulo se forma en la transición de una rampa de empuje a un flat secundario. Fricción moderada a alta en el plano de falla genera una debilidad mecánica en la parte superior del plano de falla, y deslizamiento en dirección paralela a las capas formando cuñas pasivas de deformación (Figura 6G, von ,Hagke y Malz, 2018).

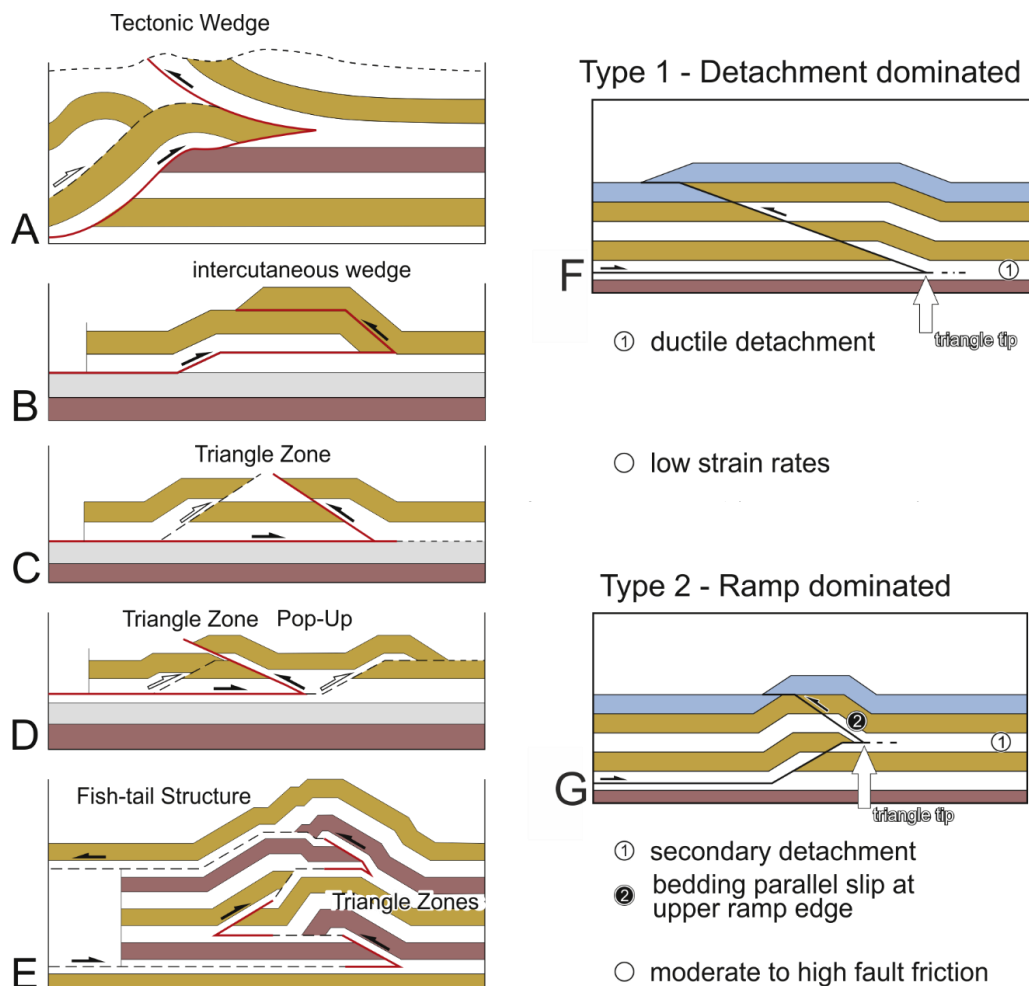


Figura 6. Modelos geométricos de zonas triangulares tomados de la literatura (las líneas discontinuas representan empujes inactivos); A. Cuña tectónica; B. Cuña intercutánea (McClay, 1992 en von Hagke y Marlz, 2018); C. Zona triangular; D: Pop-up; E. Fish-tail. Tipos de zonas triangulares propuestos por von Hagke y Marlz (2018); F. Tipo 1 (dominado por despegue) son zonas triangulares vinculadas a un solo desprendimiento dúctil. G. Tipo 2 (dominado por rampa) son zonas triangulares vinculadas a un desprendimiento secundario. Tomado de von Hagke y Malz (2018).

3.1.2 Método gravimétrico: La prospección gravimétrica consiste en la medición de variaciones en el campo gravitacional de la tierra, causadas por diferencias en las densidades de las rocas encontradas en el subsuelo por debajo de la localización del levantamiento geofísico (Telford *et al.*, 1990), con el fin de determinar anomalías de gravedad en el área de interés. Estas variaciones suelen ser generalmente inferiores a una cienmilésima parte del valor normal de la aceleración de la gravedad terrestre (9.81m/s^2). Por tanto, para detectar de estas variaciones se requiere de un instrumento altamente sensible conocido como gravímetro (Lowrie, 2007).

La prospección gravimétrica tiene una amplia gama de aplicaciones entre estas: exploración mineral y de hidrocarburos, ingeniería y estudios arqueológicos, además es usada para proporcionar restricciones en la interpretación sísmica (Telford *et al.*, 1990)

A continuación, se presenta una síntesis sobre las correcciones gravimétricas estándar que se deben aplicar a los datos gravimétricos.

- **Correcciones gravimétricas:** El valor de la gravedad está influenciado por efectos sobre el punto de observación como: latitud, altitud, mareas terrestres, deriva instrumental, topografía alrededor del punto de observación, así como cambios laterales en la distribución de la densidad (Telford *et al.*, 1990 y Lowrie 2007). Por lo tanto, es necesario hacer correcciones para reducir las lecturas de gravedad a valores que tendrían en la superficie equipotencial de referencia (geoide) (Telford *et al.*, 1990) eliminando todos los efectos gravitacionales conocidos no relacionados con los cambios de densidad del subsuelo (LaFehr, 1991 en Ortega 2014).
- **Corrección por mareas:** los instrumentos para la medición de gravedad son sensibles a los cambios en gravedad causados por el movimiento del sol y la luna, cambios que dependen del tiempo de adquisición y la latitud, y que están en un rango de 0.3 mGal (Telford *et al.*, 1990). Algunos gravímetros como el gravímetro Scintrex Autograv CG-6 usado en la adquisición, tienen incorporado en su software la corrección por Mareas Terrestres.
- **Corrección de deriva:** La deriva del instrumento se debe a cambios inducidos térmicamente en las propiedades elásticas del resorte gravimétrico. El efecto es pequeño en los gravímetros modernos y puede ser compensado mediante una corrección de deriva (Lowrie, 2007). Esta corrección se realiza haciendo mediciones en la misma estación en diferentes momentos durante el día. Al registrar el tiempo de cada medición y suponiendo que la desviación en el instrumento es lineal en el tiempo (Scintrex Limited, 2018) se pueden corregir las mediciones por la deriva instrumental como se muestra en la Figura 7. La deriva instrumental (drift) en estos instrumentos, puede alcanzar algunas décimas de miligal por día (Miranda *et al.*, 2013). El tiempo máximo aconsejable entre la repetición de lecturas depende de la exactitud deseada del dato corregido, usualmente es de 3 o 4 horas (Telford *et al.*, 1990).

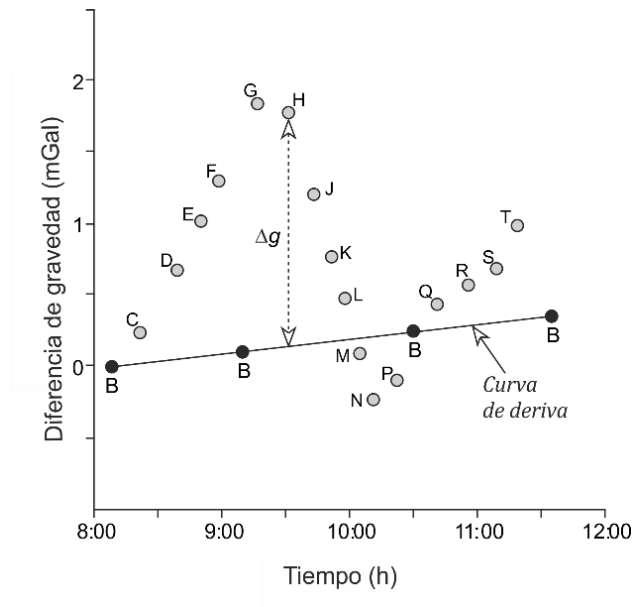


Figura 7. Compensación de lecturas de gravedad por deriva instrumental. Las mediciones repetidas en la estación base B permiten realizar una corrección de la deriva en las lecturas de gravedad en las otras estaciones. Tomado de Lowrie (2007)

- **Corrección por latitud:** Tanto la rotación de la tierra como la diferencia de diámetro del planeta entre el ecuador y el polo producen un incremento de gravedad con la latitud, ya que el aplastamiento polar aumenta la gravedad en los polos al acercar el geoide al centro de masa de la tierra. Por ello, la corrección por latitud se suma cuando el punto de observación se acerca al Ecuador (Telford *et al.*, 1990). La ecuación para definir la geometría del elipsoide que representa el planeta, adoptada por la asociación Internacional de Geodesia en 1967, estima el valor de g para todos los puntos del esferoide. Al diferenciar la ecuación se obtiene la corrección por latitud (Ec.3.1)

$$\frac{dg_l}{ds} = \frac{1}{R_e} \frac{dg_L}{d\varphi} \approx \frac{1}{R_{eq}} \frac{dg_L}{d\varphi} \approx 0.8122 \text{ Sen } 2\varphi \quad (3.1)$$

Donde ds corresponde a la distancia horizontal norte-sur; el radio de la tierra a la latitud y el radio en el ecuador (Telford *et al.*, 1990).

Si la gravedad medida es un valor absoluto, la corrección de la latitud puede ser reemplazada por la fórmula de gravedad normal que resulta ser la gravedad teórica en una latitud dada y se calcula por medio de la siguiente ecuación (Lowrie, 2007):

$$g_n = 978031.85(1 + 0.005178895\sin^2(\varphi) + 0.0000059\sin^2(\varphi)) \quad (3.2)$$

Donde φ corresponde a la latitud.

- **Corrección de aire libre:** En esta reducción, se corrige la disminución de gravedad por efecto de la altura. La gravedad observada en una altura h se reduce a su equivalente al nivel del mar asumiendo que las masas topográficas se desplazan verticalmente hasta el nivel del mar. Por lo tanto, la corrección de aire libre es la diferencia de la gravedad medida al nivel del mar en el geoide y una altura h en aire libre, sin tener en cuenta la densidad del material que ocupa este espacio (Reynolds, 1997 y Lowrie, 2007) (Ec. 3.3). Si el punto de observación está por encima del nivel del mar la corrección debe sumarse al valor medido, en el caso contrario se resta.

$$\Delta g_{FA} = \pm 0.3086 \frac{mGal}{m} * h \quad (3.3)$$

Donde h es la altura en metros.

La gravedad resultante luego de realizar la corrección por latitud y la de aire libre se conoce como anomalía de aire libre (Reynolds, 1997).

- **Corrección de Bouguer:** La corrección de placa de Bouguer compensa el efecto de una capa de roca cuyo espesor es la diferencia de elevación entre la estación de medición y el nivel de referencia. Esto se modela como un disco sólido de densidad ρ y un radio infinito centrado en la estación de gravedad P (Lowrie, 2007). Para estaciones ubicadas por encima de la altura del nivel de referencia, esta corrección se resta al valor medido por el gravímetro, en caso contrario se suma (Ec. 3.4)

$$g_b = 2\pi G \rho h = \mp 0.04193 \rho h \quad (3.4)$$

Donde G es la constante gravitacional universal, ρ es la densidad media de la placa en g/cm^3 y h es la altura al punto de medición (metros).

- **Estimación de la densidad de Bouguer:** Para el cálculo de la corrección de Bouguer generalmente se asume una densidad promedio de la corteza terrestre de 2.67 g/cm^3 (Telford *et al* 1990 y Reynolds 1990), pero existen diferentes métodos que permiten estimar una densidad volumétrica representativa de la zona de estudio, tales como: mediciones gravimétricas de pozo, método de Parasnis y el método de Nettleton (Telford *et al.*, 1990), siendo el último un método gráfico de definición del valor de densidad y uno de los más usados. El método de Nettleton permite la evaluación de la Anomalía de Bouguer en perfiles de la zona de estudio, usando diferentes valores de densidades en cada uno. Estos se grafican junto a la topografía de manera que el valor más acertado corresponde a la curva de anomalía que muestre una mínima correlación con la topografía (Figura 8), lo que asegura la definición de la densidad promedio de la zona de estudio (Nettleton, 1939; Reynolds 1990 y Telford *et al.*, 1990).

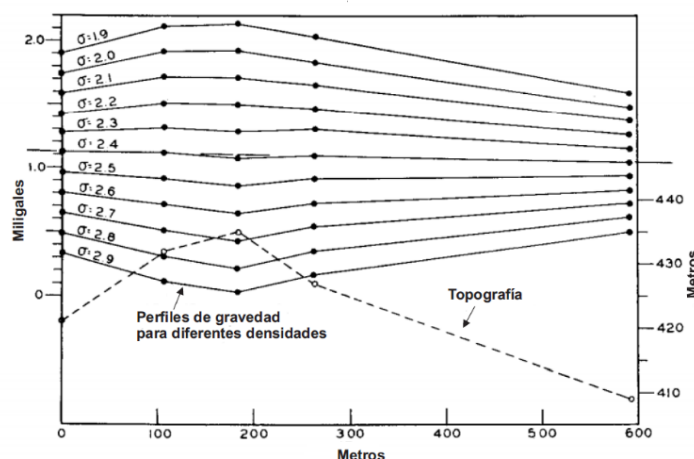


Figura 8. Perfil de anomalía simple de Bouguer para diferentes densidades de 1.9 a 2.9 g/cm^3 y su respectiva topografía. El valor de densidad más aceptado en este caso fue de 2.4 g/cm^3 . Tomado y modificado de Nettleton (1939 en Lowrie 2007).

- **Corrección de terreno:** La corrección de terreno es usada para compensar los efectos gravitacionales de la topografía residual de la placa de Bouguer en la zona de estudio (LaFehr, 1998 y Vanicek *et al.*, 2001 en Tong y Guo, 2007). En los valles la corrección de Bouguer ha restado un efecto no existente que se compensa con esta corrección, en contraste en zonas montañosas la placa de Bouguer no ha tenido en cuenta el efecto de las masas que existen por encima de esta (Ortega, 2014).

La corrección de terreno de cada estación es la suma de las correcciones de terreno local y regional. Ambas correcciones pueden ser calculadas a partir del Modelo Digital de Elevaciones (DEM por sus siglas en inglés).

Para levantamientos terrestres, la corrección de terreno total siempre es positiva para un modelo planar y su valor depende del relieve topográfico en la vecindad de la estación.

La corrección del terreno es el cálculo que más tiempo toma en la reducción de los datos de gravedad. Históricamente, las correcciones de terreno se calculaban utilizando las tablas de Hammer (1939) en cada estación. Sin embargo, las correcciones de terreno ahora se pueden calcular en cuestión de minutos a partir de una cuadrícula regular de un DEM.

- **Separación de fuentes regional – residuales:** Las anomalías de gran longitud de onda son llamadas anomalías regionales, y son generadas por el contraste profundo de densidad en la corteza, rasgo que puede ser objeto de estudio en cordilleras, crestas oceánicas y zonas de subducción. Las anomalías de corta longitud de onda, o residuales, se deben a masas anómalas someras que pueden ser de interés para la explotación comercial (Lowrie, 2007).

Para realizar la interpretación gravimétrica se hace necesario separar las anomalías regionales y residuales, para de acuerdo con la escala de interés del estudio separar la señal medida que está inevitablemente afectada por uno u otro efecto. Dentro de los métodos que se emplean para ejecutar esa separación es posible mencionar el ajuste de superficies polinómicas y el análisis espectral de Fourier (FFT) (León, 2016).

3 Metodología

Este trabajo fue realizado durante varias fases divididas como se muestra en la Figura (9):

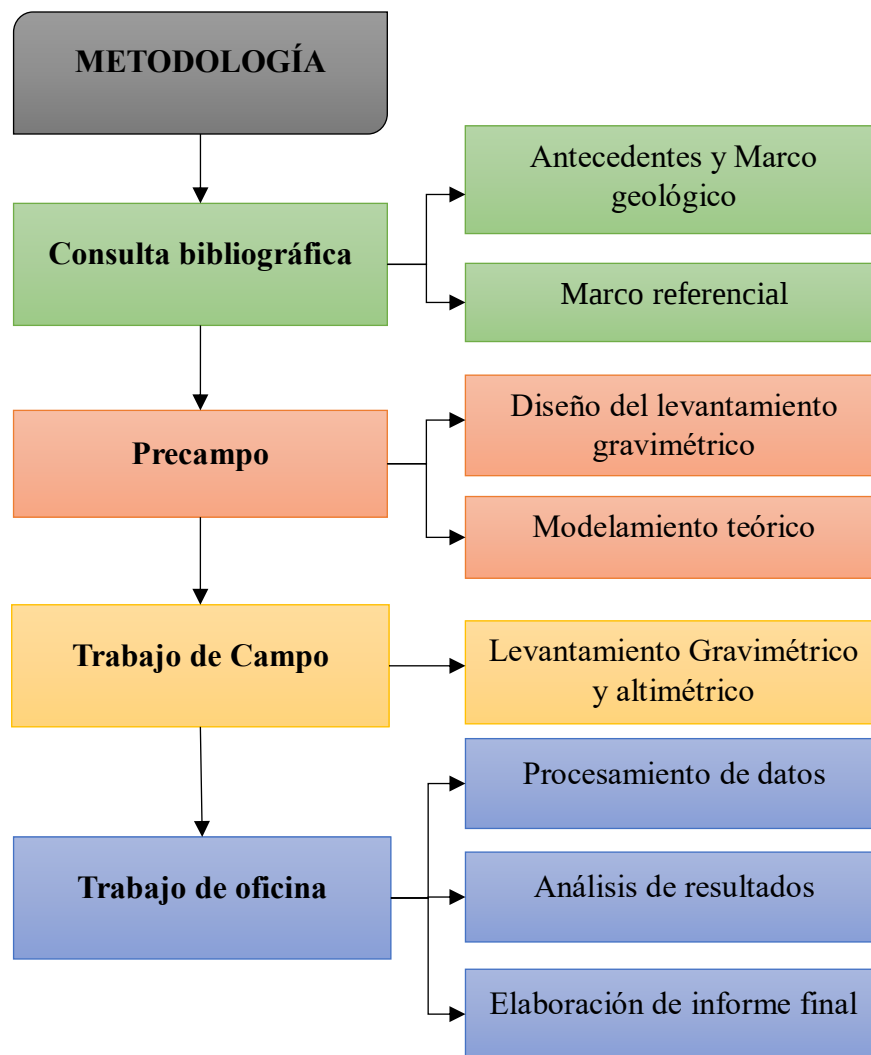


Figura 9. Metodología del proyecto de investigación

4.1 Consulta bibliográfica

Esta fase de recopilación bibliográfica se realizó en dos etapas: la primera correspondiente al marco geológico y antecedentes del área de estudio con los cuales se planteó el problema de investigación y las hipótesis asociadas, y la segunda que consistió en el desarrollo del marco

referencial que involucra la base teórica del método de prospección gravimétrica y conceptos estructurales.

4.2 Precampo

Esta fase se dividió en dos etapas donde se realizaron las actividades necesarias para llevar a cabo la fase de campo.

4.2.1 Diseño del levantamiento gravimétrico. En esta etapa se definió a partir de la información geológica recopilada, el mapa geológico del área de estudio a escala 1:25000 y el uso de la herramienta Google Earth, la transecta más apropiada para llevar a cabo la adquisición. Para esto, se tuvo en cuenta la dirección preferencial de las estructuras principalmente las fallas de Chusma y Upar. En consecuencia, se determinó realizar una transecta que cruzara de manera perpendicular las dos fallas de interés y que se extendiera por lo menos 200 m más hacia el Este de la falla Upar y hacia el Oeste de la falla de Chusma, con el fin de obtener un cubrimiento en los datos que permitiera definir la anomalía regional del área. Finalmente se obtuvo una longitud de la transecta de aproximadamente 6.5 km con dirección 113°N azimuth (Figura 2).

En cuanto a la densidad de los puntos de medición, se determinó realizar un total de 42 puntos, distribuidos de la siguiente manera: 30 puntos con un intervalo de 100 m cerca de las estructuras de interés y 12 puntos con separaciones de 300 m en las zonas más distales a las fallas, que se asocia principalmente a la zona central de la transecta donde aflora la secuencia sedimentaria (Figuras 2, 10 y 11).

4.2.2 Modelamiento teórico: En esta fase, se realizó el corte geológico detallado (Figura 5) del perfil propuesto en la fase de diseño (Figura 2) a partir del cual se realizaron dos modelos teóricos generales, que muestran a grandes rasgos la secuencia sedimentaria y los bloques de basamento delimitados por fallas. Estos modelos se realizaron mediante módulo de GM-SYS del software Geosoft® y fueron usados para definir una posible respuesta de anomalía de gravedad de las hipótesis geológicas y así determinar la sensibilidad mínima requerida por el gravímetro para identificar el contraste entre las litologías presentes.

En los modelos teóricos, la inclinación de las fallas está definida puntualmente por los valores descritos en las hipótesis propuestas en este trabajo. Las variaciones de la respuesta de gravedad a los cambios de esta inclinación, se evalúan más adelante en la comparación de la anomalía resultante con los datos observados en campo. Las densidades usadas en los modelos teóricos son tomadas principalmente de Telford *et al* (1990). El valor de la densidad de fondo se tomó como el de la densidad teórica de la corteza terrestre que es 2.67 g/cm^3 .

En el modelo 1 se observan los bloques de basamento pre-Cretácico propuestos en la cartografía realizada por Ecopetrol, que corresponden al Batolito de Ibagué al occidente, con una densidad de 2.73 g/cm^3 y la Formación Saldaña al oriente, con densidad de 2.5 g/cm^3 , delimitados por la falla de Chusma con ángulo de 45° y por la falla Upar con ángulo de 50° respectivamente (Figura 10).

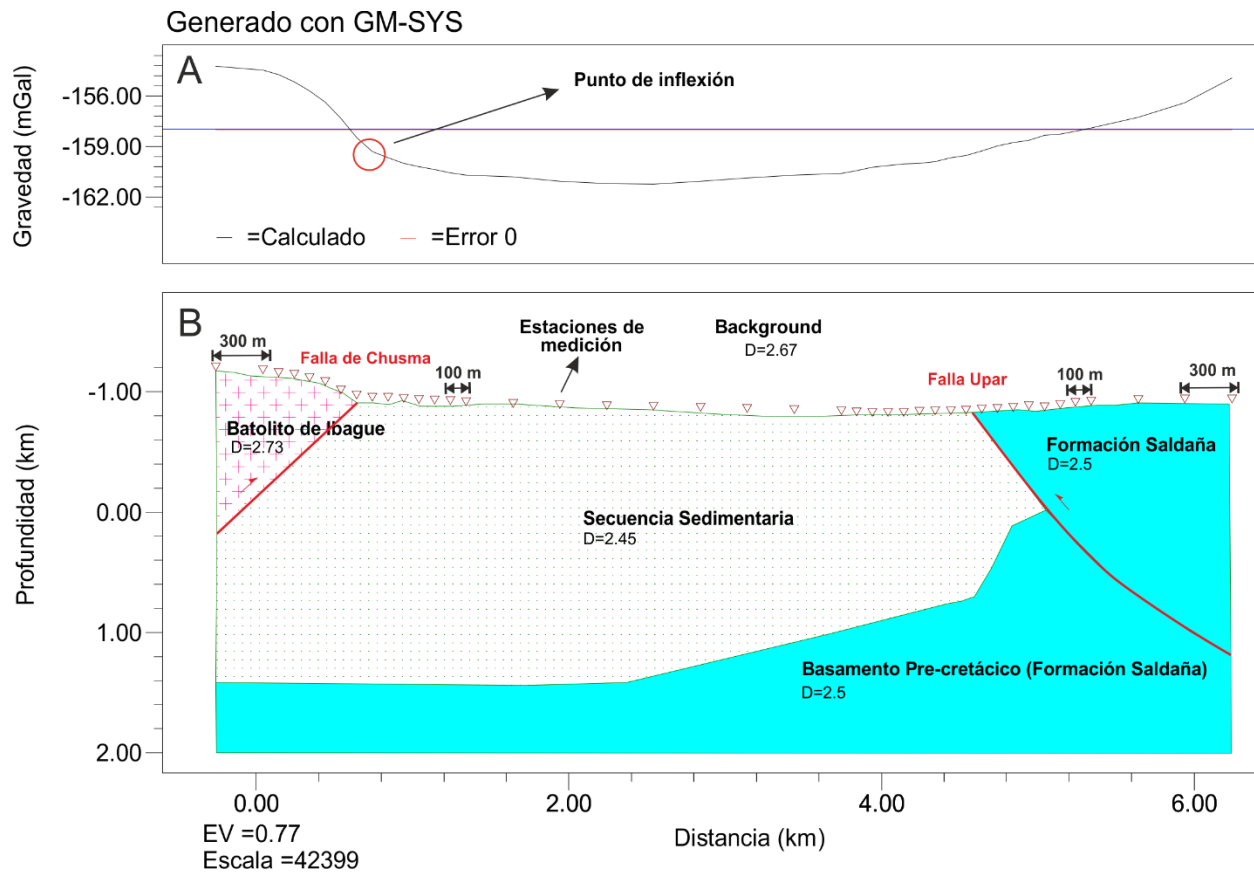


Figura 10. Modelo 1. A. Anomalía de gravedad producto del modelo propuesto donde se indica un punto de inflexión importante. B. Modelo teórico generalizado en profundidad donde se puede observar la distribución y espaciamiento de las estaciones de medición propuesto en el diseño.

El modelo 2 se basa en la cartografía realizada para el departamento del Huila (Velandia *et al.*, 2001) donde los bloques de basamento corresponden al Batolito de Ibagué al occidente, y a la Cuarzomonzodiorita de Teruel al oriente de la zona de estudio delimitados por la falla de Chusma con un ángulo de 60° y por la falla de Upar con un ángulo de 30° respectivamente. Para ambos intrusivos se usó una densidad de 2.73 g/cm^3 (Figura 11).

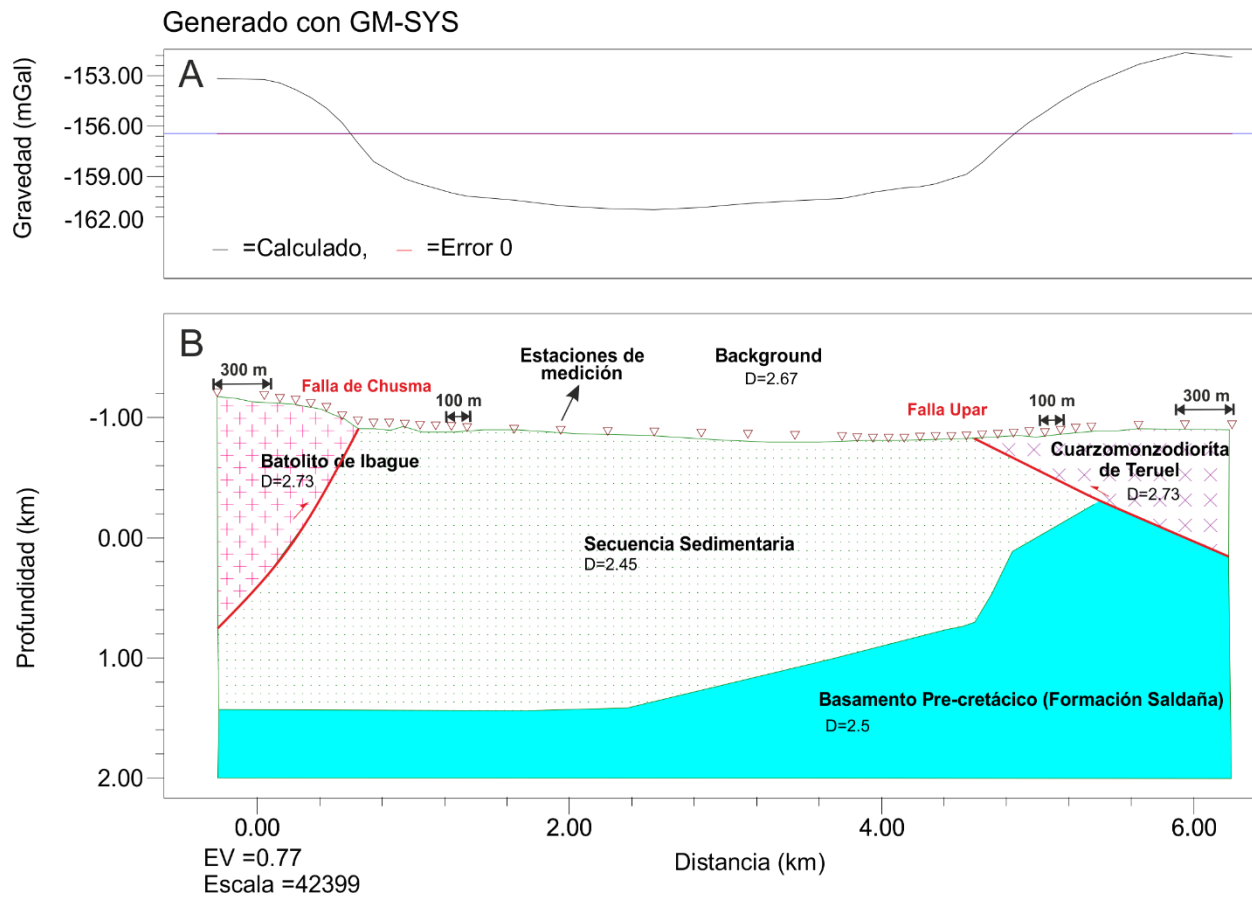


Figura 11. Modelo 2. A. Anomalía de gravedad producto del modelo teórico. B. Modelo teórico generalizado en profundidad donde se puede observar la distribución y espaciamento de las estaciones de medición propuesto en el diseño.

Las anomalías obtenidas de los modelos teóricos (Figura 10A y 11.A) muestran un bajo gravimétrico principal en el centro del perfil y altos en los extremos del mismo, esto debido a que los bloques de basamento presentan una mayor densidad que la secuencia sedimentaria. En la anomalía obtenida para el modelo 1 (Figura 10A) se evidencia un punto de inflexión importante a la izquierda del perfil cerca de los 800 m en la horizontal, caso contrario en la parte derecha del modelo donde se tiene la formación Saldaña delimitada por la falla Upar, se presenta una curvatura suave sin punto de inflexión representativo. Para el modelo 2 (Figura 11.A) se evidencian dos

puntos de inflexión que corresponden al contacto entre la secuencia sedimentaria y los bloques de basamento, además, se observa que, a mayor contraste de densidad, mayor es la pendiente de la curva después del punto de inflexión. Por último, las anomalías se encuentran en un rango entre -162 y -153 mGal es decir varían en unidades de miligal, y debido a que el gravímetro CG-6 presenta una sensibilidad de 0.0001 mGal (Scintrex Limited, 2018), es posible medir los contrastes de densidad entre las litologías presentes en el área de estudio.

4.3 Trabajo de Campo

4.3.1 Adquisición: Levantamiento Gravimétrico y Altimétrico: Esta fase se llevó a cabo en una sola campaña de campo que tuvo una duración de 5 días donde se realizó el levantamiento de información de gravimetría y de GPS de manera conjunta.

El levantamiento cubrió una transecta de aproximadamente 6,5 km en línea recta, pero debido al limitado tiempo del campo y el difícil acceso en la zona, todos los datos fueron tomados a lo largo del carreteable, por lo cual, los datos presentan cierta discordancia con respecto al perfil propuesto inicialmente.

En la campaña se establecieron dos estaciones base (Mojón 1 y Mojón 2) como puntos de apertura y cierre de los circuitos diarios de medida (Figura 2), cada estación base se ubicó cerca a los extremos de la transecta, en un lugar estable y de fácil acceso. Para su identificación, en cada una se colocó un mojón de cemento como referencia.

Una vez establecidas las estaciones base se ubican las estaciones de medición sobre el carreteable, las cuales tuvieron un espaciamiento aproximado de 80 a 100 metros en las zonas cercanas a la falla y en las zonas más distales varía entre 200, 300 y 400 metros. En total se realizaron 40 estaciones de medición de las cuales 34 (ver tabla Apéndice B) fueron usadas para

el modelo final (Figura 2). En cada estación se tomaron mediciones de 6 ciclos de 60 segundos con un intervalo de 5 segundos.

- **Descripción del equipo:** En la adquisición se utilizó un gravímetro Scintrex modelo CG-6-Autograv (Figura 12B). Este equipo es un medidor de gravedad relativa automatizado que tiene un rango de medición de más de 8000 mGals y una resolución de lectura de 0.0001 mGal. Esta resolución permite realizar con el equipo levantamientos tanto a pequeña escala (microgravimetría) como a escala regional o geodésica (Scintrex Limited, 2018).

El elemento sensor del gravímetro se basa en un sistema elástico de cuarzo fundido en el cual la fuerza gravitacional sobre la masa de prueba es balanceada por un resorte y una pequeña fuerza electrostática restauradora (Miranda *et al.*, 2013)

El equipo incluye el software para calcular automáticamente las correcciones por temperatura, inclinación en un rango de segundos de arco, y por mareas terrestres directamente en los datos medidos. El gravímetro tiene accesorios externos como el trípode de nivelación, dos (2) baterías internas recargables que proporcionan suficiente energía para operarlo durante un día normal de levantamiento, estuche para transportar el equipo, tablet PC entre otros (Manual Scintrex, pág. 80)

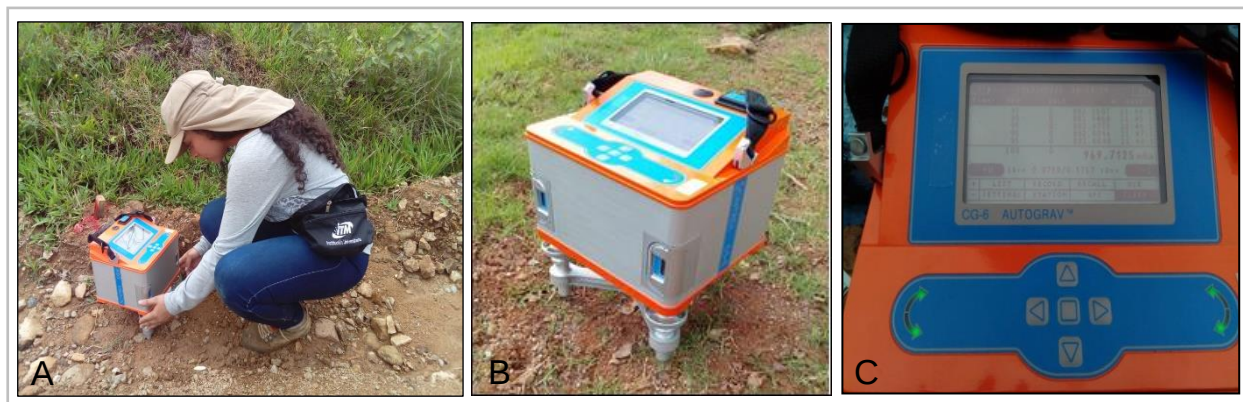


Figura 12. Gravímetro. A. Realizando una medición B. Fotografía del gravímetro CG-6-Autograv, montado en el trípode de nivelación en una estación de medición en campo. C. fotografía de la pantalla del equipo al finalizar una medición donde se muestra el valor de gravedad relativa obtenida para ese punto, error y desviación estándar. Las flechas en color verde indican que el gravímetro se encuentra nivelado.

Por otra parte, la deriva instrumental del equipo, debida a la relajación del sistema elástico es muy baja gracias a las condiciones extremadamente estables de operación del sistema elástico de cuarzo, y puede ser corregida por el equipo agregando el valor de deriva diurna que el equipo calcula. Sin embargo, en el presente trabajo la corrección por deriva instrumental se realizó manualmente usando la repetición de medidas en las estaciones base.

Por último, debido a que el gravímetro mide únicamente variaciones de gravedad relativa, se usó para el amarre de los datos la estación de gravedad absoluta más cercana a la zona de estudio definida por el IGAC. Este punto se encuentra ubicado en la base del monumento a la Virgen sobre la vía Palermo-Neiva identificada con la placa 7 HU3 (Tabla 1).

Tabla 1.

Localización en coordenadas del punto de gravedad absoluta

Nombre del punto	Sistema de Coordenadas	Coordenadas			Gravedad absoluta
		Latitud	longitud	altura	
7 HU3	Magna-Sirgas (WGS84)	02°53'29"	75°20'27"	504 m	977763.02

El levantamiento de la información altimétrica se realizó con un GPS diferencial de alta precisión GeoMax Modelo Zenith 35 Pro GSM-UHF, el cual se compone de un GPS base (Figura 13A) o estático y un GPS móvil o rover (Figura 13B). El GPS estático funcionó como base y se mantuvo midiendo de forma continua desde la apertura hasta el cierre de las medidas, en la estación base del día correspondiente. El GPS móvil se utilizó para tomar la altura en todas las demás estaciones de medición. Este equipo puede lograr una precisión hasta de milímetros, disminuyendo el error en los datos de elevación adquiridos.

El procesamiento de la información del GPS, se realizó con el software propio del equipo GeoMax Geo Office 3.4. Las desviaciones estándar de las coordenadas y alturas de los datos estuvieron entre 0.0001 y 0.0007 m.

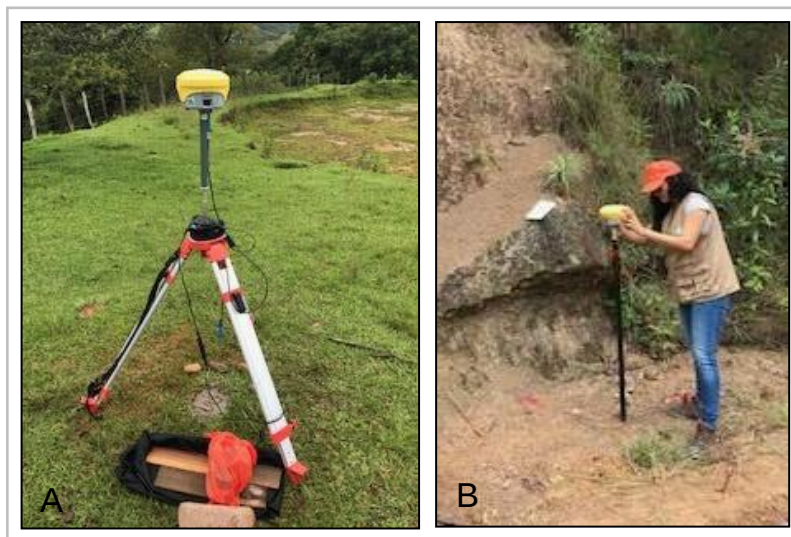


Figura 13. GPS diferencial usado para el levantamiento de la información altimétrica. A. GPS base o estático ubicado en una estación base (Mojón 2). B. GPS móvil.

- **Filtro de datos:** Se tomaron en total 63 datos incluyendo aquellos que se utilizan para realizar la corrección de deriva y la calibración con el punto de gravedad absoluta.

Se realizó un primer filtro de los datos donde se eliminaron aquellos en los que su error estándar fue mayor de 0,006% (Figura 14). Para definir la confiabilidad de los datos se tuvo en cuenta la inclinación de X y Y del gravímetro, pues según un experimento realizado por Merlet *et al.* (2008 en Miranda *et al.*, 2013) con un gravímetro Scintrex CG-5 la corrección por inclinación que efectúa el equipo electrónicamente, es efectiva al nivel de 1 μGal , que es la resolución nominal del gravímetro, en la medida que las inclinaciones no excedan los ± 20 segundos de arco. Aun así, el gravímetro CG-5 al igual que el CG-6 pueden corregir automáticamente los errores de inclinación en un rango de ± 200 segundos de arco (Manual Scintrex, 2018). En este trabajo todos los datos tuvieron una inclinación menor a ± 200 segundos de arco, pero se consideran de mayor confiabilidad aquellos que no exceden los ± 20 segundos de arco. Estaciones donde los datos tienen más de ± 20 segundos de arco: 15, 20, 30, 35, 40, 45, 55, 60, 70, 85, 95, 140, 145, 150, 190, 265, 300, 305. (ver tabla Apéndice A)

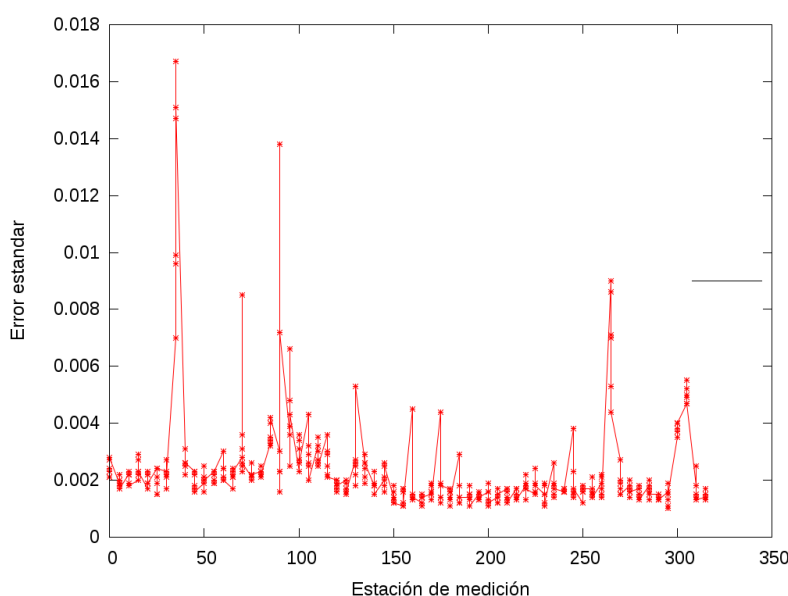


Figura 14. Gráfico de las estaciones de medición vs el error estándar de los datos medidos.

4.4 Procesamiento

El tratamiento de los datos se hizo utilizando la herramienta Microsoft Excel®, aplicando las fórmulas correspondientes para cada corrección, excepto para la corrección de terreno, pues esta se realizó con el software Oasis Montaj®. El dato a trabajar para cada estación fue la mediana entre los datos medidos en los 6 ciclos definidos.

4.4.1 Corrección por deriva instrumental: La corrección por deriva instrumental se realizó para cada día de adquisición usando los datos medidos a diario en la estación base correspondiente. Para el primer día se usó la base Mojón 1 donde se tomaron dos medidas en un intervalo de 3h y se obtuvo una deriva de 0.0004 mGal/min (Figura 15.A). Para el tercer día se usó la base Mojón 2 donde se tomaron tres medidas en un intervalo de 3h y se obtuvo una deriva de 0.00005 mGal/min (Figura 15.B).

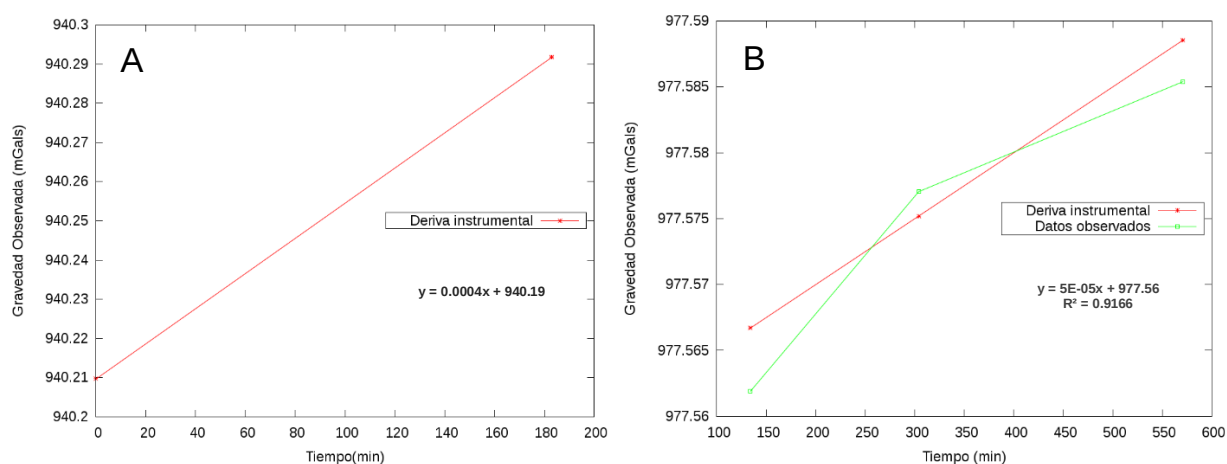


Figura 15. A. Deriva instrumental día 1. B. Deriva instrumental día 3.

Con el valor de gravedad en cada estación corregido por el efecto de la temperatura, inclinación, mareas terrestres y la corrección por deriva diaria, se obtuvo el valor de la gravedad relativa observada, en un rango entre 915 a 988 mGal (Figura 16). Al comparar esta curva de variación de gravedad con la topografía (Figura 17B) se observa que las gráficas son totalmente opuestas, la zona de valores más bajos de gravedad corresponde a la zona con mayor altitud. Esta tendencia se debe a que, según la teoría a mayor distancia del centro de la Tierra, como la que ocurre en los altos topográficos, menor es la atracción de la gravedad. Esta observación demuestra la importancia de las correcciones por altura, densidad de placa de Bouguer y topográfica.

Para realizar la corrección de latitud se usó la estación de amarre de medición de gravedad relativa y absoluta medido por el IGAC para pasar los datos corregidos por deriva, de unidades de gravedad relativa a valores de gravedad absoluta (Anexo B), esto con el fin de que los datos puedan ser comparados con el mapa de anomalía de gravedad total de Colombia (Graterol y Vargas, 2010) y para poder aplicar la corrección normal de latitud.

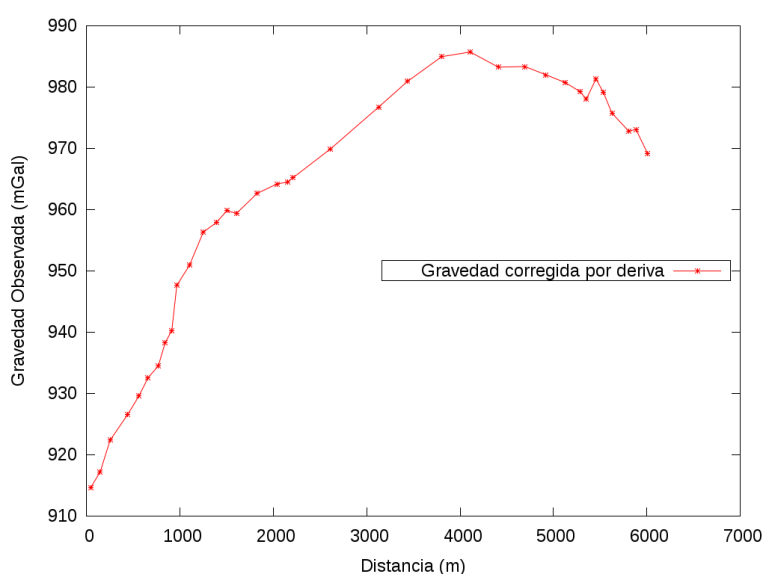


Figura 16. Datos corregidos por deriva instrumental.

4.4.2 Corrección por latitud: Para esta corrección se usó la fórmula de gravedad normal teórica (Ec. 3.2) debido a que los datos medidos están expresados en valores de gravedad absoluta (ver tabla Apéndice A). Los valores obtenidos corregidos varían entre -395 y -354 mGal.

4.4.3 Corrección de Aire Libre: Esta corrección se calculó mediante la ecuación (3.3). El resultado obtenido se sumó a la corrección por latitud para obtener la anomalía de aire libre (Figura 17A). Los valores resultantes oscilaron en un rango entre -79 y -33 mGal.

La tendencia de los datos corregidos por aire libre muestra una fuerte correlación con la topografía. Aunque aún no se han realizado la corrección de Bouguer, ni de terreno, según el mapa geológico, los bloques de mayor densidad corresponden a las zonas con mayor altura por lo que se espera esta tendencia se mantenga (Figuras 2 y 5).

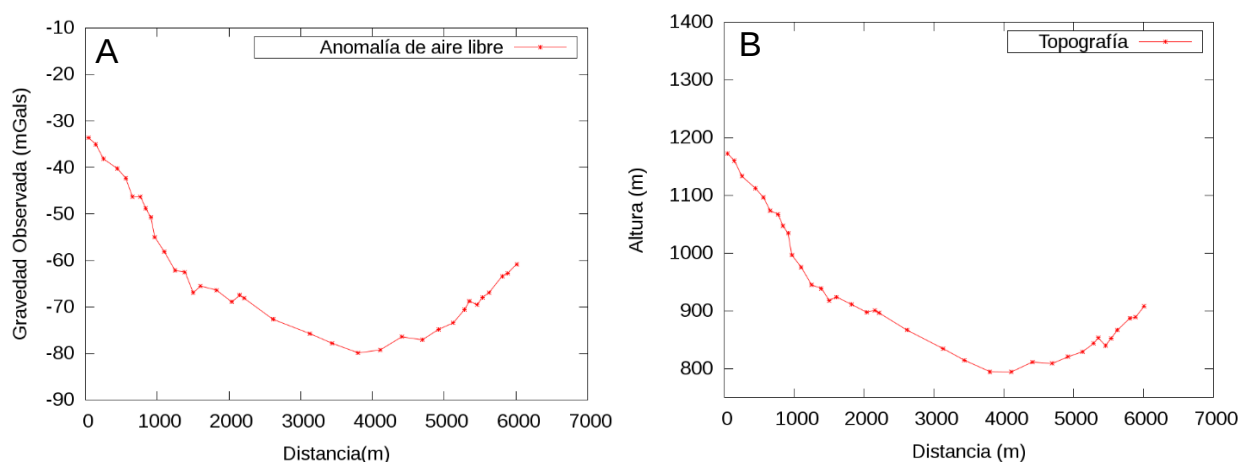


Figura 17. A. Anomalía de aire libre. B. Topografía del perfil

4.4.4 Corrección de Placa de Bouguer: En esta corrección se usó un valor de densidad de 2,6 g/cm³ para la placa de Bouguer. Este valor se determinó aplicando la metodología de Nettleton (1976), donde se evaluó la respuesta de la anomalía de Bouguer Simple (ABS) para un rango de densidades entre 1.8 y 2.9 g/cm³ con intervalo de 0.1 g/cm³ (Figura 18). La densidad de Bouguer

seleccionada fue aquella con la cual la curva de anomalía mostró el comportamiento más plano respecto a la topografía, es decir, que muestra la menor influencia de la topografía sobre el valor de la anomalía. Este valor correspondió a 2.6 g/cm^3 , a partir del cual se calculó la ABS final (Figura 19). El rango de valores para la ABS está entre -167 y -160 mGal , distribuidos en una anomalía negativa con algunos picos positivos.

Cabe resaltar que a pesar de que, se ha eliminado la influencia de la topografía en los datos, la tendencia de la anomalía de Bouguer resultante guarda una similitud con la forma de la topografía, confirmando que el bloque de menor densidad (secuencia sedimentaria) genera la tendencia principal negativa en la zona con menor altura y los bloques con mayor densidad (basamento) que generan los altos gravimétricos, están localizados en las zonas más altas del área.

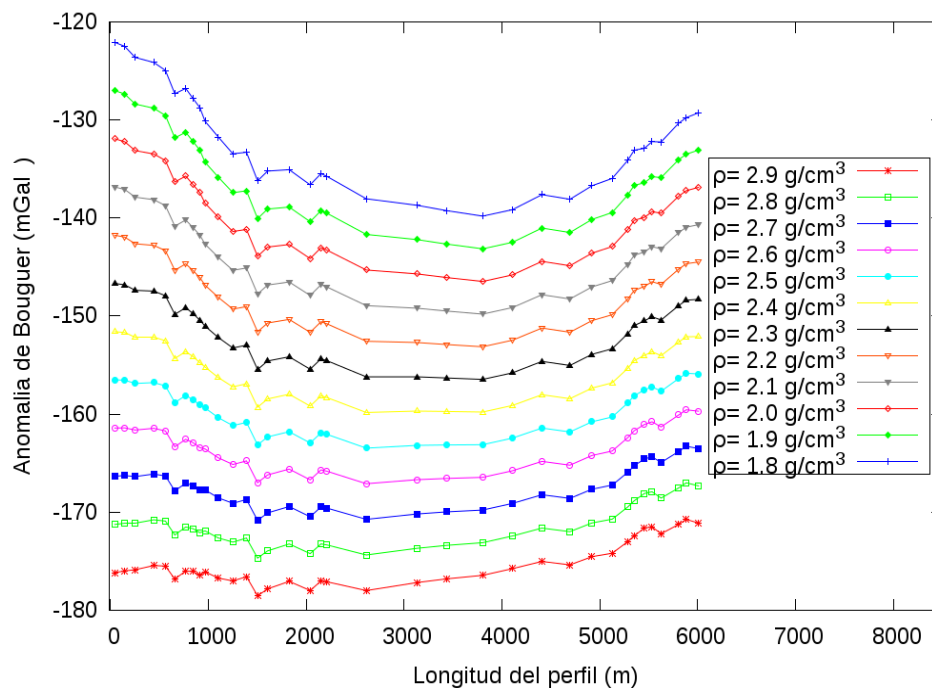


Figura 18. Método de Nettleton aplicado a los datos observados para determinar la densidad de la placa de Bouguer. El rango de densidad varía entre 1.8 y 2.9 g/cm^3 .

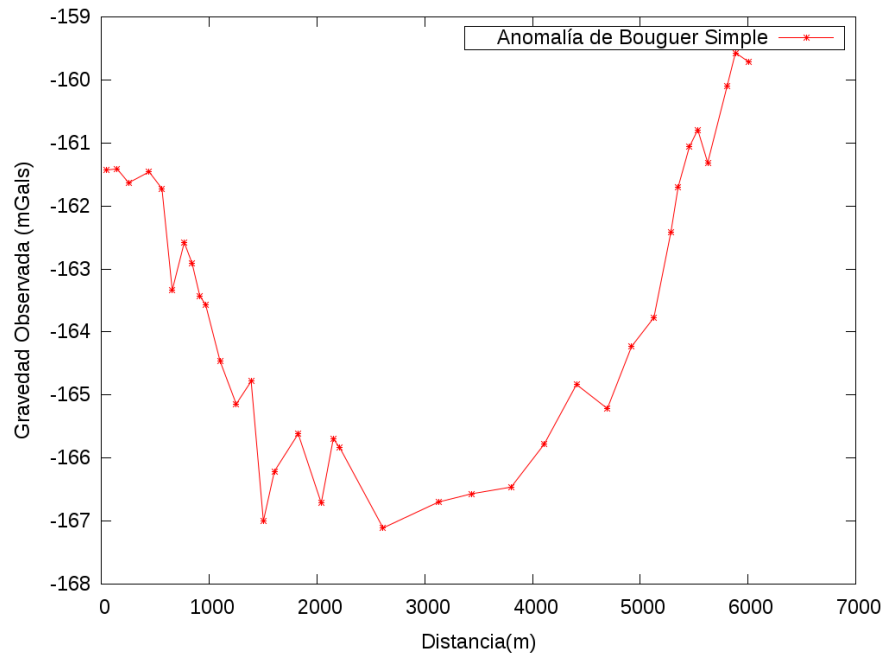


Figura 19. Anomalia de Bouguer Simple (ABS).

4.4.5 Corrección de Terreno: Para realizar esta corrección se usó el software Oasis Montaj y la información topográfica definida en el Modelo Digital de Terreno (DEM por sus siglas en inglés) del área de estudio, cuya resolución es de 12,5 x 12,5 m, que fue descargado de la página ALASKA de la Nasa. Para aplicar la corrección se dividió el DEM en un DEM local y un DEM regional, cubriendo el local un radio de 25 km² alrededor de cada estación de medida y el regional un radio 2500 km². También se usó el valor de densidad con el que se corrigió Bouguer que para este caso corresponde a 2.6 g/cm³.

Como resultado, la corrección de terreno tuvo un rango entre 5.5 y 11.10 mGal. Las zonas con mayor altitud tuvieron una mayor corrección topográfica, porque en ellas no se ha tenido en cuenta el efecto de las masas ubicadas por encima de la estación de referencia. Finalmente, estos valores se suman al valor de la ASB, para obtener la Anomalia Completa de Bouguer (ACB) (Figura 20) que muestra variaciones de gravedad entre -159 y -150 mGal.

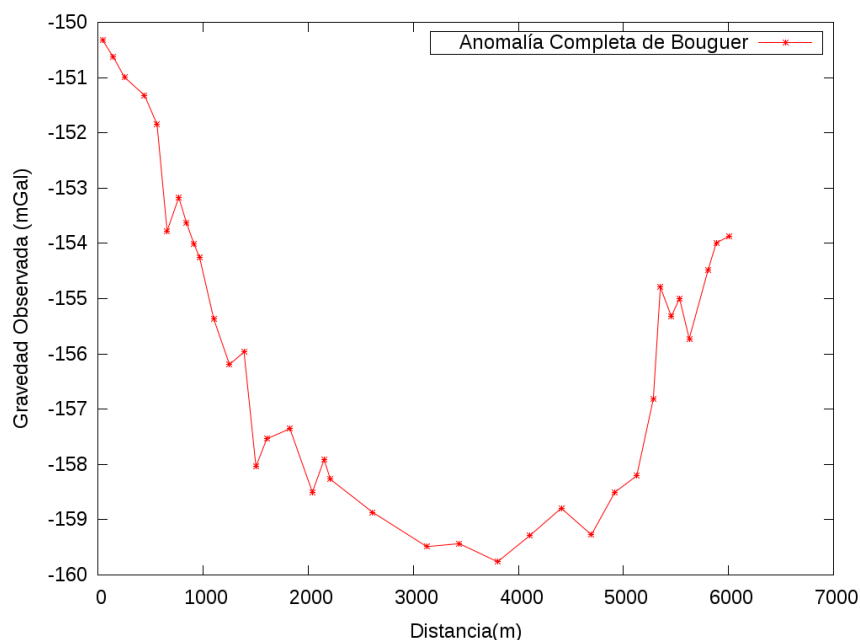


Figura 20. Anomalía Completa de Bouguer

4 Resultados

4.1 Separación de Componentes: Anomalía Regional y Residual

La anomalía gravimétrica es la superposición de efectos profundos, medidos como anomalías de grandes longitudes de onda o bajas frecuencias; y efectos superficiales, identificados como longitudes de onda corta o altas frecuencias. Dependiendo del objetivo del estudio, se centra la atención en unas u otras longitudes de onda, por lo que es necesario realizar una separación de estas dos componentes de la señal medida y corregida.

Para la presente investigación, se usó el método de regresión y ajuste de superficie polinómica (grado 4) que se conoce también como superficie de tendencia. Este es un método analítico que ajusta la tendencia regional de la ACB a una superficie matemática suavizada (Figura 21), definida por funciones polinómicas $\Delta g(x,y)$. La superficie polinómica será el plano que mejor se ajuste a

los puntos de datos distribuidos en el espacio, usando el método de mínimos cuadrados. Esta superficie representará la anomalía regional, que subsecuentemente, deberá substraerse de la función ACB resultante para definir la anomalía residual (local) (Figura 22) (Telford, 1976; Burger, 1992 en Benson y Floyd, 2000 y Lowrie 2007).

Al realizar la separación de las componentes, la anomalía de la componente residual varía en un rango entre -2.0 a 1.0 mGal, mostrando una variación de altos y bajos gravimétricos que no se relacionan con el modelo teórico, y que podrían mostrar en vez, el efecto en la gravedad de fuentes superficiales, pequeñas, que no se relacionan con el basamento pre-Cretácico. Por otro lado, la anomalía de la componente regional varía en un rango entre -160 a -149 mGal y presenta un bajo gravimétrico principal que indica un fuerte contraste de densidad entre zonas con mayor densidad a los extremos del perfil y una zona con menor densidad al centro de la misma. Esta anomalía se ajusta de mejor manera al modelo teórico, pues presenta una mayor relación tanto en la forma como en los valores de gravedad observados. Por tanto, la componente de la ACB que puede definir la geometría del basamento delimitado por fallas es en este caso la componente regional. Usando esta tendencia, se determina el ángulo de las fallas a estudiar a través de modelos gravimétricos que relacionan el corte geológico detallado (Figura 5) y los datos observados en campo.

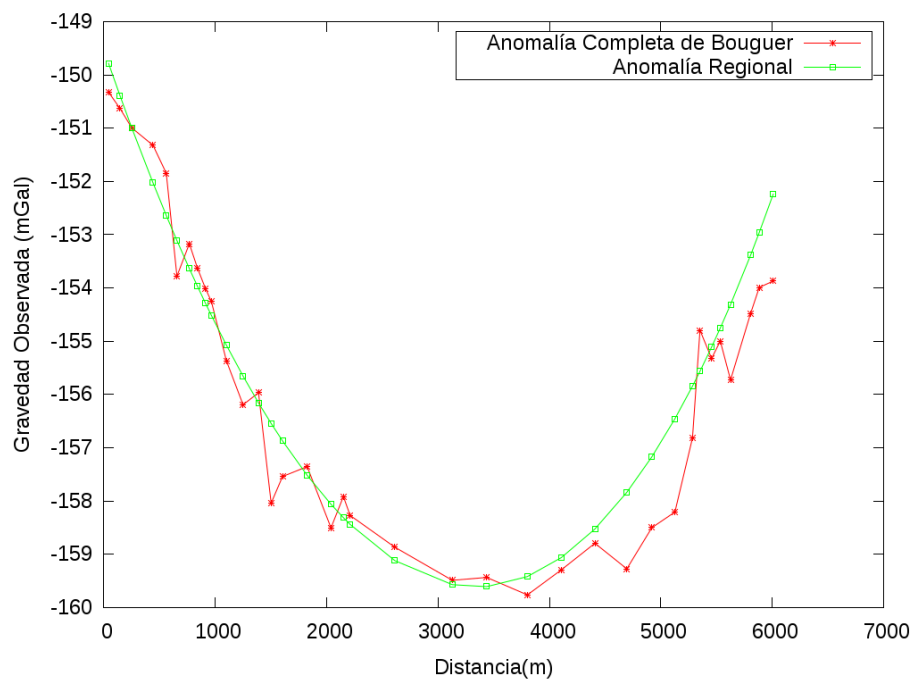


Figura 21. Separación de la componente regional de la Anomalía Completa de Bouguer.

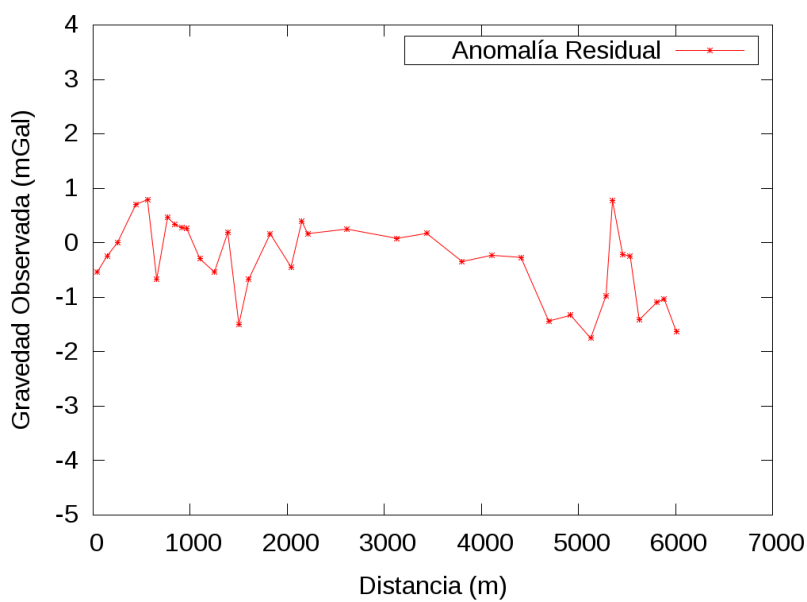


Figura 22. Anomalía Residual

4.2 Modelos Inversos

Para obtener el modelo geológico más adecuado para la geometría del basamento se realizaron un total de ocho (8) modelos gravimétricos inversos basados en el corte geológico detallado (Figura 5) del perfil ubicado en la Figura (2), usando el módulo Oasis Montaj® de Geosoft, con el fin de obtener una imagen de la geometría y distribución de densidades del subsuelo, cuya respuesta gravimétrica se ajuste a las anomalías observadas.

Para los modelos inversos se utilizaron los valores de gravedad obtenidos de la componente regional de la ACB (Figura 21) y valores de densidad para cada una de las unidades en un rango de 2.42 a 2.65 g/cm³ (Figura 3), las cuales ajustaron de mejor manera la anomalía calculada con la observada. Para la secuencia sedimentaria, los espesores se obtuvieron tanto del mapa geológico (Figura 2) como del trabajo realizado por Blanco y De Freitas (2003). Estas unidades no podrán diferenciarse a profundidad debido a que las densidades de estas rocas son muy similares lo que no permite un fuerte contraste lateral de valores de gravedad, incluso si las unidades tienen un buzamiento.

- **Falla de Chusma:** Para determinar el ángulo de la falla de Chusma se realizaron tres modelos con ángulos de 30°, 60° y 90°. La falla de Upar en cambio se mantuvo con un ángulo de 35° en los tres modelos (Figuras 23, 34 y 25)

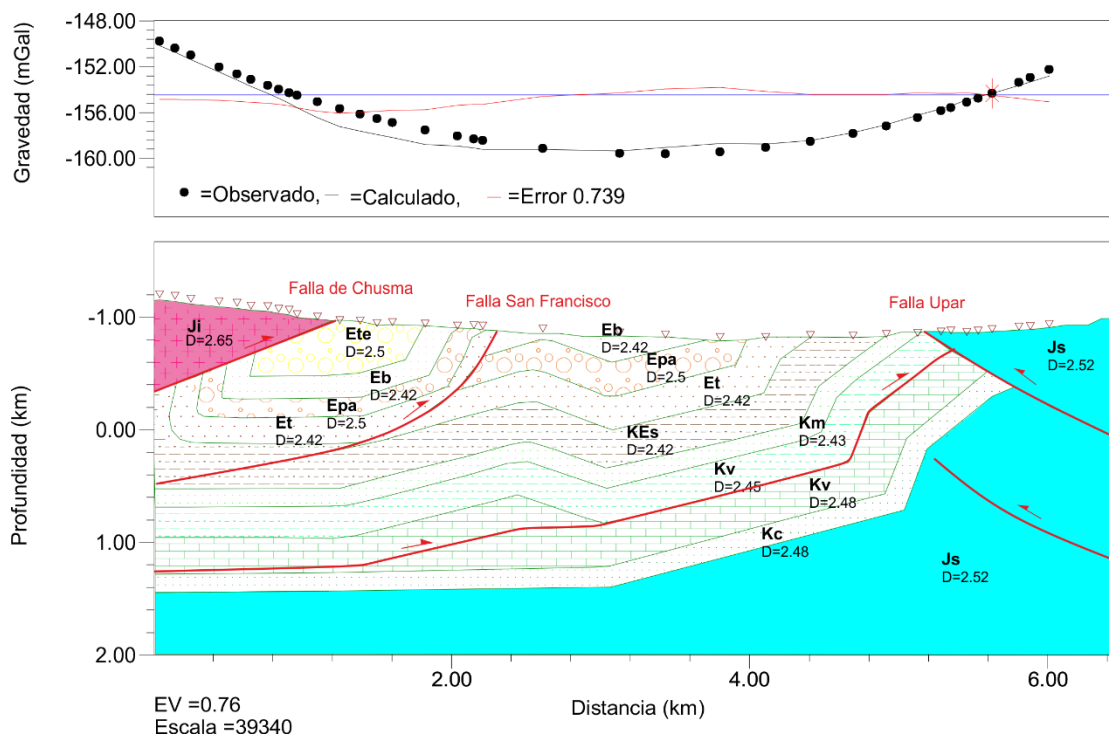


Figura 23. Modelo 1. Falla de Chusma con un ángulo de 30°

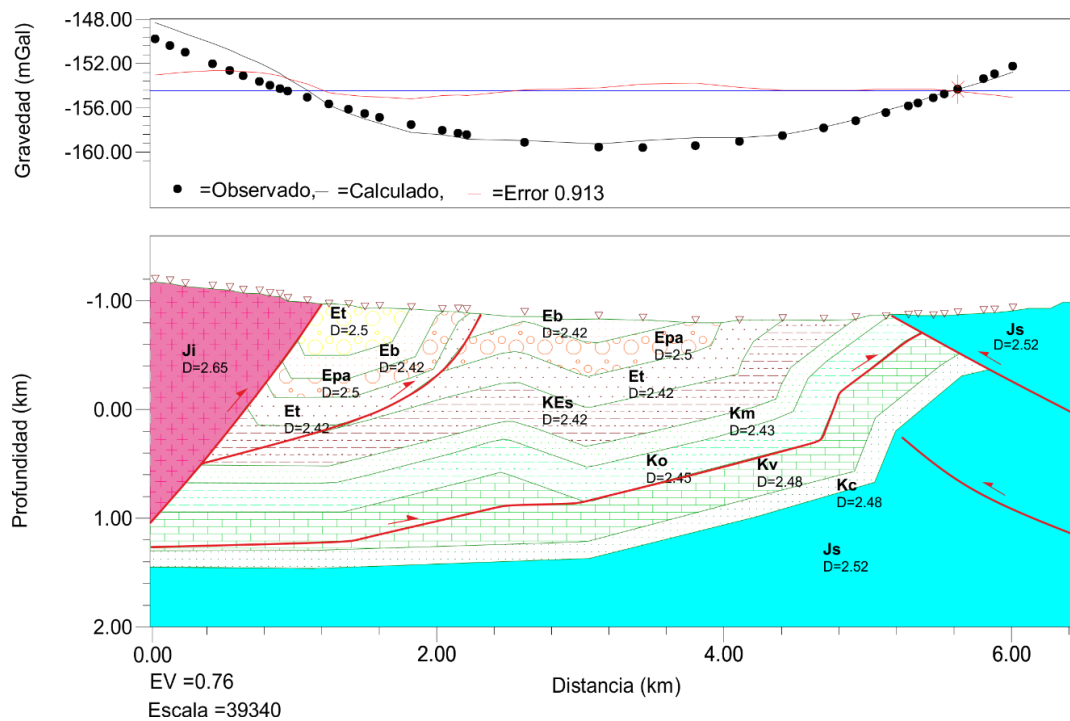


Figura 24. Modelo 2. Falla de Chusma con ángulo de 60°.

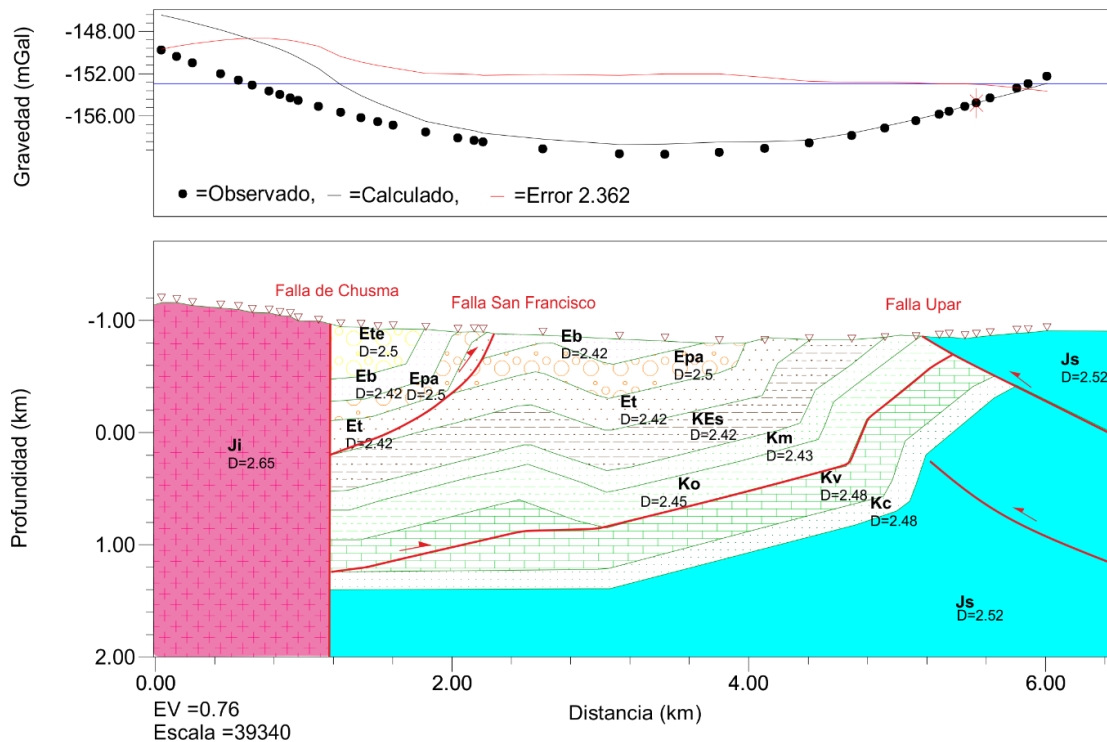


Figura 25. Modelo 3. Falla de Chusma con un ángulo de 90° .

En el modelo 1 (Figura 23) se consideró un ángulo de 30° , y un espesor de 1000 m para el Batolito de Ibagué, como se observa hacia el extremo izquierdo del perfil. El error calculado entre el dato observado y calculado es de 0.766%. Para el modelo 2 (Figura 24) se asumió un ángulo de falla de 60° , y un espesor del batolito de hasta 2000 m. En este modelo se obtiene un error de 0.913%. Finalmente, para el modelo 3 (Figura 25), se propuso un ángulo de 90° , aunque este ángulo es el menos probable para la zona de estudio, pues se estaría interpretando la falla como de rumbo, posibilidad que no ha sido sugerida por ninguna de las observaciones directas. Este caso se incluyó para verificar la anomalía gravimétrica que podía generar este basamento, al generaron máximo contraste de densidad lateral, del cual se obtuvo un error de 2.368%.

Según los resultados de las curvas de anomalías, se observa que a medida que aumenta el ángulo de la falla de la Chusma, de 30 a 90° la curva de la anomalía calculada se separa de la

curva de anomalía observada lo cual aumenta el error entre el modelado y la observación. Pruebas adicionales, con ángulos menores que 30° muestran que el error no disminuye. Las anomalías generadas en los modelos con ángulos de falla de 60° y 90° muestran un alto gravimétrico con valores por encima de la curva observada, mientras que en el modelo con un ángulo de 30° la anomalía calculada se encuentra por debajo. Por lo anterior se concluye que el ángulo más adecuado para la falla de Chusma se encuentra entre 30° y 60° según las pruebas realizadas.

Cabe aclarar que debido a que la geometría y densidad del basamento correspondiente a la formación Saldaña que se encuentra a una profundidad aproximada de 1500 m, determina el ajuste de la curva en la parte central del perfil de anomalía. Luego de varias pruebas con diferentes valores de densidad, el valor que ajusta mejor la anomalía calculada y observada, fue de $2,52 \text{ g/cm}^3$.

- **Falla de Upar:** Para determinar el ángulo de la falla de Upar se realizaron cuatro modelos en los que se tuvieron en cuenta tanto el ángulo como la litología del basamento. El ángulo de falla se varió entre 30° y 60° para una falla que desplaza a la Cuarzomonzodiorita de Teruel (Figuras 26 y 27), y entre 30° y 60° para una falla que desplaza a la Formación Saldaña (Figuras 28 y 29). La falla de Chusma se mantuvo con un ángulo de 48° .

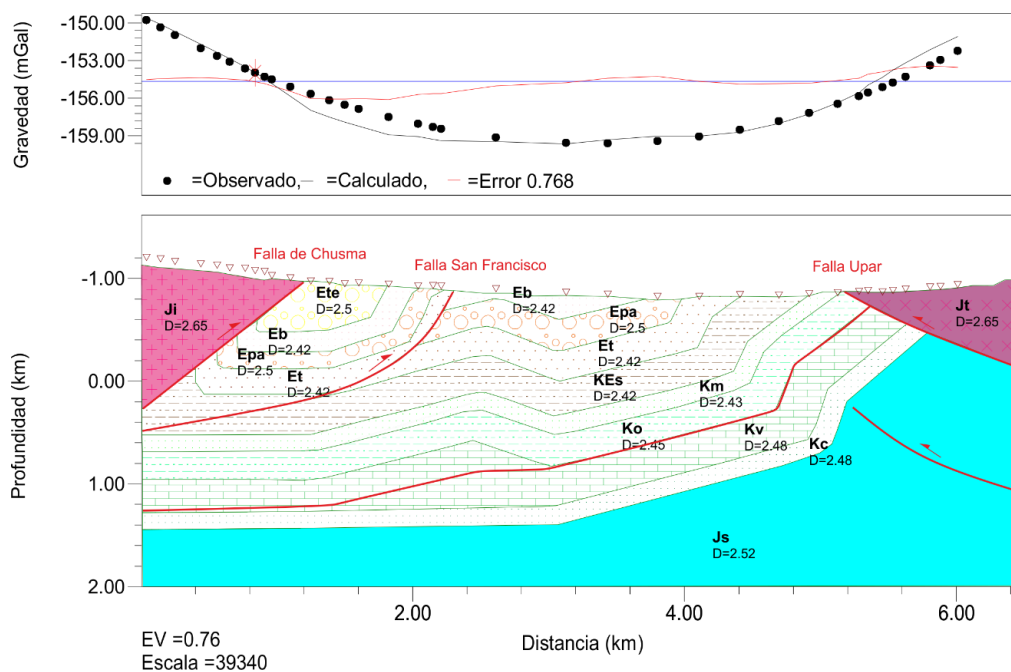


Figura 26. Modelo 1. Falla de Upar con un ángulo de 30° para la formación Cuarzomonzodiorita de Teruel.

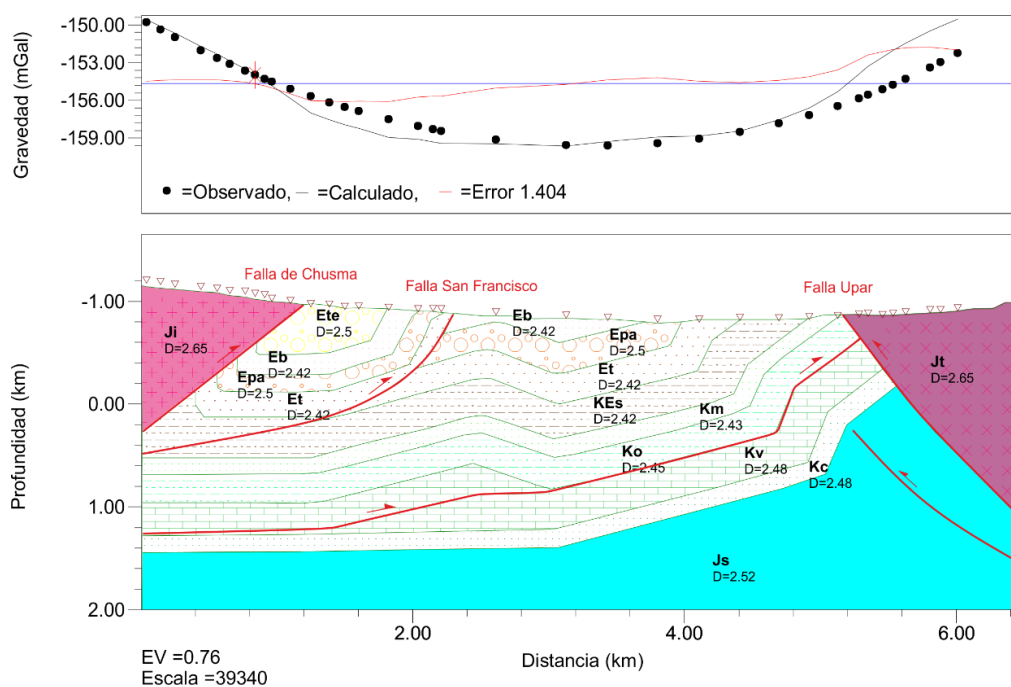


Figura 27. Modelo 2. Falla de Upar con un ángulo de 60° para la formación Cuarzomonzodiorita de Teruel.

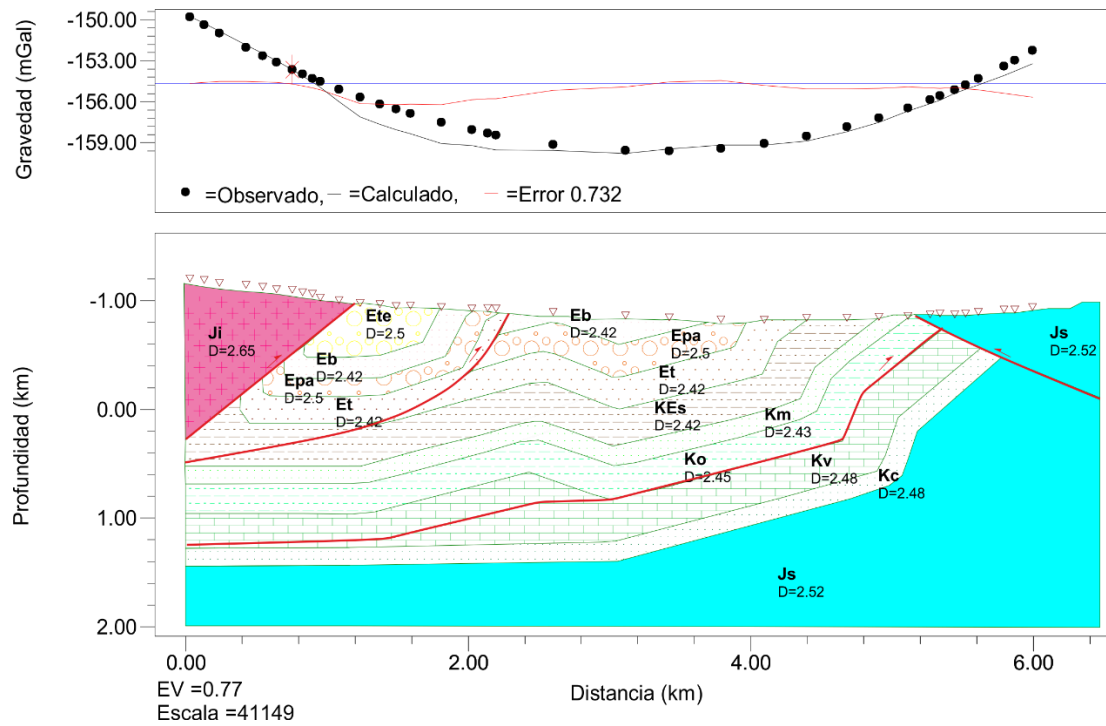


Figura 28. Modelo 3. Falla de Upar con un ángulo de 30° para la formación Saldaña

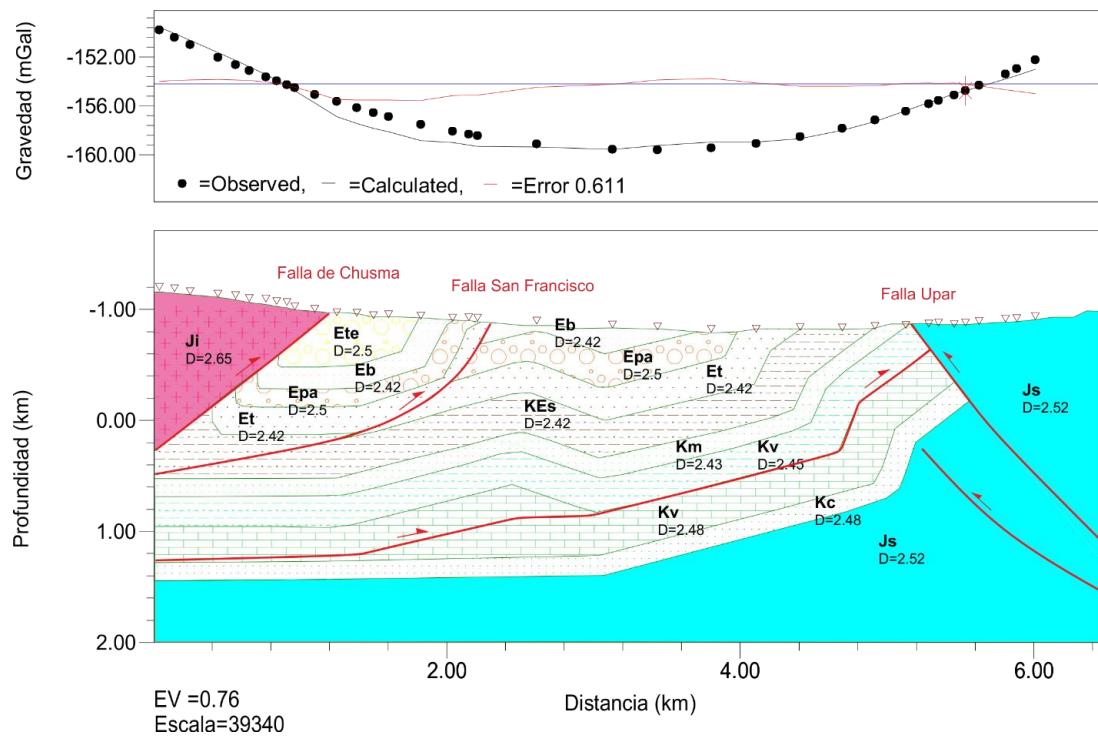


Figura 29. Modelo 4. Falla de Upar con un ángulo de 60° para la formación Saldaña

En el modelo 1 (Figura 26) se consideró un ángulo de falla de 30° , y un espesor para la Cuarzomonzodiorita de Teruel de 800 m como muestra el extremo derecho del perfil. El error calculado entre la anomalía modelada y la observada es de 0.768%. Para el modelo 2 (Figura 27) con un ángulo de 60° , el espesor de la Cuarzomonzodiorita llegó a 2000 m, igualmente hacia el extremo derecho del perfil, obteniéndose un error de 1.404%. Para el modelo 3 (Figura 28) en el que se consideró nuevamente un ángulo de 30° , se obtuvo el mismo espesor que en el modelo 1, pero en este caso para la Formación Saldaña. El error calculado es de 0.732%. Finalmente, para el modelo 4 (Figura 29), la formación Saldaña obtuvo un espesor aproximado de 2000m y el modelo un error calculado de 0.611%.

De los resultados obtenidos se puede observar que, los errores fueron más altos en los modelos 1 y 2 donde se consideró una densidad de $2,65 \text{ g/cm}^3$ correspondiente a la Cuarzomonzodiorita de Teruel. La variación del ángulo de la falla de 30 a 60° aumentó el error calculado al doble, y a pesar de que se usaron ángulos menores a 30° para las mismas litologías, el error no disminuyó lo suficiente para ajustar las curvas.

Por otro lado, los modelos 3 y 4 tuvieron un error más bajo que los modelos anteriores. En este caso el aumento en el ángulo de la falla no incidió en el aumento del error, por el contrario, este disminuyó para un ángulo de 60° , permitiendo un mejor ajuste entre las curvas de anomalías considerando la Formación Saldaña como basamento delimitado por la falla Upar. Ángulos mayores a 60° , aumentan el error sustancialmente.

5 Discusión

Según la interpretación de las curvas de anomalías gravimétricas producto de los modelos inversos se determinó que las fallas de Chusma y Upar poseen ángulos que se encuentra en un rango de 30 a 60°. Ahora bien, teniendo en cuenta que, según Telford *et al.* (1990) el modelo más aceptable es aquel que tenga un mejor ajuste entre la curva de anomalía observada y calculada y por lo tanto un mínimo error RMS, se construyó un modelo ideal para ambas fallas, en donde el error obtenido en el procesamiento fue de 0.566% (Figura 30). El ángulo ideal para la falla de Chusma es de 48°, y para la falla Upar de 35°.

Los valores de los ángulos obtenidos en este trabajo son consistentes con los trabajos realizados por Blanco y De Freitas (2003) y Jiménez *et al.* (2012) quienes describieron un ángulo bajo para la falla de Upar y ángulo entre 40 y 60° para la falla de Chusma respectivamente. Cabe aclarar que estos ángulos son representativos para la zona de estudio, y no deberían ser extrapolados a todo el largo de la falla.

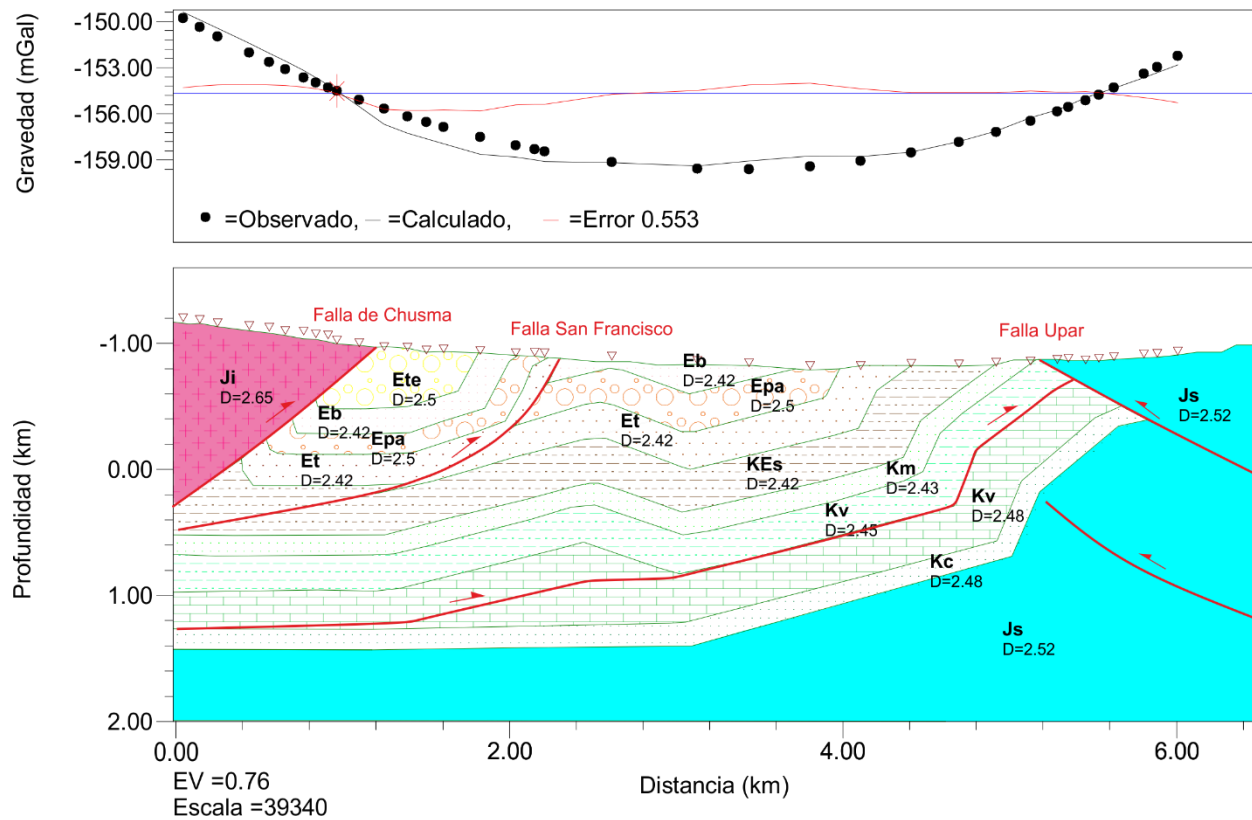


Figura 30. Modelo geológico ideal

A partir de los resultados obtenidos y teniendo en cuenta el modelo geológico ideal, se puede inferir que, en el área de estudio, el basamento delimitado por la falla de Upar corresponde a la formación Saldaña como se encuentra descrito en el trabajo realizado por Jiménez *et al.* (2012) y en la cartografía a escala 1:25000 realizada por Ecopetrol.

Por último, cabe resaltar que para considerar la falla de Chusma una falla inversa, se esperaría un ángulo de falla más bajo que el obtenido. El ángulo de 48° definido en el modelo, soporta lo descrito por Cooper *et al* (1995), Sarmiento (2001) y Blanco y De Freitas (2003) sobre la tectónica de falla de tipo normal reactivada e invertida en el área.

6 Conclusiones

Se diseñó e implementó una campaña de adquisición gravimétrica para la zona de estudio donde se propuso: una transecta de 6,5 km con dirección 113°N perpendicular a las fallas de Chusma y Upar y un total de 42 estaciones de medición. El diseño planteado fue apropiado para la adquisición pues se obtuvo un total de 32 estaciones de medición de buena calidad las cuales no fueron adquiridos en línea recta debido al acceso y a la topografía del área, pero pudieron ser proyectados a la transecta propuesta con el fin de realizar el modelo gravimétrico final que se basó en el corte geológico de la misma zona.

Los modelos teóricos permitieron evidenciar una anomalía gravimétrica tanto positiva como negativa en respuesta a un contraste de densidades entre basamento pre-Cretácico y rocas sedimentarias del VSM que son puestas en contacto por fallas de escama gruesa de diferentes ángulos y vergencias opuestas.

Se realizó el flujo de procesamiento estándar a los datos de gravedad adquiridos en campo, el cual consistió en aplicar las correcciones de: Deriva, latitud, Placa de Bouguer, Aire libre y de Terreno para finalmente obtener la curva de Anomalía Completa de Bouguer (ACB), que muestra valores en un rango entre -159 y -150 mGal. Estos valores se encuentran dentro de los datos de gravedad para la zona Yaguará-Palermo de acuerdo al mapa de Anomalía de Bouguer total de Colombia a escala 1:2.500.000 (Graterol y Vargas, 2010).

Aplicando el método gráfico de Nettleton, se obtuvo que la densidad que mejor resuelve el problema de topografía en la zona de estudio es el valor de 2.6 g/cm³.

A partir de la componente regional de la ACB, la cual está relacionada con la geometría del basamento, se determinó para la falla de Chusma que delimita el Batolito de Ibagué un ángulo de

48° y para la falla de Upar que delimita la formación Saldaña un ángulo de 30° para un modelo ideal con un error 0.56% basados en la diferencia entre los datos observados y calculados.

7 Recomendaciones

Se recomienda correlacionar los modelos con datos de densidad obtenidas de registro pozo o ensayos de laboratorio con el fin de reducir la incertidumbre en los resultados.

Se recomienda levantar información gravimétrica en grilla donde para obtener mapas y modelos 3D de la zona de interés, con el fin de realizar perfiles en cualquier dirección y así controlar el buzamiento a lo largo de toda la falla entre Yaguará y Palermo.

Se recomienda usar otro método de separación de componentes regional y local como la segunda derivada, de manera que se puedan comparar los resultados.

Referencias bibliográficas

- Beltrán, N., Gallo, J., (1968). Guide book to the geology of the Neiva sub-basin, Upper Magdalena Basin (southern portion), in geological field trips, Colombia, 1958-1978. Col. Soc. Petrol. Geol. Geophys., 253-275.
- Benson, A., Floyd, A. (2000) Application of gravity and magnetic methods to assess geological hazards and natural resource potential in the Mosida Hills, Utah County, Utah. GEOPHYSICS, 65 (5), 1514–1526.
- Blanco, M., De Freitas, M. (2003). Geología Estructural de la Zona de Yaguará-Palermo, Piedemonte de la Cordillera Central con Valle Superior del Magdalena, Colombia. VIII Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, 21-33.
- Bongiorno, F., Belandria, N., y Torres, J. (2014). Modelo estructural del noreste de la cuenca Barinas-Apure en el pie de monte andino, flanco sur Andino. Ingeominas, 42 (64), 81-88.
- Cediel, F., Shaw, R., y Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, 815–848.
- Cooper, M. (1995), Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia, AAPG Bull., 79, 1421 – 1443.
- Graterol, V., Vargas, A. (2010). Mapa de Anomalía de Bouguer Total de Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). Versión 1.2.

- Hammer, S. (1939). Terrain Corrections for gravimeter stations. Pittsburgh, United States. permission of the Gulf Research & Development.
- von Hagke, C., Malz, A. (2018). Triangle zones – Geometry, kinematics, mechanics, and the need for appreciation of uncertainties. *Earth-Science Reviews*, 177, 24-42.
- Jiménez, G (2008). Análisis de la deformación y modelo estructural basado en datos paleo magnéticos y cinemáticos en el sector sur del Valle Superior del Magdalena (Anticlinal de La Hocha) (Tesis de maestría). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Jiménez, G., Rico, J., Bayona, G., Montes C., Rosero, A., y Sierra, D. (2012). Analysis of curved folds and fault/fold terminations in the southern Upper Magdalena Valley of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 184-201.
- Kammer, A., Piraquive, A. (2013). Evidencias sedimentológicas y estructurales para un origen paleógeno de la Falla de Chusma, Valle Superior del Magdalena, Borde Occidental de la Sub-Cuenca de Neiva. *Geología Colombiana*, 38, 43-64.
- León, A. (2016). Análisis de datos gravimétricos y modelado 3D del área urbana de la ciudad de Boconó, Estado Trujillo (Tesis de pregrado). Universidad Simón Bolívar, Decanato de estudios profesionales coordinación de Ingeniería Geofísica.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*, second edition. United States of America. Cambridge University Press, New York.
- Macía, C., Mojica, J., y Colmenares, F. (1985). Consideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y las áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el Valle superior del Magdalena, Colombia, *Geol. Colombiana* 14, 49-70.

- Marquínez, G., Morales, C., y Caicedo, J. (2002). Levantamiento geológico de la plancha 344 Tesalia, escala 1:1000.000. Memoria explicativa, INGEOMINAS, p. 145.
- Miranda, S., Herrera, A., y Pacino, M. (2013). Respuesta instrumental del gravímetro Scintrex Autograv CG-5 (S/N 40484) en modos continuo y relevamiento. *GEOACTA* 38 (1), 1-14.
- Mojica, J., Franco, R. (1990). Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena. - *Geol. Colombiana* 17, 41-64.
- Morales, C., Caicedo, J., Velandia, F., y Núñez, A., (2001). Memoria Explicativa, Geología de la Plancha 345, Campoalegre. Ingeominas.
- Ortega, A. (2014). Modelo de fuentes de anomalías gravimétricas regional y locales del volcán Galeras, asociadas a su estado de actividad entre junio 2008 – abril de 2009 (Tesis de maestría). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Pagés, G., Prol, J., Rifá, M., y Echagarruga, Y. (2017). Métodos geofísicos integrados en la exploración petrolera de los cinturones de cabalgamiento. *VIII* (1), 38-45.
- Ramón, J., Rosero, A. (2006). Multiphase structural evolution of the western margin of the Girardot subbasin, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 493-509.
- Reynolds, J. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. England. John Wiley & Sons Ltd, Baffins Lane, Chichester.
- Roncancio, J., Martínez, M. (2011). Petroleum Geology of Colombia, Geology and Hydrocarbon Potential, Upper Magdalena Basin, University EAFIT, Vol 14, 1-145.
- Scintrex Limited. (2018). Operation Manual. CG-& AutogravTM Gravity Meter. Canadá.

- Telford, W., Geldart, L., y Sheriff, R. (1990). *Applied Geophysics*, second edition. Cambridge University Press, 744p.
- Tong, L., Guo. (2007). Gravity Terrain Effect of the Seafloor Topography in Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 18 (4), 699-713.
- Vargas, C. (2012). Evaluating total Yet-to-Find hydrocarbon volume in Colombia. *Earth Sci. Res. J.*, Vol 16, Special Issue, 1-246.
- Velandia, F., Núñez, A., y Marquínez, G. (2001). Mapa geológico del departamento del Huila. Escala 1:300.000, memoria explicativa, 153p.
- Velandia, P., Ferreira, P., Rodríguez, G., y Núñez, A. (2001). Levantamiento geológico de la plancha 366 garzón, escala 1:100.000, memoria explicativa, p 83.
- Velandia, F., Nuñez, A., y Marquínez, G. (2001). Mapa geológico del departamento del Huila. Escala 1:300.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, p 151.