



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Modelo de isotermas del complejo volcánico de Paipa, Boyacá, a partir de la interpretación de anomalías registradas con métodos geofísicos activos y pasivos.

Proponentes

Ing. Fernando Salamanca Guerrero.

Estudiante Maestría en Geofísica

PhD. Orlando Hernández Pardo

Docente Departamento de Geociencias

(Director de Tesis)

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá D.C, Colombia

2020

Este trabajo de tesis está dedicado a todas las personas que decidieron seguir sus sueños, sin importar los obstáculos o paradigmas “sugeridos” por la sociedad. “Los hombres inteligentes conocen sus límites, por eso están tranquilos” S.K, F S-G

Tabla de contenido

1.	Introducción	8
2.	Objetivos	9
2.1	Objetivo Principal	9
2.2	Objetivos Específicos	9
3.	Líneas de Investigación y planteamiento de preguntas.....	10
4.	Metodología de Investigación	10
4.1	Diagrama de Flujo.....	11
4.2	Compilación de información.....	12
4.3	Procesamiento de datos.....	13
4.4	Análisis de la información y definición de variables.	13
4.5	Interpretación Cuantitativa	14
4.6	Modelamiento directo e inverso.....	14
4.7	Planteamiento de modelos estocásticos	15
5.	Estado del arte	15
6.	Ubicación geográfica del complejo volcánico de Paipa.....	18
7.	Marco Geológico	19
7.1	Estratigrafía.....	19
7.2	Cretácico.....	21
7.2.1	Formación Conejo (Kc)	21
7.2.2	Formación Plaeners (Kpl)	21
7.2.3	Formación Labor y Tierna (Klt).....	21
7.2.4	Formación Guaduas (KPgg)	22
7.2.5	Grupo Churuvita (Kch)	22
7.2.6	Formación Une (Ky).....	22
7.2.7	Formación Tibabosa (Kt).....	23
7.3	Paleógeno y Neógeno	23
7.3.1	Formación Bogotá (Pgb).....	23
7.3.2	Formación Tilatá (NgQt).....	24
7.4	Geología Estructural	25
7.4.1	Fallas Transversales en dirección noroeste y suroeste	27
8.	Procesos de deconvolución	28
8.1	Método extenso deconvolutivo de Euler.....	30
8.2	Detección de límites estructurales a partir de contrastes.....	32
8.3	Deconvolución de Werner	34

9.	Dinámica de los medios porosos en campos geotérmicos.....	37
9.1	Aspectos conceptuales de los medios porosos	38
9.2	Aspectos termodinámicos de los medios porosos	40
9.3	Transferencia de energía calorífica	42
10.	Relación resistividad y temperatura	45
11.	Estimación de temperaturas a partir del uso del algoritmo AgielNN.....	47
12.	Análisis y procesamiento de la información	50
12.1	Magnetometría.....	50
12.2	Análisis de los perfiles obtenidos para el caso de magnetometría	56
12.3	Gravimetría	63
12.4	Magnetotelúrica.....	69
12.5	Modelamiento de isothermas a partir del algoritmo AgielNN	81
13	Conclusiones	94
14.	Recomendaciones.....	95
	Bibliografía.....	97
	Anexo A	105
	Anexo digital	113

Índice de tablas

Tabla 1.	Recursos de información.	11
Tabla 2.	Principales unidades geológicas aflorantes.....	19
Tabla 3.	Indicadores estructurales N para; Anomalía gravimétrica (GA), primera derivada (FD), segunda derivada (SD).....	33
Tabla 4.	Puntos de perforación sugeridos	96

Índice de figuras

Figura 1.	Metodología de investigación.....	10
Figura 2.	Ubicación geográfica	17
Figura 3.	Rango de resistividad y conductividad eléctrica para los diferentes tipos de roca.....	25
Figura 4.	Geología estructural de la zona. Interpretación regional a partir de imágenes Landsat TM7 y estructuras particulares identificadas en el área de estudio	26
Figura 5.	Representación esquemática del sistema lineal de ecuaciones en la deconvolución de Euler	30
Figura 6.	Resultados de la aplicación de filtros THD sobre un plano conteniendo información sintética de respuesta magnética.	32

Figura 7. Modelamiento de un cilindro vertical en dos dimensiones a partir de soluciones de Euler	34
Figura 8. Derivadas en el plano horizontal y vertical de intensidad magnética total para una anomalía que presenta diferentes planos de un poliedro.....	36
Figura 9. Medio poroso sintético con presencia de fluido y temperatura	41
Figura 10. Explicación de convección presente en un campo geotérmico.....	45
Figura 11. Arquitectura de las conjeturas de las entradas y salidas en una red neuronal a partir del ingreso de valores binarios.....	49
Figura 12. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 1	56
Figura 13. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 2	57
Figura 14. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 3	57
Figura 15. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 4	58
Figura 16. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 5.	60
Figura 17. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 6.....	61
Figura 18. Resultados de la relación de Poisson para los perfiles 1, 2 y 3	65
Figura 19. Resultados de la relación de Poisson para los perfiles 4, 5 y 6	68
Figura 20. Modelo de resistividad para la estación PA0001	70
Figura 21. Modelo de resistividad para la estación PA0019.....	72
Figura 22. Modelo de resistividad para la estación PA0026.....	73
Figura 23. Modelo de resistividad para la estación PA0034.....	74
Figura 24. Modelo de resistividad para la estación PA0043.....	75
Figura 25. Resultados del proceso de inversión para el perfil 1 MT	76
Figura 26. Resultados del proceso de inversión para el perfil 2 MT	77
Figura 27. Resultados del proceso de inversión para el perfil 3 MT	78
Figura 28. Resultados del proceso de inversión para el perfil 4 MT	79
Figura 29. Resultados del proceso de inversión para el perfil 5 MT	80
Figura 30. Resultados del proceso de inversión para el perfil 6 MT	81
Figura 31. Arquitectura de la red neuronal implementada para el modelamiento de isotermas.	84
Figura 32. Relación de control entre blancos y temperatura (aprendizaje).....	85
Figura 33. Resultados de predicción en términos de temperatura.....	86

Figura 34. Modelamiento de isotermas en graficación Voxel	87
Figura 35. Modelamiento de isotermas en graficación Voxel SE-NW	88
Figura 36. Modelamiento del flujo de calor.....	89
Figura 37. Ubicación de fallas, vectores de flujo de calor y contraste de temperaturas	90
Figura 38. Locaciones sugeridas para futuras perforaciones exploratorias.....	91

Índice de mapas

Mapa 1. Corrección IGRF-12 resultante del procesamiento de datos magnetométricos.....	50
Mapa 2. RTE para el modelo resultante del procesamiento de sondeos magnetométricos.....	51
Mapa 3. RTP para el modelo proveniente del procesamiento de sondeos magnetométricos.....	53
Mapa 4. Señal analítica para el modelo IGRF-12, proveniente del procesamiento de sondeos magnetométricos	54
Mapa 5. Perfiles para el modelo con corrección IGRF-12	55
Mapa 6. Perfiles para el modelo de reducción al polo (RTP)	55
Mapa 7. Anomalía de Bouguer total (Perfiles).....	63
Mapa 8. Anomalía de aire libre (Perfiles)	64
Mapa 9. Primera derivada en la vertical (Perfiles).....	65
Mapa 10. Ubicación de sondeos MT y perfiles.....	70

Un agradecimiento especial a la energía incomprensible del universo, mi familia y mi director de tesis, profesor PhD Orlando Hernández P., de igual forma a la profesora Geof. Luz Amalia Ordoñez y el profesor PhD Luís Montes V., todos integrantes del departamento de Geociencias, que me permitieron poder desarrollar los conceptos adquiridos durante mi proceso de aprendizaje y de ésta forma seguir adelante en mi formación académica.

Resumen

La región que comprende el complejo volcánico de Paipa, localizada en Boyacá, Colombia, hace parte de una continuación de anomalías y manifestaciones geotérmicas asociadas al dinamismo cortical, relacionadas con una secuencia de fallas geológicas presentes, que permiten la emanación de fluidos con temperaturas elevadas. Con el objetivo de determinar un modelo de isotermas, a partir de la interpretación y análisis numérico de la información disponible, y adquirida previamente por diferentes investigadores, referente a métodos geofísicos activos y pasivos, se procede a compilar, reprocesar e interpretar un volumen específico de datos, correspondientes a datos de gravimetría, magnetometría y magnetotelúrica.

Lo anterior, como paso inicial para efectuar modelamientos directos e inversos en cada una de sus variables, definiendo una serie de perfiles a lo largo del área de investigación. Seguidamente, se aplican métodos deconvolutivos a partir de algoritmos lógicos matemáticos, que permiten identificar la respuesta del subsuelo con respecto a las anomalías de interés; de este modo logrando identificar los posibles lugares de emanación hidrotermal, que posteriormente serán punto de partida para realizar correlaciones con respecto a la respuestas resistivas, obtenidas principalmente con los modelamientos en una y dos dimensiones, aplicando procesos de inversión de Occam-Bostick de la información magnetotelúrica. El presente trabajo logra establecer un modelo de isotermas a partir del reprocesamiento de resultados, obtenidos durante las diferentes etapas elaboradas y la integración de redes neuronales, de igual forma identificar el respectivo flujo de calor presente en el área de estudio.

Palabras clave: *Paipa, gravimetría, isotermas, magnetotelúrica, procesos de inversión y deconvolución, redes neuronales, magnetometría, análisis espectral.*

Abstract

The region associated to the volcanic complex of Paipa, located in Boyacá Colombia, is a part of an extension of anomalies and geothermal manifestations from crustal dynamism following a sequence of geological faults present, which allow the emanation of fluids with high temperatures. In order to determine a model of isotherms, based on the interpretation and modeling of the information available, and previously acquired by different researchers regarding active and passive geophysical methods, a volume of data that includes different surveys are collected and reprocessed, gravimetry, magnetometry and magnetotelluric.

The processes mentioned as an initial step to carry out direct and inverse modelling in each of its components, defining a series of profiles throughout the research area. Subsequently, deconvolutive methods are applied based on mathematical and logical algorithms that allow identifying the subsoil response with respect to the anomalies of interest; in this way, identifying the possible focal points of hydrothermal emanation, which will later be a starting point for correlations with respect to the resistive responses obtained mainly with the modelling in one and two dimensions, applying Occam-Bostick's inversion processes of the magnetotelluric information. This work establish an isothermal model from the processing of results obtained during the different stages developed and the integration of neural networks, in the same way identify the heat flow related to the area.

Keywords: *Paipa, gravimetry, isotherms, magnetotellurics, deconvolution and inversion processes, neuronal networks, magnetometry, spectral analysis.*

1. Introducción

El presente trabajo se enfoca en el análisis de los resultados en geotermia, realizados previamente en el complejo volcánico de Paipa (Boyacá, Colombia), por diferentes instituciones estatales, al igual que proyectos llevados a cabo por investigadores pertenecientes a otras instituciones, y centros académicos, tales como la Universidad Nacional de Colombia. Los aportes del presente trabajo se centran en la elaboración de un modelo de isotermas a diferentes profundidades, a partir de un volumen de datos geofísicos tomados en diferentes intervalos de tiempo y espacio. La información compilada, procesada e interpretada comprende información relacionada a magnetometría, gravimetría, reportes geológicos y magnetotélúrica, los cuales han sido proporcionados casi en su totalidad por el Servicio Geológico Colombiano (SGC), a través de su grupo de exploración en recursos geotérmicos.

De acuerdo con la información geocientífica, con respecto a los puntos de calor ubicados en la parte noroccidental del departamento de Boyacá, se ha realizado una investigación sobre el gradiente geotérmico, el cual ha permitido determinar la variación del mismo a partir de la integración de análisis espectrales y modelos estocásticos, con el objetivo de determinar su respectiva profundidad, en el rango de los tres primeros kilómetros y así mismo integrar el modelo obtenido a resultados ya alcanzados en el tema anteriormente en la zona, de esta forma incentivar proyectos independientes para la exploración energética de recursos energéticos no convencionales.

El desarrollo de futuros proyectos enfocados al aprovechamiento de recursos geotérmicos en sus diferentes fases, es un aporte útil para cualquier economía nacional, puesto que permite generar avances intrínsecos asociados a la generación de energía eléctrica, y a su vez convirtiéndose en una fuente de investigación. Por otro lado, el aporte económico que conlleva a las regiones en donde se encuentran los diferentes focos de calor, ya que permite generar un volumen de empleabilidad y por ende una tasa de crecimiento social, creando aportes significativos a la región.

2. Objetivos

2.1 Objetivo Principal

- Elaborar un modelo de isotermas del complejo volcánico de Paipa (Boyacá, Colombia), a partir de la interpretación de información obtenida mediante la aplicación combinada de magnetotelúrica, gravimetría y magnetometría.

2.2 Objetivos Específicos

- Establecer la profundidad de las isotermas adquiridas en el área de estudio, con base en la implementación de análisis espectrales.
- Delimitar la distribución de los valores de resistividad y relacionar sus resultados al flujo de calor, a partir de modelos estocásticos, que permitan comprender los procesos geotérmicos en el subsuelo del área seleccionada.

3. Líneas de investigación y planteamiento de preguntas

- Geofísica aplicada, geotermia.
- Aplicación de métodos potenciales, resistividad eléctrica y magnetotelúrica.
- Modelamiento directo y procesos de Inversión.
- Análisis espectral.
- Determinación de isotermas y sus respectivas profundidades.
- Implementación de modelos estocásticos y determinísticos.

Parte de la necesidad por la exploración de energías no convencionales radica en el hecho de contemplar una serie de interrogantes, ¿Cuáles son las ventajas relacionadas a la explotación de recursos geotermales en el área, que permitan un aprovechamiento a gran escala?, lo anterior, lográndose explicar a partir de modelos matemáticos que respondan a, ¿Cuál es la profundidad de las isotermas en el área de estudio?, teniendo relación directa con el potencial económico e indicando si ¿El gradiente geotérmico identificado y flujos de calor favorecen la explotación de energía geotérmica en la región?; tres preguntas que pueden encontrar su respuesta en la larga trayectoria de estudios realizados con anterioridad al igual que un complemento en el modelo aquí presente.

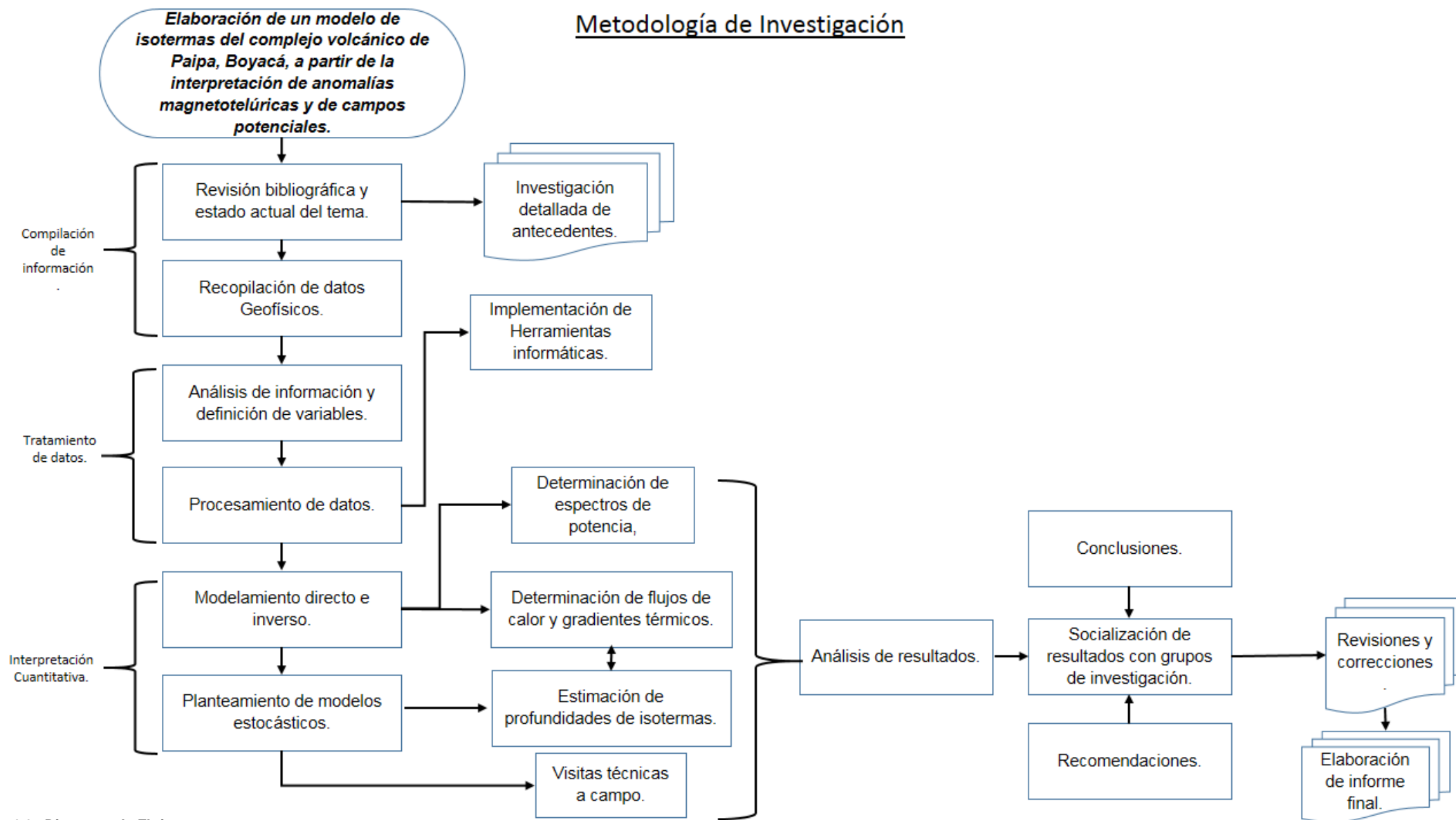
4. Metodología de Investigación

Para realizar el presente trabajo, se obtuvo un conjunto de datos geofísicos proporcionados por el Servicio Geológico Colombiano (SGC, 2019), a través de su red de monitoreo de información geocientífica **MIIG**. Estos datos, cuentan con el respectivo control de calidad realizado por el SGC a partir de sus normas internas.

Desde hace aproximadamente dos décadas se han venido realizando estudios referentes al potencial geotérmico de la región de Paipa, a través de sondeos eléctricos verticales (SEV), campañas de magnetometría y gravimetría, al igual que sondeos mediante magnetotelúrica (MT), entre otros métodos, Velandia (2015).

Para la presente investigación, se proponen una serie de actividades con el fin de poder alcanzar los objetivos propuestos; estas acciones se muestran en la **figura 1**.

Metodología de Investigación



4.1 Diagrama de Flujo

Figura 1. Metodología de investigación

4.2 Compilación de información

Se obtiene información de carácter cuantitativo, cualitativo, así mismo de preparación y asesoría académica de diversas entidades, tanto públicas como privadas. A continuación la **tabla 1** identifica cada una de las bases de datos con su respectivo aporte:

Recursos de Información	
Entidad	Información Suministrada
Servicio Geológico Colombiano (SGC)	Sondeos Eléctricos Verticales (SEV), Información gravimétrica, datos de magnetometría. www.sgc.gov.co
INGEOMINAS	Planchas 171 A/B y 191 (2014)
Universidad Nacional de Colombia	Metodologías de Investigación, preparación académica, asesoría en el desarrollo de la tesis. www.unal.edu.co
Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH)	Perfiles estratigráficos de pozos perforados en la zona, registros eléctricos y de petrografía. www.anh.gov.co
Universidad pedagógica y tecnológica de Colombia, UPTC.	Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) en puntos de estudios previos independientes. www.upc.edu.co
Ingeniería, Geología y Perforaciones S.A	Caracterización de núcleos de perforación exploratoria para búsqueda de uranio. Cr 57 A 94 B-17 P-3 Bogotá D.C

Tabla 1. Recursos de información.

Como parte principal de la metodología, se procede a analizar cada uno de los datos adquiridos, con el objetivo de seleccionar la información pertinente, la cual permite depurar los datos no representativos, teniendo en cuenta factores como la precisión del sondeo, su calidad y relevancia, que puedan ser útiles al momento de realizar los procedimientos establecidos bibliográficamente, para lograr los objetivos aquí propuestos.

Se buscó información a partir del estudio de publicaciones, nacionales e internacionales asociadas al tema, y de igual forma aquellas específicamente relacionadas al complejo volcánico. Del mismo modo, el análisis de campañas de sondeo y trabajos de campo realizados, en donde se ha adquirido información netamente cuantificable; entre ésta, aquella de interés especialmente geofísico, geológico y geoquímico, respectivamente. De este modo poder definir las diferentes variables, que serán implementadas en la interpretación y modelamiento de las isothermas presentes, así mismo el gradiente térmico asociado y flujo de calor.

4.3 Procesamiento de datos

Como el objeto de estudio se focaliza en la región de Paipa, la adquisición de cartografía del área es de suma importancia, por ende el trabajo conjunto y de apoyo con los sistemas de información geográfica es esencial para llevar a cabo la geolocalización de puntos en superficie y de profundidad, de esta forma poder efectuar las delimitaciones espaciales correspondientes.

Lo dicho hasta este punto supone, que el uso de herramientas informáticas es de carácter fundamental para poder efectuar el tratamiento adecuado de los datos, compilar esta información a partir de la ejecución de algoritmos lógicos, se convierte en la base de este proyecto, puesto que las modelaciones tanto de problemas inversos como directos planteados, se fundamentan en metodologías matemáticas de procesamiento, inversión e interpretación, al igual que soluciones de Euler y de espectros de potencia, para determinar profundidades que requieren realizarse con software especializado en la materia, incluyendo una variedad de procesos numéricos aplicables para este caso en el tratamiento de los datos geofísicos, de este modo conocer la respuesta teórica del subsuelo.

4.4 Análisis de la información y definición de variables.

Con el objetivo de poder efectuar el correcto modelamiento, se requiere conocer un conjunto de variables las cuales permiten identificar la dinámica de las isothermas presentes y cómo se encuentran correlacionadas con la actividad geotermal de la zona; las variables presentes a definir se encuentran establecidas en lo siguiente:

- Gradiente de temperatura en planos horizontales y verticales.
- Flujo y transferencia de calor.
- Modelamiento en profundidad de los valores de resistividad.
- Respuesta resistiva de la estratigrafía presente (grupos geológicos).
- Geometría de la distribución de resistividades.
- Mecanismos de transporte de fluidos en medios porosos.

4.5 Interpretación Cuantitativa

Por otra parte, esta metodología de investigación se compone de visitas a campo, específicamente en los puntos en donde históricamente se efectuaron sondeos, esto alimenta de forma directa el presente trabajo con el fin de obtener información pertinente asociada a la geología superficial, y así mismo corroborar con estudios litológicos existentes.

Lo anterior, tiene relación directa con un análisis de resultados, los cuales permitan la respuesta de los modelos planteados con un patrón aleatorio, asociado a la determinación del flujo de calor y gradiente térmico, del mismo modo realizar una interpretación del modelo final de isotermas, el cual debe estar acorde a los resultados obtenidos a partir de modelos estocásticos esto debido a que el subsuelo se asocia a ambientes complejos de transferencia de energía.

4.6 Modelamiento directo e inverso

El complejo volcánico de Paipa comprende diferentes estructuras a través de las cuales se dan los procesos geotermales de la zona, por consiguiente efectuar un modelamiento directo e inverso resulta importante ya que permite comprender el dinamismo asociado a estos procesos naturales.

Para lograr tal comprensión, la información adquirida con equipo electrónico a partir de registros tomados en campo (magnetometría, gravimetría, magnetotelúrica) y la implementación de principios matemáticos en su funcionamiento, proporcionan un entendimiento de los procesos que se están llevando a cabo, en conjunto con el uso de software especializado para este caso en específico, tales como (WingLink,

Scumberger (2018), Oasis Montaj, Geosoft (2017), MatLab, Matworks (2019)) permiten determinar el modelo más adecuado y la respuesta general de los sondeos geofísicos.

4.7 Planteamiento de modelos estocásticos

Debido a que la complejidad del sistema geotérmico se relaciona a un conjunto de variables que se encuentran en función de la temperatura, la resistividad de la litología y profundidad, se elige por implementar modelamientos estocásticos que contemplan relaciones estadísticas como media, mediana, varianza entre otras. Esto a su vez está estrechamente asociado al índice de probabilidad de un evento, permitiendo determinar los posibles resultados para cada una de las variables a analizar, normalmente de forma predictiva teniendo en cuenta la información cuantitativa.

5. Estado del arte

En la región, se han venido realizando estudios exploratorios con el objetivo de determinar el potencial geotérmico explotable desde hace aproximadamente veinticinco años, entidades estatales y privadas de índole investigativo han focalizado sus esfuerzos para tal fin. El complejo volcánico de Paipa es ampliamente conocido en Colombia, gracias a sus aguas termales de considerable temperatura, en algunos puntos superficiales mayores a setenta grados centígrados y del aprovechamiento que de ellas hacen del municipio un lugar turístico, principalmente de balnearios.

A continuación se presenta una recopilación que menciona los principales documentos sobre el estado actual del tema, sus avances e investigaciones realizadas, así mismo como una breve descripción de su contenido:

Boussingault (1851), realizó una descripción de las aguas termales de Paipa, resaltando su gran contenido mineral. Su trabajo se considera como el primer análisis geoquímico registrado de estas aguas.

La Escuela Nacional de Minas (1929), en su sexto informe hace énfasis en las fuentes termales de Paipa con muestreos de campo, bajo la dirección del Dr. Enrique Ehrenperger determinando variaciones térmicas y generando registros en fuentes hídricas provenientes de la parte alta de la cordillera.

Ferreira *et al.*, (1988) a través del Instituto de Asuntos Nucleares (IAN) junto con su departamento de geociencias, efectúan un estudio basado en técnicas isotópicas y aspectos estructurales en el área de Paipa. Su investigación se enfoca en la determinación de temperaturas a partir de isotopos encontrados en las formaciones Conejo, Bogotá, Tilatá entre otras, con rocas sedimentarias que varían en edad desde el cretáceo hasta el cuaternario.

Alfaro (2002), presenta los resultados de un estudio geoquímico de los sistemas de Paipa e Iza, basado principalmente en los análisis de composición química de la fase acuosa de manantiales calientes y fríos, como parte del proyecto de investigación que se realizó en cooperación entre el entonces INGEOMINAS y el Organismo Internacional de Energía Atómica por sus siglas (OIEA).

Garzón (2003), propone en su tesis un amplio estudio geoquímico asociado a la mineralogía de la zona con análisis a partir de secciones delgadas, compuestos químicos fundamentales de las mismas, así mismo hace énfasis en su potencial económico.

INGEOMINAS (2005), realiza un informe sobre el modelo conceptual preliminar del sistema geotérmico de Paipa, en donde su principal lineamiento se basa en la caracterización del sistema geotérmico de Paipa, a partir de criterios geológicos estructurales, vulcanológicos, geofísicos, geoquímicos e isotópicos.

IGP (2009) ejecuta perforaciones exploratorias en la vereda el Salitre, al suroccidente del casco urbano en la vereda Manzano y Erika, con el objetivo de identificar trazas de uranio, adquieren información con sondas eléctricas para determinar resistividad del suelo, potencial espontaneo y registros de densidad.

Prieto *et al.*, (2010), determina la zona de influencia de las fuentes termales, la posible acumulación de litio y elementos peligrosos para la salud como aporte a la geología médica y sus estudios en la zona.

Franco (2012), dirige su investigación en técnicas de prospección geoelectrica a partir de sondeos eléctricos verticales (SEV) y tomografías, con el principal objetivo de determinar contrastes entre valores de resistividad bajos asociadas a materiales volcánicos y de origen sedimentario del periodo terciario y cuaternario.

Moyano *et al.*, (2014), en su tesis presenta un estudio detallado de diferentes distribuciones de anomalías físicas en el subsuelo, que a partir de contrastes resistivos permiten identificar estructuras ocultas asociadas al edificio volcánico de Paipa y a su vez entender la dinámica del sistema geotérmico.

Quintero (2014), realiza una investigación a gran escala para determinar el mapa de profundidad para la isoterma de Curie abarcando todo el territorio nacional, a partir de principios matemáticos y metodológicos, cuyo fundamento se basa en el análisis espectral de anomalías aeromagnéticas. Específicamente para el caso colombiano las fuentes de información que el autor usó fueron el SAMMP (South American Magnetic Mapping Project), PGW (1997), y el modelo satelital de anomalías magnéticas corticales MF7.

Cardozo *et al.*, (2015), presentan resultados respecto al modelamiento de acuíferos para los municipios de Iza, Firavitova y Cuitiva, en donde realiza modelos en dos dimensiones de sistemas hídricos presentes a diferentes profundidades, a partir de sondeos eléctricos verticales y sus respectivos procesos de inversión, con el fin de relacionar sus resultados con la litología de la zona.

Velandia (2015), efectúa un estudio que relaciona aspectos geológicos y geofísicos, para la búsqueda de aguas subterráneas y así mismo realizar un diseño preliminar de un pozo en la vereda Toibitá en cercanías a Paipa, con el objetivo de captar agua subterránea, esto aplicando sondeos eléctricos verticales e implementando sistemas de información geográfica a sus hallazgos.

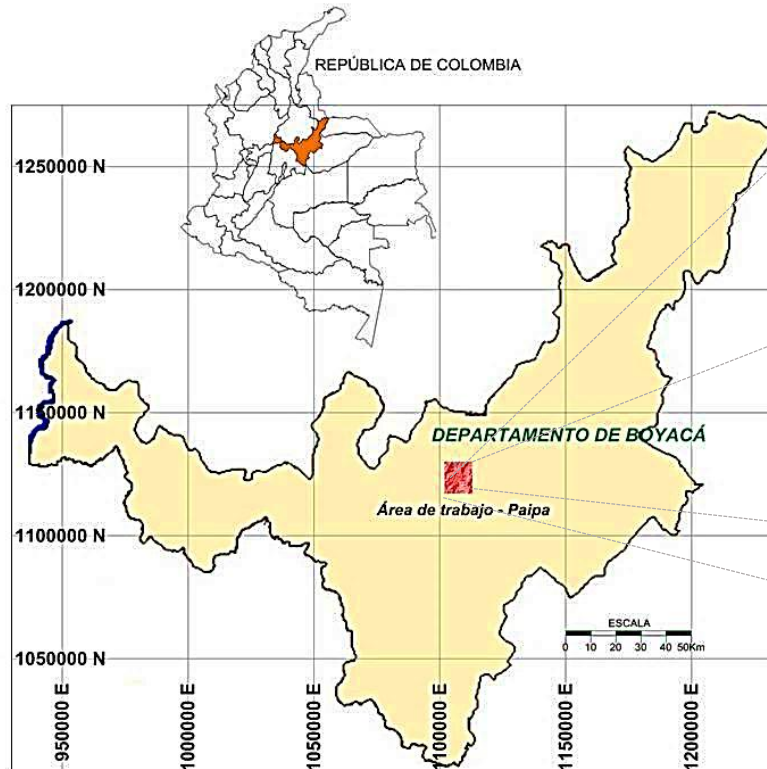
Rodríguez *et al.*, (2015), caracteriza núcleos de perforación adquiridos en el criptodomo de Iza y la zona del Paipa, evaluando las posibilidades de fuentes de calor radiogénicas superficiales y profundas, a partir de análisis mineralógico, químico y radiométrico utilizando los datos de seis perforaciones realizadas.

Buitrago *et al.*, (2016), hace una estimación del porcentaje de variación de los niveles freáticos asociado a una zona específica del municipio de Paipa, utilizando tecnologías de teledetección y geoeléctrica a partir de imágenes satelitales LandSat.

Rojas (2016), su publicación detalla la asociación de resistividades del subsuelo en el complejo volcánico de Paipa a la litología presente en esa área, de igual forma realiza modelos puntuales para la zona del Dividivi y las fallas geológicas del Hornito y el Bizcocho, entre otras evaluaciones a partir de algoritmos de inversión programados en Matlab, Mathworks (2019).

Alfaro (2017), Integra resultados de estudios previos realizados, contemplando información geofísica, geológica y geoquímica con el principal objetivo de actualizar el modelo conceptual del área geotérmica, a partir de la selección de blancos para perforaciones asociadas a determinación de gradiente térmico y de igual forma, hace una validación de los modelos geológicos y geofísicos previamente propuestos por otros autores.

6. Ubicación geográfica del complejo volcánico de Paipa



Modificado de OpenStreet 2020 y Solano et al., 2005

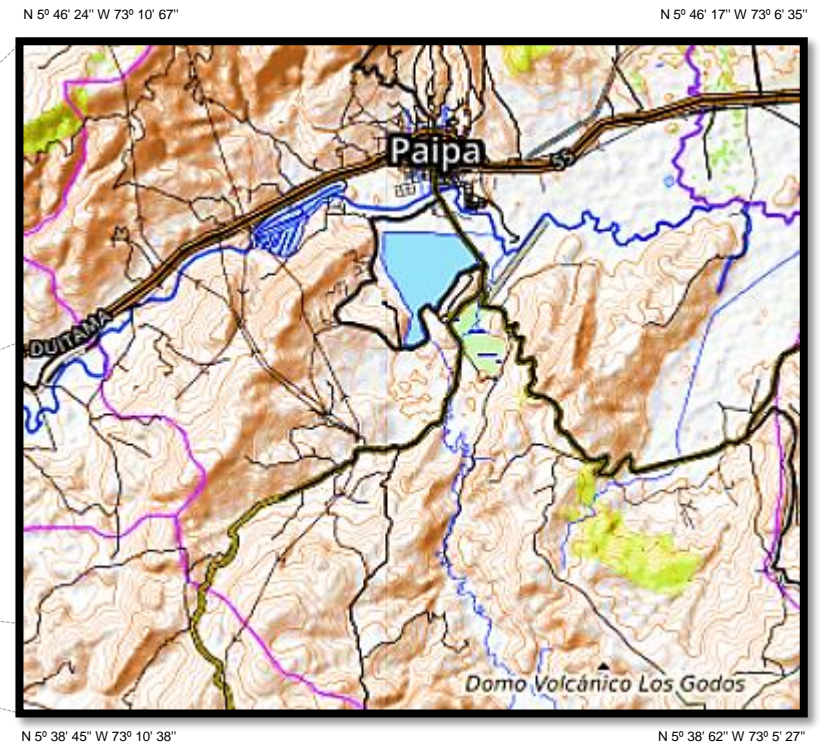


Figura 2. Ubicación geográfica.

Coordenadas 5°46'48"N 73°07'03"O

Superficie Total 306 km²

Altitud Media 2525 m s. n. m.

7. Marco Geológico

El complejo volcánico se encuentra ubicado en el departamento de Boyacá, específicamente en el altiplano cundiboyacense de la cordillera oriental de Colombia. El sistema geotérmico se localiza al sur del municipio de Paipa, (**figura 2**), aproximadamente entre las coordenadas: 1129600N, 1109000E; 1129600N, 1106000E; 1120000N, 1106000E, 1120000N, 1109000E, con origen Bogotá, superficie que corresponde a las Planchas 171 y 191 en escala 1:25000 de INGEOMINAS (2004) e información recolectada del mismo documento referente al estado de la cartografía geológica. Geológicamente la zona es parte del flanco oriental del sinclinal de Tunja, siendo ésta una estructura contenida en el bajo estructural del Chicamocha, Ulloa *et al.*, (1976). Se caracteriza por una topografía abrupta a suavemente ondulada, en una zona donde el basamento se conforma principalmente por rocas metamórficas y sedimentarias del Paleozoico, así mismo como cretácicas intrusivas y extrusivas del Jurásico que afloran principalmente en el macizo de Floresta, encontrándose afectado por la intrusión de rocas ígneas hacia el noreste del lugar, Ulloa *et al.*, (1976).

En esta parte del territorio afloran rocas sedimentarias jurásicas en estructuras regionales como el anticlinal de Arcabuco, de igual forma en fallas regionales como la falla de Boyacá; siendo esta de tipo inverso, poniendo en contacto rocas cretácicas con rocas jurásicas, Ulloa *et al.*, (1976). Sobre el basamento ocurre una secuencia cretácica sedimentaria con contrastes en facies y espesores, por el control tectónico de fallas como Boyacá y Soápage siendo estas estructuras antiguas precretácicas, cuya dirección es NNE-SSW. Se muestran igualmente rocas del paleógeno, depósitos no consolidados del neógeno y cuaternario, de acuerdo a Ulloa *et al.*, (1976) cubren gran parte del área y dificultan en gran medida la interpretación de relaciones estructurales principalmente entre las unidades preneógenas presentes en el altiplano cundiboyacense. En la siguiente sección se detalla una síntesis de las principales unidades geológicas aflorantes cronológicamente desde la más antigua hasta la más reciente.

7.1 Estratigrafía

Teniendo en cuenta la columna estratigráfica implementada para este estudio, se puede observar específicamente que las rocas sedimentarias cretácicas reposan discordantemente sobre las formaciones paleozoicas sedimentarias. Esta relación estratigráfica, aflora claramente en la vía intermunicipal Duitama – Paipa, Ferreira *et al.*, (1988). En el área de estudio afloran rocas que abarcan principalmente desde el periodo cretáceo hasta el cuaternario como puede observarse en la **tabla 2**. El periodo cuaternario está representado por aluviones y de igual forma se presentan también rocas volcánicas de carácter ácido, que fueron emplazadas en tiempos post Bogotá y pre Tilatá, Ferreira *et al.*, (1988). Más información relacionada a las edades y sus respectivos grupos se puede encontrar en la columna estratigráfica complementaria ubicada en los anexos.

Edad Geológica	Formación	Descripción	Recuento litológico.	Respuesta resistiva ohm.m(Q.m)
Cretácico	Conejo (Kc)	Sucesión de shales negros con intercalaciones de areniscas, limolitas y calizas. Se reporta un espesor aproximado de 165 m. Edad 89.8 Ma, Coniaciano-Santoniano.	Areniscas con intercalaciones de shales, limolitas y algunas calizas. Acuífero en niveles de areniscas. Shale negro con intercalaciones delgadas de areniscas cuarzosas de grano fino. Calizas, shales oscuros, limonitas, areniscas bandeadas, fracturadas.	1000 - 100000 Ω.m.
	Plaeners (Kpl)	Capas delgadas a medias de liditas silíceas intensamente fracturadas, con niveles ricos en fosforitas, foraminíferos (<i>Sifogenerinoides</i>), escamas y restos de peces. Se reporta un espesor aproximado de 100 m. Edad 89.8 Ma, Maastrichtiano.	Chert, lutitas muy fracturadas e intercalaciones de arcillolitas. Capas delgadas a medias de liditas silíceas intensamente fracturadas, con niveles ricos en fosforitas, foraminíferos, escamas y restos de peces.	100 - 100000 Ω.m.
	Labor y Tierna (Klt)	Capas medias a muy gruesas de arenisca cuarzosa de grano grueso a fino. Se infiere un espesor de 100 m. Edad 80.8 Ma, Maastrichtiano.	Areniscas cuarzosas de grano fino a medio, friables separado por capas de lutitas, lodolitas y arcillolitas. Capas medias a muy gruesas de arenisca cuarzosa de grano grueso a fino, redondeado a sub redondeado, madura y friable. Areniscas, intercalaciones de shales oscuros, fosforita hacia la base.	50 - 150 Ω.m.
	Guaduas (Kpgg)	Intercalaciones de areniscas cuarzosas, limolitas, y arcillolitas. Abundantes mantos de carbón. Se le asigna un espesor aproximado en la zona de 500 m. Edad 80.8 Ma, Maastrichtiano.	Arcillolitas y limolitas en capas medias a muy gruesas con intercalaciones abundantes de areniscas cuarzosas de grano fino en capas medias a muy delgadas y con óxidos de hierro y abundantes mantos de carbón. Hacia la parte superior, capas gruesas masivas de arenisca cuarzosa de grano fino y abundante matriz arcillosa con intercalaciones delgadas de arcillolitas. Arcillas grises, areniscas friables y carbón.	100 - 100000 Ω.m.
	Los Pinos (Klp)	Paquetes blandos de limolitas, intercalaciones de areniscas cuarzosas. Liditas silíceas de color gris claro; arcillolitas y limolitas laminadas. Niveles esporádicos de calizas e impregnaciones de sales. Se infiere un espesor de 100 m. Edad 73.5 Ma, Maastrichtiano.	Lodolitas fisibles con delgadas intercalaciones de areniscas cuarzosas de grano fino cementadas y niveles de calizas lumaquéllicas. Paquetes blandos de limonitas negras a verdes en capas medianas a delgadas con intercalaciones de areniscas cuarzosas en capas medias a delgadas con ichnofósiles en algunos niveles, capas delgadas a muy delgadas de liditas silíceas gris claro, arcillolitas y limolitas laminadas color crema a gris, niveles esporádicos de calizas lumaquéllicas e impregnaciones de sales.	100 - 1000 Ω.m.
	Churuvita (Kch)	Intercalaciones de shale negro con areniscas cuarzosas. Algunos niveles de caliza. Espesor aproximado de 215 m. Edad 73.5 Ma, Maastrichtiano.	Areniscas, arcillolitas, calizas intercaladas, shales y limolitas. Shales negros con areniscas cuarzosas de grano fino con niveles abundantes de glauconita, moscovita, restos fósiles de bivalvos, escamas de peces e ichnofósiles y algunos niveles de calizas. Arenisca basal y alternancia de arcillolitas, areniscas y calizas repletas de exóginas u ostras	1000 - 10000 Ω.m.
	Une (Ku)	Areniscas cuarzosas, intercalaciones relativamente abundantes de shale pardo a gris. Espesor estimado en 510 m. Edad 73.5 Ma, Maastrichtiano.	Areniscas e intercalaciones de shales, Porosidad primaria y alta densidad de fracturamiento. Areniscas cuarzosas de grano grueso a fino, conglomerático en algunos niveles, maduras y friables y presenta óxidos de hierro.	100 - 1000 Ω.m.
	Tibasosa (Kt)	Intercalaciones de shales grises oscuros, calizas y areniscas. Espesor estimado de 132 m a 150 m. Edad 73.5 Ma, Maastrichtiano.	Areniscas cuarzosas compactas posibilidades como acuífero por alto grado de fracturamiento, Lodolitas calcáreas y calizas, Shales y areniscas, Areniscas calcáreas y calizas. Shales grises oscuros, calizas y areniscas ricas en restos fósiles.	1000 - 10000 Ω.m.
Paleógeno	Bogotá (Pgb)	Areniscas cuarzosas y de líticos en capas delgadas. Capas medias de limolitas y arcillolitas. No es posible establecer un espesor en la zona. Edad 56 Ma, Paleoceno-Eoceno.	Importantes niveles de areniscas porosas, baja a moderada permeabilidad, baja transmisividad. Areniscas cuarzosas y de líticos en capas delgadas a medias, con grano fino a grueso, friables e inmaduras e intercaladas con capas medias de limolitas y arcillolitas; abundantes óxidos de hierro. Niveles de areniscas pueden constituir acuíferos en zonas fracturadas Arcillas y arenisca	5 - 10000 Ω.m.
Neógeno	Tilatá (NgQt)	Niveles arenosos, intercalados con limolitas y arcillolitas. Se presentan capas de lignito, explotados en la zona como carbón de regular calidad. Se calcula un espesor en el área de 150 m. Edad 3.6 Ma, Plioceno-Pleistoceno.	Depósito arenoso con intercalaciones de limos y conglomerados aluviales, hacia el techo intercalaciones de ceniza. Considerada acuitardo por predominancia de niveles arcillosos. Niveles arenosos en capas medias a gruesas intercaladas con limolitas y arcillolitas abigarradas; las arenas cuarzosas son bien seleccionadas, friables y de grano grueso a fino; óxidos de hierro y capas de lignito explotados en la zona. Gravias, arcillas, arenas, esporádicos lignitos, guijarros de vulcanitas.	1000 - 10000 Ω.m.
Cuaternario	Depósitos Cuaternarios (Q)	Secuencias sedimentarias de arenas, limos, arcillas y conglomerados correspondientes a la actividad más reciente de tipo aluvial, lacustre y fluvio-lacustre, los cuales estarían descansando en forma discordante sobre la Formación Tilatá. Edad 0.0117 Ma, Versiliense.	Conglomerados no consolidados de limos y de baja compactación, formaciones expuestas de periodos recientes, alta concentración de arcillas, humus y material orgánico con ausencia de fósiles o foraminíferos.	100 - 1000 Ω.m.

Tabla 2. Principales unidades geológicas aflorantes.

7.2 Cretácico

7.2.1 Formación Conejo (Kc)

En el área, esta formación aflora hacia el costado oriental, se constituye por shales grises fosilíferos en capas de 30 a 50 cm de espesor con intercalaciones de limolitas grises y marrones, areniscas de grano fino, Ulloa *et al.*, (1976). Hacia el techo de la formación se presentan unas cuarzoarenitas separadas por capas muy delgadas de limolita gris y esporádicos estratos de caliza. Se encuentra en contacto concordante con la denominada formación Plaeners y cubierta discordantemente con la formación Tilatá. Esta formación yace sobre el grupo Churuvita y esta datada de acuerdo a su contenido fosilífero como coniaciano-santoniano. Presenta rangos resistivos entre los 50 y 500 Ω .m. para el caso de los shales y para el caso de las limolitas valores sumamente elevados, entre 1000 a 100000 Ω .m.

7.2.2 Formación Plaeners (Kpl)

Es una sucesión litológica muy constante, se constituye por una sucesión de limolitas blancas con foraminíferos y porcelanitas, con diferentes capas presentando fracturamiento prismático además de diferentes niveles fosfáticos y arcillosos, de igual forma presencia de shales. Tiene similitud de rocas con las formaciones Guadalupe y Bogotá. Su contacto supra yace con la formación Labor y Tierna, su contacto inferior es principalmente concordante con la formación Conejo. De acuerdo a *Navia* (1929) basado en registros paleontológicos propone una edad maestrichtiana para esta formación. *Franco* (2012), presenta resistividades entre los rangos 1000 a 100000 Ω .m.

7.2.3 Formación Labor y Tierna (Klt)

Formación arenisca de Labor y formación arenisca de Tierna, ubicadas en el tope superior de la formación Guadalupe. Estas dos formaciones no son claramente identificables, y se toman en conjunto como una sola, con el principal objetivo de hacer entendible la cartografía delimitando los conjuntos supra e infra yacentes. Se compone principalmente de una sucesión de shales que contienen gran cantidad de foraminíferos, *Ferreira et al.*, (1988). Con algunas intercalaciones de areniscas, lumaquelas y niveles fosfáticos (fosforita). Todas estas sucesiones se posicionan por

debajo de la formación Guaduas (KPgg). Se distribuye ampliamente hacia la parte central del área de estudio, presentando afloramientos en diferentes puntos. De acuerdo a su contenido fosilífero esta formación se ubica en edad maestrichtiana, y basado en su alta concentración de shale, su rango de resistividad eléctrica está entre los 50 y 150 Ω .m.

7.2.4 Formación Guaduas (KPgg)

En la zona de estudio aflora hacia el NW y se conforma principalmente por una secuencia de limolitas grises, con intercalaciones de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso. Encontrándose mantos de carbón hacia el tope con espesores de hasta dos metros aproximadamente. Supra yace a la formación Labor y Tierna (Klt) respectivamente. La formación Guaduas (KPgg) está afectada por el cuerpo volcánico del Durazno, Enusa (1979), presentándose limolitas solificadas posiblemente a causa de la acción hidrotermal. Su edad ha sido datada como maestrichtiana hasta la parte media y como paleocena en la parte superior. Su rango resistivo de acuerdo la presencia de limolita se estima entre 100 y 100000 Ω .m.

7.2.5 Grupo Churuvita (Kch)

Es un conjunto aflorante conformado principalmente por arenisca basal, con alternancia en su parte intermedia de arcillolitas, areniscas cuarzosas de grano fino y calizas repletas de *exogiras*. De igual forma, presenta shales negros acompañados de glauconita. Con un espesor aproximado de 215 m, de acuerdo a los foraminíferos encontrados, su datación hace referencia al intervalo cenomaniano-turoniano, ya que además yace sobre capas con fósiles del albiano superior y contiene en su tope gran cantidad de fósiles del turoniano, Ulloa *et al.*, (1976). Su margen de resistividad está entre los 1000 y 10000 Ω .m.

7.2.6 Formación Une (Ky)

Constituida principalmente por arenisca blancuzca o amarillenta, con trazas de cemento silíceo o ferruginoso, de grano medio a grueso. Presenta capas intercaladas de shales negros con mayor frecuencia hacia el tope de la formación y laminaciones cruzadas de cuarzolitas, Ulloa *et al.*, (1976). Yace concordantemente sobre la formación Tibabosa (Kt) y por debajo de las capas

calcáreas del grupo Churuvita (Kch), con presencia de fósiles asociados al albiano superior. Se encuentra en el rango de resistividades entre los 100 y 1000 Ω .m.

7.2.7 Formación Tibabosa (Kt)

Presenta altos niveles de espesor en elementos litológicos. La formación consta de un miembro basal de conglomerados heterogéneos, de igual forma conglomerados compuestos por limolitas verdes y moradas. Un miembro calcáreo inferior de shales negros y caliza más o menos arenosa. Esta formación yace concordantemente por debajo de la formación Une (Ky); ocupando gran parte del macizo de Floresta y disminuyendo su espesor en sentido sur norte, Ferreira *et al.*, (1988). Es una formación rica en foraminíferos con un espesor aproximado de 132 a 150 m. Presenta un rango de resistividad eléctrica entre 1000 y 10000 Ω .m.

7.3 Paleógeno y Neógeno

7.3.1 Formación Bogotá (Pgb)

En el área, esta formación se presenta localizada en el extremo NW, Hubach (1931) designó piso de Bogotá a la secuencia del terciario medio que se encuentra constituido por tres conjuntos, el inferior, el arenoso y arcilloso; el conjunto medio conformado principalmente por arcillolitas abigarradas entre las cuales se intercalan algunos bancos gruesos de areniscas, areniscas arcillosas y el conjunto superior conformado por bancos de areniscas de grano grueso-medio y blandas que alternan a la par con arcillolitas abigarradas, Ferreira *et al.*, (1988).

En los límites con el municipio de Paipa se observan sucesiones compuestas de areniscas friables, de igual forma arcillolitas violáceas y arcillas bermejas en donde no se aprecia el techo. La litología presente en esta formación, genera una morfología leve de valles, compuesta por intercalaciones de bancos de arcillolitas de variados colores con esporádicas crestas constituidas por areniscas. Esta formación es datada a través de estudios palinológicos efectuados por Van Der Hammen *et al.*, (1973), como paleoceno en su parte inferior y eoceno inferior en su parte superior, Ulloa *et al.*, (1976). Su espectro resistivo es bastante amplio, entre los 5 y 10000 Ω .m, esto teniendo en cuenta que presenta altos volúmenes de areniscas y arcillolitas. Con base a la información de resistividad explicada en esta sección, la **figura 3** es complementaria y está asociada a cada tipo de roca y su respectiva respuesta.

7.3.2 Formación Tilatá (NgQt)

Se observan afloramientos en el bajo estructural correspondiente a la depresión del río Chicamocha entre las ciudades de Tunja y Duitama, se extiende sobre una extensa superficie un conjunto formado principalmente por capas de grava, limolitas, arenas cuarzosas, esporádicos lignitos y arcillas, Ulloa *et al.*, (1976). En la zona de Olitas se observan guijarros sub redondeados de andesita, con un espesor aproximado de 150m en donde suprayacen capas gruesas de areniscas amarillas de grano fino a grueso con lentes de conglomerados compuestos de gránulos y gravas con respuesta resistiva entre los 1000 y 10000 Ω .m.

En cercanías a la población de Tuta, se observan inclinaciones leves hacia el oeste y de igual forma presencia de fuertes buzamientos, Renzoni *et al.*, (1983). Yacen discordancias sobre las formaciones comprendidas, especialmente la formación Une (Ky) y la formación Bogotá (Pgb). Con evidencia carente en las áreas ocupadas por el terciario de la región aledaña al municipio de Sogamoso. Lo anterior ha sido correlacionado con depósitos análogos presentes al sur de la plancha 191, INGEOMINAS (2004), donde técnicamente recibe el nombre de formación Tilatá (NgQt).

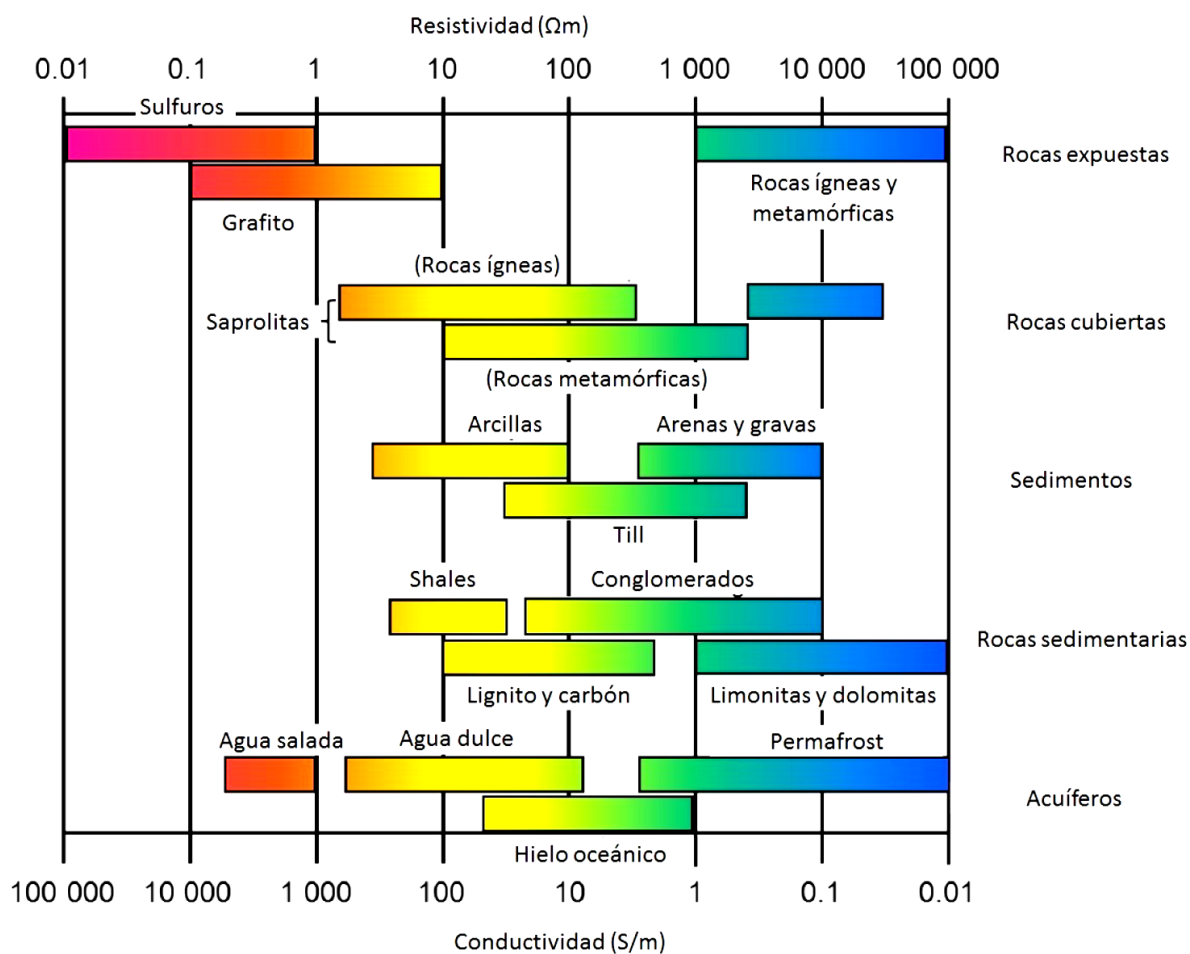


Figura 3. Rango de resistividad y conductividad eléctrica para los diferentes tipos de roca, interpretado de Franco (2012), Moyano *et al.*, (2014)

7.4 Geología Estructural

El área de estudio presenta un complejo estructural el cual ha sido cartografiado a partir de imágenes satelitales Landsat TM7 de alta resolución con tecnología de teledetección multiespectral, Alfaro (2017); La **figura 4** muestra una representación de diferentes fallamientos a escala 1:200000, las cuales pueden ser interpretadas como producto de la reactivación asociada a antiguas estructuras y la generación de fallas nuevas bajo el régimen de compresión de la orogenia andina, que en la zona muestra características muy claras de transpresionismo tectónico (Movimientos combinados en el eje vertical y en rumbo, a lo largo de fallamientos oblicuos) a causa del dinamismo en los tensores de esfuerzos unidireccionales, los cuales se asumen para la zona, con rumbo 122°, Velandia *et al.*, (2002) a partir de proposiciones de Taboada *et al.*, (2000) y Toro (2003).

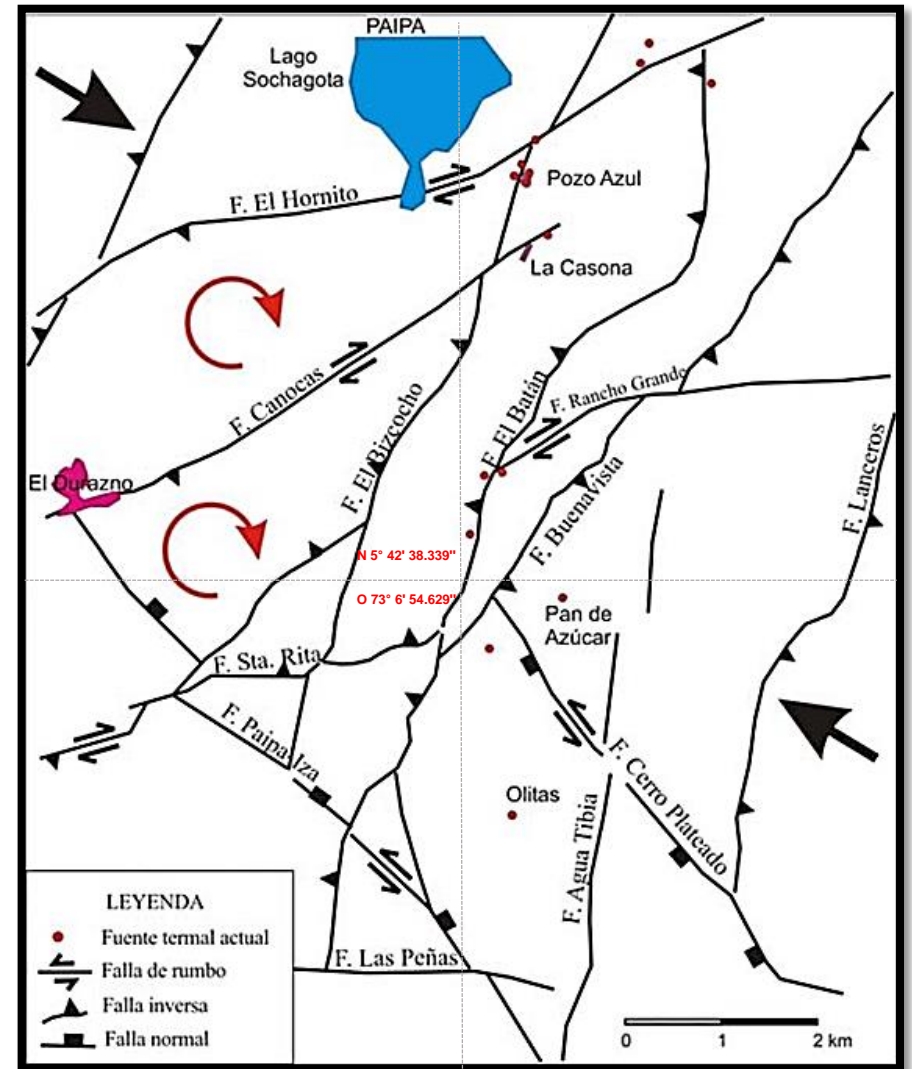
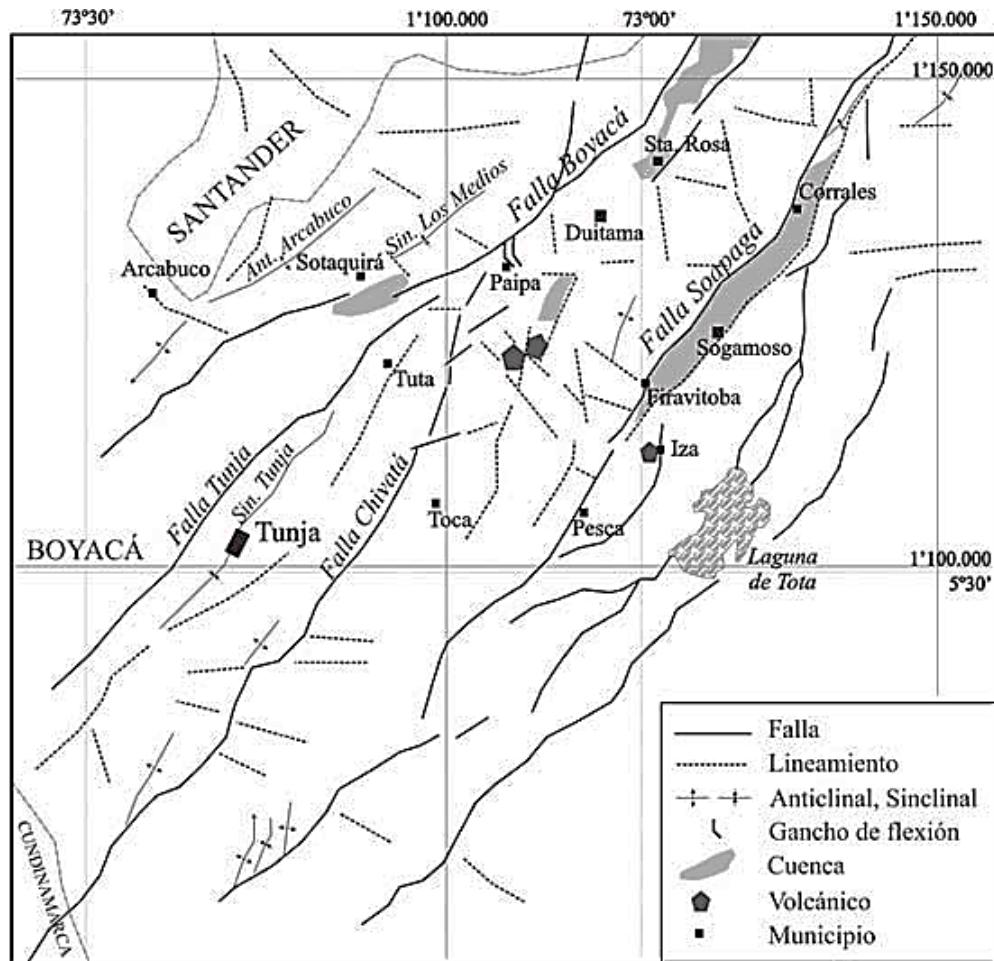


Figura 4. Geología estructural de la zona. Interpretación regional a partir de imágenes Landsat TM7 y estructuras particulares identificadas en el área de estudio. Las saetas rojas indican rotación de bloques entre falla transversales con dirección NE por desplazamiento oblicuo generando una compresión bajo el tensor de esfuerzos actual (aproximadamente 122°), Modificado de Velandia (2003).

De acuerdo a la **figura 4**, Velandia (2003) identifica fallamientos de forma perpendicular a la dirección indicada por los tensores, lo cual puede ser explicado con la teoría de esfuerzo y deformación a partir de las ecuaciones constitutivas; en donde los diferentes componentes de stress se identifican en un plano tridimensional, Baker *et al.*, (1984), y existe un cambio de desplazamiento relativo durante la deformación para suelos en donde la presencia de arcillolitas es considerable como la formación Tilatá (NgQt) o shales como los presentados en la formación Plaeners (Kpl). Posiblemente, existan elementos litológicos elastoplásticos y/o viscosos que obedezcan a eventos de anisotropía. De este modo el análisis del transpresionismo tectónico presente puede dar lugar a las fallas de cabalgamiento.

El marco estructural presenta una serie de fallamientos asociados a unidades geomorfológicas bastante marcadas especialmente en la cordillera oriental y el complejo volcánico de Paipa, el cual presentó actividad volcánica a finales del neógeno, Garzón (2003), proporcionando cambios sustanciales en la respuesta geofísica de las unidades litológicas presentes. Predominan rocas sedimentarias del cretácico, paleógeno y neógeno principalmente, entre las fallas Boyacá hacia la parte occidental, Soápagua hacia el oriente y el macizo de Floresta en la parte sur. Velandia (2003), coincide en que las fallas longitudinales y transversales configuran bloques que logran alcanzar movimientos independientes bajo fuerzas de tectónica transpresiva, incluyendo rotación, donde la cinemática presente se consideraría una herramienta útil para la interpretación estructural a la exploración de aguas termales.

7.4.1 Fallas Transversales en dirección noroeste y suroeste

En dirección NE Se identifican las siguientes fallas:

- El Hornito
- Santa Rita
- El Biscocho
- El Batán
- Canoas
- Rancho Grande

Las mencionadas son fallas de rumbo, según Taboada *et al.*, (2000), son las estructuras más recientes y se asocian las fallas longitudinales de mayor dimensión. Su rumbo coinciden con estructuras de mayor tamaño de los andes colombianos, y específicamente con los rumbos presentes en la cordillera oriental, Velandia (2003). Alta presencia de depósitos provenientes del neógeno, especialmente sedimentarios.

De acuerdo a descripciones de la zona formuladas por Ulloa *et al.*, (1976), se observan al igual que las mencionadas anteriormente, fallas predominantes del periodo cuaternario en dirección

suroeste. Tal es el caso la falla de Paipa-Iza que colinda en norte con la falla de Santa Rita y a su vez en el sur con la falla de Las Peñas, de igual forma la falla de Cerro Plateado que atraviesa la zona de interés geotérmico de Olitas. Velandia (2003), identifica lidadas de la formación Plaeners (Kpl) y estructuras anticlinales que integran los sellos del sistema de fallamiento en la zona. Esto permite identificar los límites del campo geotérmico. El **anexo A** presente en el documento amplía esta información a través de los cortes transversales en planchas 191 y 171, INGEOMINAS (2004), explicando los rumbos presentes en cada una de las estructuras, así mismo como el grupo geológico sobre el cual inciden directamente.

8. Procesos de deconvolución

Identificar los límites de estructuras magnéticas es una aplicación frecuente relacionada a la caracterización de áreas potenciales para explotación geotérmica, teniendo en cuenta estudios previos de interpretación geológica de los grupos geológicos presentes. Una de las opciones ampliamente utilizadas es la deconvolución de señales a partir de algoritmos lógicos matemáticos, los cuales habitualmente son de operación compleja (computacionalmente hablando), robustos y capaces de resolver sistemas lineales y no lineales, a una fracción del costo asociado a otros métodos disponibles en la actualidad para el tratamiento de señales tanto análogas como digitales, Reid *et al.*, (1990).

Entre las aplicaciones más destacadas de los procesos de deconvolución, actualmente se encuentra el uso de convergencias uniformes para la estimación de densidades en el subsuelo Yingyao *et al.*, (2010), a partir de información principalmente gravimétrica y de magnetometría, efectuando modelamientos no paramétricos con el uso de regresiones lineales.

La deconvolución es un proceso complejo de establecer en el dominio del tiempo y del espacio; de tal manera que efectuar los cálculos pertinentes para el desarrollo de esta tesis, se emplea en el dominio de la frecuencia. Con base en las señales adquiridas, la información que compone la señal original puede ser procesada en amplitud y/o fase, de igual forma, la implementación de filtros tales como pasa banda o paso alto, entre otros, es necesario en las actividades relacionadas a la geofísica aplicada, Hinze *et al.*, (2013).

El procedimiento de deconvolución de señales obtenidas a partir de métodos magnéticos, permite identificar las anomalías presentes en el subsuelo. Filtros aplicados de acuerdo a un operador de ventana, que restringen el paso de información son útiles al momento de identificar valores de superposición o incluso solapamiento en determinadas frecuencias, Hinze *et al.*, (2013). Para el

presente trabajo se obtiene un volumen de datos magnéticos que contempla valores en el dominio de la frecuencia, y son analizados con el fin de identificar estocásticamente su utilidad.

El filtrado de información a partir de los operadores de ventana reduce en volumen el número de datos; esto permite sustraer algunas señales causantes de ruido, pudiendo ser de altas o bajas frecuencias, que fueron adquiridas en los sondeos y propician error en los resultados, Kaufman *et al.*, (2015). La ecuación 1 realiza un promedio de los datos de entrada y de salida, en donde actúan diferentes parámetros de filtro.

$$y_t = \sum_{j=1}^{p-1} \Psi_j X_{t-j} + \epsilon_t \quad (1)$$

De lo anterior Ψ_j está asociado a los parámetros de filtro, X_t se refiere a las secuencias de entrada, y_t la secuencia observada, p la longitud del filtro y ϵ_t se define como el ruido del medio. De forma vectorial se escribe $y = \psi * X + \epsilon$ en donde $*$ denota el proceso de convolución, Hinze *et al.*, (2013). Para realizar una deconvolución adecuada es necesario conocer los valores numéricos a filtrar, de esta forma se conocen los valores asociados a X_t . En el procesamiento de información geofísica a través de métodos potenciales, los resultados tienen relación directa a la geometría de las estructuras presentes en el subsuelo, Milsom (2003).

El método deconvolutivo de Euler a utilizar en el presente trabajo es un algoritmo matemático, el cual permite depurar información relacionada a aspectos contrastantes de estructuras presentes en el subsuelo, con el objetivo de determinar la fuente de las anomalías a partir de índices estructurales, es una técnica ampliamente utilizada para el uso de métodos potenciales, Guoquin (2014). Con el fin de incluir la reducción de señales para frecuencias específicas se emplea el método extenso, el cual permite identificar la posición de las fuentes a través de derivación diferencial, Mushayandebvu *et al.*, (2001). Para calcular el origen de la señal, el método extenso de Euler involucra la implementación de derivadas parciales, las cuales permiten determinar en términos de profundidad los diferentes espectros de frecuencia, de manera paralela, el método permite integrar sus resultados con otros métodos de deconvolución que de igual forma se aplican a métodos geofísicos de inducción electromagnética.

8.1 Método extenso deconvolutivo de Euler

Thompson (1982), propone un método para estimar la profundidad de estructuras ocultas a partir de datos magnéticos. Su algoritmo EULDPH, se basa en el método deconvolutivo de Euler que permite determinar espesores de capas litológicas y consecuentemente la geometría asociada, la ventaja que el autor propone es el hecho de no utilizar ningún modelo geológico en particular.

$$(X-X_0)\frac{\partial f}{\partial x} + (Y-Y_0)\frac{\partial f}{\partial y} + (Z-Z_0)\frac{\partial f}{\partial z} = -N(f-B) \quad (2)$$

La ecuación 2, contempla información relacionada a puntos de referencia geoespacial X, Y, Z , X_0, Y_0, Z_0 son las coordenadas no conocidas de la fuente, f es el campo potencial, B es el valor numérico del sondeo magnético, N el índice estructural del tipo de fuente en donde se registra la anomalía. Lo anterior aplica para situaciones en dos dimensiones, en donde los índices estructurales son conocidos y siempre es un número entero como lo indica la **figura 5**, Thompson (1982), Guoqin (2014).

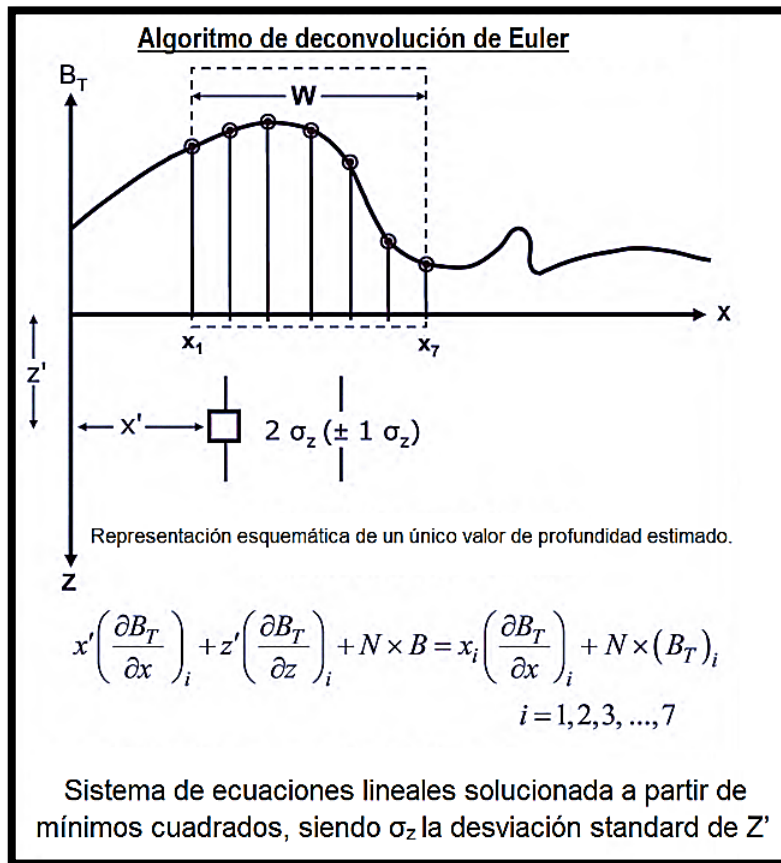


Figura 5. Representación esquemática del sistema lineal de ecuaciones en la deconvolución de Euler. Modificado de Thompson (1982)

Los límites de los grupos litológicos pueden tener interferencia con el factor N , autores como Huang *et al.*, (1995), Gerovska *et al.*, (2003), Hsu (2002), FitzGerald *et al.*, (2004), Guoqin (2014) plantean solución al método extenso deconvolutivo de Euler a partir de derivadas en los campos

de potencial, siendo B un valor constate. Las ecuaciones de segundo orden 3, 4 y 5 pueden ser usadas para computar la ubicación de la fuente sin información previa referente al índice estructural.

$$(X-X_0)\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + (Y-Y_0)\frac{\partial^2 f}{\partial x\partial y} + (Z-Z_0)\frac{\partial^2 f}{\partial x\partial z} = -(N+1)\frac{\partial f}{\partial x} \quad (3)$$

$$(X-X_0)\frac{\partial^2 f}{\partial x\partial y} + (Y-Y_0)\frac{\partial^2 f}{\partial y^2} + (Z-Z_0)\frac{\partial^2 f}{\partial y\partial z} = -(N+1)\frac{\partial f}{\partial y} \quad (4)$$

$$(X-X_0)\frac{\partial^2 f}{\partial x\partial z} + (Y-Y_0)\frac{\partial^2 f}{\partial y\partial z} + (Z-Z_0)\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} = -(N+1)\frac{\partial f}{\partial z} \quad (5)$$

Huang *et al.*, (1995), incluye derivadas en el plano horizontal (THD), información de señal analítica (AS) y de igual forma ángulos de estructuras que presenten variación (TDX). Con base en lo anterior, las ecuaciones pueden ser reescritas de la siguiente forma.

$$(X-X_0)\frac{\partial THD}{\partial x} + (Y-Y_0)\frac{\partial THD}{\partial y} + (Z-Z_0)\frac{\partial THD}{\partial z} = -(N+1)\frac{\partial f}{\partial x} THD \quad (6)$$

$$(X-X_0)\frac{\partial AS}{\partial x} + (Y-Y_0)\frac{\partial AS}{\partial y} + (Z-Z_0)\frac{\partial AS}{\partial z} = -(N+1)\frac{\partial f}{\partial x} AS \quad (7)$$

$$(X-X_0)\frac{\partial TDX}{\partial x} + (Y-Y_0)\frac{\partial TDX}{\partial y} + (Z-Z_0)\frac{\partial TDX}{\partial z} = -(N+1)\frac{\partial f}{\partial x} TDX \quad (8)$$

En donde los términos adicionales se definen como:

$$THD = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (9)$$

$$AS = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2} \quad (10)$$

$$TDX = \text{tg}^{-1} \left(\frac{\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}}{\frac{\partial f}{\partial y}} \right) \quad (11)$$

La implementación de este procedimiento permite generar un aporte independiente a las investigaciones en el tema realizadas por el SGC y la Universidad Nacional de Colombia, el análisis de los resultados propicia a entender desde otra perspectiva la respuesta magnética presente en las estructuras ocultas del complejo volcánico de Paipa, ya que el uso de este proceso permite generar hipótesis alternas sobre posibles resultados con diferentes puntos de vista, especialmente en el tema relacionado a los distintos procedimientos para la deconvolución en diferentes dominios.

8.2 Detección de límites estructurales a partir de contrastes

Para identificar límites de estructuras litológicas ocultas, Cordell *et al.*, (1985) implementó filtros basados en derivación de planos horizontales, sustentando sus hallazgos con los resultados adquiridos en la deconvolución de Euler, que posteriormente Guoqin (2014) representa en la ecuación 11. Experimentos realizados por Muzaffer *et al.*, (2013) respecto a métodos de derivación horizontal y vertical asociados a cuerpos prismáticos con datos sintéticos, muestran la identificación de límites a diferentes profundidades, utilizando un ruido aleatorio con el fin de generar una distorsión de la señal magnética adquirida. La **figura 6**, representa datos sintéticos de una estructura magnetizada, en donde sus dimensiones tienen mayor definición cuando se aplica filtrado con derivadas horizontales.

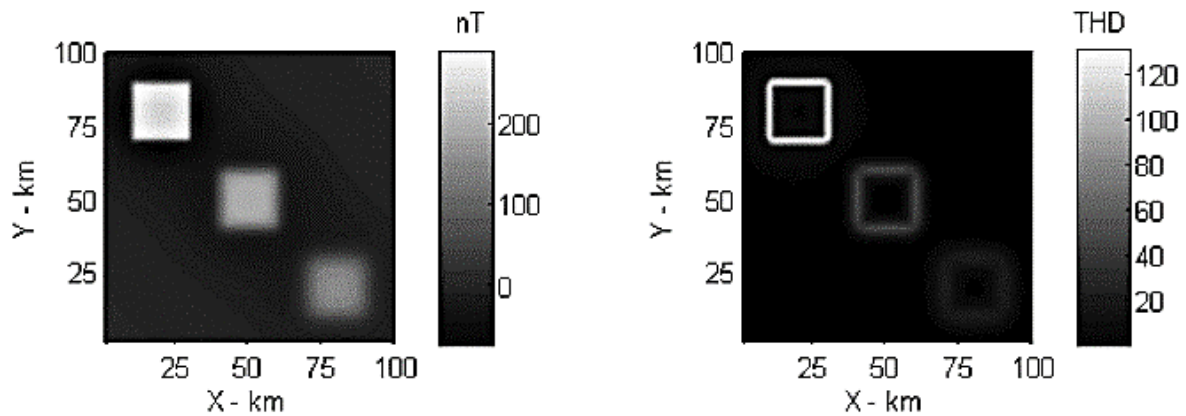


Figura 6. Resultados de la aplicación de filtros THD sobre un plano conteniendo información sintética de respuesta magnética. Obsérvese los contrastes de las estructuras presentes. Modificado de Muzaffer *et al.*, (2013).

Estas técnicas de filtrado son útiles para la posterior interpretación de anomalías magnéticas, sin recurrir a la necesidad de implementar modelos geológicos detallados, Reid *et al.*, (1990). Estas soluciones pueden ser representadas en modelos bidimensionales o tridimensionales para respectivos puntos (X, Y) o (X, Y, Z) en donde la fuente magnética se encuentre ubicada.

Por otro lado, para la información procedente de sondeos gravimétricos, el método deconvolutivo de Euler puede ser implementado a través de modelos en donde se genera una superposición de capas, Marson *et al.*, (1993), donde las anomalías provienen de fuentes las cuales su interpretación presenta un alto grado de complejidad debido a factores de atenuación de la señal adquirida asociada a la profundidad de las mismas, Stavrev (1997). En la **tabla 3**, se pueden encontrar algunos índices estructurales N , implementados en análisis de respuestas gravimétricas.

Modelo	GA	FD	SD
Esfera (Punto de masa)	2	3	4
Cilindro Horizontal (Cuerpo de línea horizontal)	1	2	3
Dique Vertical (Cuerpo de línea vertical)	1	2	3
Fallamiento en dos planos (Dos planos opuestos)	1	2	3
Fallamiento lateral en un plano (Modelo semi infinito de una capa horizontal)	0	1	2

Tabla 3. Índices estructurales N para; Anomalía gravimétrica (GA), primera derivada (FD), segunda derivada (SD).

Un índice estructural se relaciona directamente con la geometría de la fuente, y su elección depende directamente del contexto geológico en el cual se realiza el estudio, por tal motivo un conocimiento previo de las estructuras presentes determinan el índice correcto, de acuerdo a Barbosa *et al.*, (1999), la elección del índice determina los resultados correctos de la deconvolución de Euler, por ejemplo, un índice de 1 se relaciona con geometrías cilíndricas, mientras que un índice estructural de 0 con planos y estructuras de fallas geológicas. La **figura 7** muestra un modelamiento a partir de soluciones de Euler en dos dimensiones de un cilindro vertical.

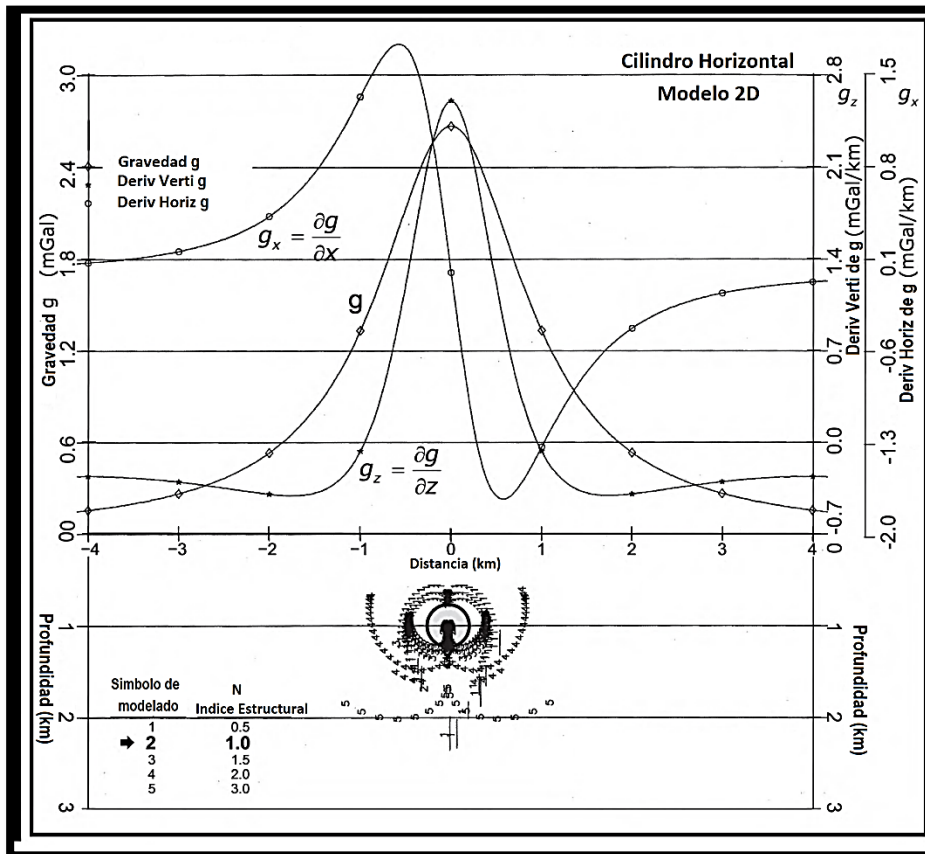


Figura 7. Modelamiento de un cilindro vertical en dos dimensiones a partir de soluciones de Euler, indicando una anomalía gravimétrica presente que se observa representada en los picos de las curvas. Se utiliza el índice estructural $N=1$. Modificado de Hinze *et al.*, (2013).

Para el caso de la mayoría de las interpretaciones magnéticas, es deseable determinar las características de una fuente anómala, su contraste de magnetización, la geometría y el tamaño, de igual forma su profundidad. Sin embargo, debido a la ambigüedad presente de geometrías en el subsuelo, en este caso, lo ideal es identificar características compartidas con diferentes métodos geofísicos, para así tener una correcta validación. De acuerdo a Nabighian *et al.*, (2005), Nabighian (1972) las anomalías magnéticas son detectables y sensitivas a la fuente, esto permite que sean identificadas, incluso contrastes de polarización también pueden ser revelados con el proceso de deconvolución.

8.3 Deconvolución de Werner

La técnica de deconvolución de Werner, Werner (1953), para el análisis automático de datos magnéticos y gravimétricos es una herramienta bastante capaz para la interpretación de los diferentes perfiles presentes. En particular, el método es una ayuda valiosa para la interpretación de estructuras de la corteza profunda y en límites con el manto terrestre, que con frecuencia se

encuentran por fuera del alcance de otras técnicas deconvolutivas, aportando mayor información al investigador, *Stagg et al.*, (1989).

Con respecto a modelos referentes a información gravimétrica, la deconvolución de Werner ha producido estimaciones confiables sobre el grosor de la corteza presente en diferentes placas tectónicas analizadas por Hansen *et al.*, (1993), con el objetivo de delimitar la discontinuidad de Mohorovičić en zonas específicas, permitiendo así tener contraste referente a zonas de transición entre corteza y manto, con bastante interés en aplicaciones de delimitación y modelamiento de campos geotérmicos a diferentes profundidades.

Por otro lado, en el caso de láminas horizontales en contacto (simulando anomalías presentes en estratos litológicos), los modelos lineales proporcionan límites y dimensiones, a diferencia de otros modelos de interfaz que proporcionan estimaciones más superficiales, Werner (1953). El autor plantea un perfil para el caso de una anomalía magnética total (ΔB_t), asociada a un dique/lámina (estructura con un ancho menor que la profundidad) puede ser expresado a partir de la ecuación 12.

$$\Delta B_t(x) = \frac{A(X-X')+(C*Z')}{(X-X')^2+(Z')^2} \quad (12)$$

En donde Z' representa la profundidad, X es la distancia a lo largo del perfil, y X' la posición lateral de la parte superior de la lámina delgada. Las constantes A y C son funciones de inclinación, declinación magnética y susceptibilidad, de acuerdo a Werner (1953) para diques perpendiculares al perfil, la ecuación anterior puede ser escrita de forma lineal.

$$a_0 + a_x + c_0 \Delta B_t + c_1 (x \Delta B_t) = x^2 \Delta B_t \quad (13)$$

Aplicando las siguientes variables.

$$a_0 = -(A)X' + (C)Z'; \quad a_1 = A$$

$$c_0 = -(x)^2 - (z')^2; \quad c_1 = 2x'$$

$$x' = \frac{c_1}{2}; \quad z' = 0.5 \sqrt{-4c_0 - c_1^2}; \quad C = \frac{(2a_0 + a_1 c_1)}{\sqrt{-4c_0 - c_1^2}} \quad (14)$$

El contraste de susceptibilidad magnética se calcula con base en el conjunto de ecuaciones 14, en donde a partir de la información obtenida, se puede modelar las dimensiones un cuerpo intrusivo. La deconvolución de Werner es un método efectivo no solo para determinar dimensiones o susceptibilidades magnéticas de una anomalía, también para determinar contrastes en dos dimensiones de cuerpos prismáticos. Lo anterior a partir de la implementación de derivadas en el

plano horizontal y en el plano vertical, esto con respecto a la diferencia en los valores de intensidad magnética total determinadas en un plano del mismo eje, Hinze *et al.*, (2013).

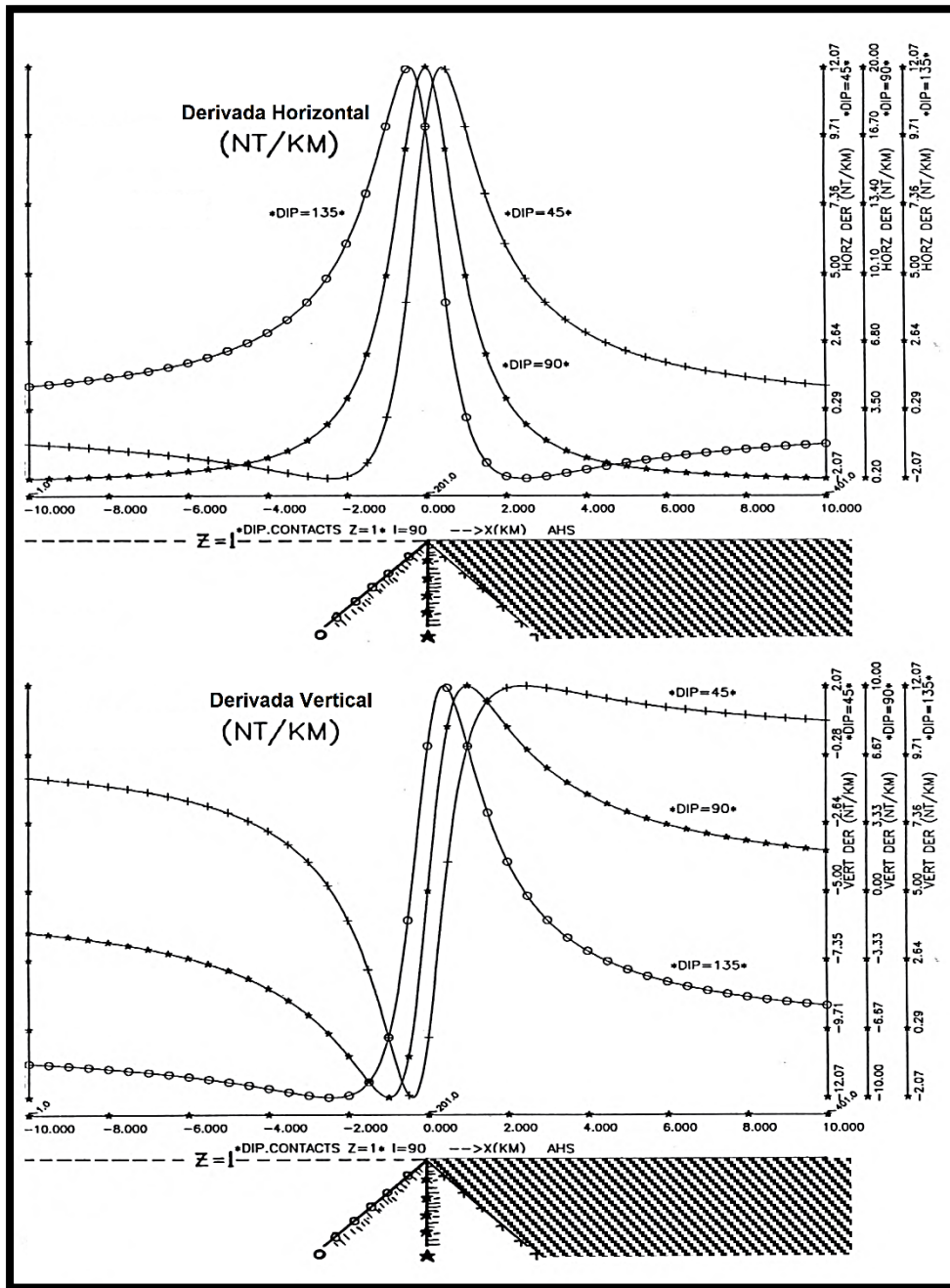


Figura 8. Derivadas en el plano horizontal y vertical de intensidad magnética total para una anomalía que presenta diferentes planos de un poliedro. Modificado de Hinze *et al.*, (2013).

El uso del método deconvolutivo de Werner, requiere para su ejecución derivadas de primer orden, teóricamente con un número infinito de fuentes, Werner (1953), además que provee información importante relacionada a la declinación magnética de las anomalías presentes, así mismo contrastes de susceptibilidad en el plano vertical (profundidad), a diferencia de la deconvolución de Euler, la cual puede llegar a resultados similares implicando más complejidad en el procesamiento, ya que el uso de derivadas de segundo orden puede requerir un consumo de

recursos computacionales más elevados, de acuerdo a Hansen (2005) en casos de modelamiento en tres dimensiones, haciendo de los algoritmos altamente dependientes de la calidad de los datos; de tal manera que en este trabajo investigativo el uso en conjunto de las dos metodologías complementarán los resultados y así mismo su interpretación.

9. Dinámica de los medios porosos en campos geotérmicos.

Los medios porosos pueden clasificarse de acuerdo a su contenido, principalmente compuesto de fluidos gaseosos o líquidos. Una característica asociada es la distribución de estos medios, normalmente tortuosa, en algunos casos de manera continua o con cierta discontinuidad de acuerdo a la litología, granulometría y particularidades estructurales del área en donde están ubicados. Estas estructuras se caracterizan por las partículas que conforman la matriz del medio poroso, pudiendo ser agregados minerales normalmente con cierto grado de estabilidad geomecánica, que permiten flujos de vapor de agua o líquidos con alta temperatura provenientes de procesos de fricción, magmatismo o de índole radiactivo, Muralidhar *et al.*, (2018).

A la fase líquida se le denomina disolución de suelo, y su flujo se considera normalmente laminar, éste asociado al dinamismo en los entornos relacionados con medios porosos, Faulkner (2006), con procedimientos matemáticos que explican los movimientos de los solutos presentes, algunos de ellas a través de capilaridad. De acuerdo a lo anterior, el concepto de porosidad edafológicamente se relaciona a la cantidad de espacios presentes en unidad de área o de volumen, la cual se calcula a partir de la difusión presente en el subsuelo, e involucrando movimiento de partículas debido a la energía cinética, Neira *et al.*, (2015).

Se puede afirmar lo siguiente; los terrenos arenosos son ricos en macroporos permitiendo mayores velocidades y transporte de fluidos a través de ellos, Warrick (1998), pero a su vez la retención es menor, mientras que los suelos ricos en arcillolitas el volumen de microporos es mayor siendo así la retención de gases u otros fluidos. De igual forma características físicas como la densidad, viscosidad y temperatura presentes en el medio poroso, generan variaciones en cuanto a la retención del fluido, debido también al intercambio de masas y energía entre el estrato litológico y el medio líquido o gaseoso.

9.1 Aspectos conceptuales de los medios porosos

La ley de Darcy representa el comportamiento de fluidos a través de modelos planteados en laboratorio, en donde artificialmente se propone el uso de diferentes esferas de diámetro conocido posicionadas aleatoriamente; para tal modelamiento las ecuaciones de comportamiento de Navier-Stokes asociadas al número de Reynolds en un espacio geométrico conocido, son de suma importancia para el entendimiento de la situación. La ley de Darcy para fluidos en medios porosos es dada por la ecuación 15, Muralidhar *et al.*, (2018), y relaciona la cinemática del fluido de acuerdo a su viscosidad con base en la permeabilidad del medio.

$$u = -\frac{K}{\mu} \Delta P \quad (15)$$

En donde u es un promedio de la velocidad del fluido en un volumen determinado, P es la presión del fluido de acuerdo al tamaño del poro, K representa la permeabilidad media y μ se asocia a la viscosidad dinámica del fluido. Por otro lado, la permeabilidad de los medios porosos es una propiedad que depende de la estructura del poro y también de su tamaño, debido a que la permeabilidad está sujeta a la geometría del medio, haciendo que la aplicación de la ecuación anterior sea restrictiva en cuanto a variables se refiere, Muralidhar *et al.*, (2018).

Con el fin de complementar lo anterior, la relación Carman-Kozeny, Valdés-Prada *et al.*, (2008) permite un análisis dimensional, que involucra la permeabilidad como una función de la porosidad ε y un diámetro de partícula d_p , representando la geometría del poro y su tamaño respectivamente. La ecuación 16 hace una relación de estas dos variables.

$$k = \frac{d_p^2 \varepsilon^3}{180(1-\varepsilon)^2} \quad (16)$$

En donde el diámetro de la partícula se expresa en metros y la permeabilidad en metros cuadrados. En aplicaciones en donde los grupos geológicos contienen poros y espacios porales con distinta geometría se utiliza el número de Darcy para identificar los tamaños de las partículas en orden de milímetros, siendo resultados más grandes para espacios entre poros de tamaño superior, Muralidhar *et al.*, (2018).

El uso de metodologías para el estudio de características en medios porosos abarca ampliamente el transporte de calor en campos geotérmicos, Baver *et al.*, (1972), en donde es fundamental determinar el comportamiento y las direcciones del gradiente térmico, por tal motivo se requiere implementar modelos que permitan identificar estas características.

Por otro lado, la entalpia como flujo de energía térmica en complejos volcánicos y otros entornos, puede estar relacionada con la dinámica de los medios porosos, ya que involucra relaciones de

presión y volumen e intercambio de energía con su entorno, normalmente a través de medios anisotrópicos, Warrick (1998). Para este caso en particular la ley de Darcy contempla la permeabilidad como una función escalar, debido a que en los medios porosos se compone de diferentes variables como presión, temperatura entre otras, que a su vez pueden involucrar distribución vectorial y tensorial, siendo representadas a partir de sistemas de coordenadas cartesianas como lo muestra el siguiente sistema de ecuaciones vectoriales, ecuaciones 17, relacionadas a la anisotropía de un medio litológico con espacios porosos aleatorios.

$$u_i = -K_{ij} \frac{\partial p}{\partial x_j}$$

$$\begin{aligned} u &= -K_{11} \frac{\partial p}{\partial x} - K_{12} \frac{\partial p}{\partial y} - K_{13} \frac{\partial p}{\partial z} \\ v &= -K_{21} \frac{\partial p}{\partial x} - K_{22} \frac{\partial p}{\partial y} - K_{23} \frac{\partial p}{\partial z} \\ w &= -K_{31} \frac{\partial p}{\partial x} - K_{32} \frac{\partial p}{\partial y} - K_{33} \frac{\partial p}{\partial z} \end{aligned} \quad (17)$$

En donde K_{ij} es un tensor de permeabilidad que tiene nueve componentes, (hacen referencia a un plano tridimensional, siendo tres componentes para el plano X, tres para el plano Y, tres para el plano Z) en diferentes direcciones, Muralidhar *et al.*, (2018), estas pueden ser alineadas con las direcciones del medio poroso de estudio. Para el caso de medios homogéneos el tensor de permeabilidad es simétrico y las nueve componentes son reducidas a solo seis expresiones, siendo el caso de medios homogéneos isotrópicos en donde las nueve componentes de permeabilidad del tensor se reducen a una sola expresión, haciendo de la permeabilidad una cantidad escalar, Muralidhar *et al.*, (2018).

En la mayoría de los casos, los fluidos en medios porosos están sometidos a altas presiones y temperaturas, siendo el caso de yacimientos productores de hidrocarburos y campos geotérmicos; en donde el concepto de compresibilidad de flujo está relacionado con la ley de Darcy, Warrick (1998). Esta compresibilidad contempla balances de masa con el objetivo de determinar densidad de fluidos, de acuerdo a Muralidhar *et al.*, (2018), variables como temperatura y presión se asocian más directamente a situaciones en donde el fluido es gaseoso.

Con base a lo anterior, la porosidad y la tortuosidad presentes en un medio poroso es un factor importante para determinar la conductividad hidráulica; la cual es una propiedad física que involucra el transporte de material disuelto en un medio acuoso, Takele *et al.*, (2005), a partir de relaciones directas entre la ley de Darcy y modelos como el de Purcell (1949) y Burdine (1953)

descritos por Fuentes *et al* (2001), en donde se hace énfasis en la conductividad hidráulica de situaciones referentes a suelos no saturados.

9.2 Aspectos termodinámicos de los medios porosos

Los flujos de calor presentes en los sistemas geotérmicos obedecen a una serie de situaciones concernientes con la naturaleza del medio. Aspectos relacionados con la termodinámica, proporcionan las directrices necesarias sobre las cuales todo sistema de transferencia de calor funciona y se enmarca en los principios y leyes físicas asociadas. Ambientes tectónicos continentales, con flujos de calor dominantes, están comúnmente ligados con la geodinámica global, en donde intervienen una cantidad de variables de orden tectónico; principalmente aquellas asociadas a fuerzas de compresión, fricción o simplemente eventos de convección natural, causados por interacciones manto-corteza, contrastes de conductividad termal en relación directa a actividad ígnea, consistente en movimientos de roca fundida dentro y fuera o a través de extensas fisuras en la superficie terrestre, Bundschuh *et al.*, (2010).

La explotación de recursos naturales no convencionales para efectos de desarrollo especialmente en geotermia, es motivo de investigación a gran escala; debido a su abundancia y teniendo en cuenta que la presente demanda de energía es cada vez más alta, se requieren soluciones inmediatas, en diferentes ámbitos del conocimiento para hacer frente a estos requerimientos, Rojas (2019). El entendimiento de teorías relacionadas al transporte y flujos a través de medios porosos a propiedades materiales de los mismos es esencial para el modelamiento de aguas subterráneas y sistemas geotermiales como el observado en la región de Paipa, en donde la poroelasticidad y propiedades termomecánicas juegan un papel fundamental. Con el objetivo de abarcar el tema asociado al gradiente térmico y el flujo de calor presente en áreas de reservorios geotermiales, se requiere hacer énfasis en la formulación de modelos matemáticos que logren recrear eventos en el subsuelo, al igual que situaciones en donde se pueda determinar la termodinámica compleja en los campos geotérmicos.

Diferentes planteamientos formulan el comportamiento de los flujos de calor en medios homogéneos isotrópicos y anisotrópicos, esto a partir de mediciones que tienen en cuenta datos de contrastes de presión y temperatura, así como las refracciones de calor o distribuciones térmicas a causa de intrusiones de material en aguas subterráneas, así mismo como la energía cinética del medio, descargas de entalpía o descargas químicas, Okandan (1987) propone la inclusión de la química de los fluidos como un aspecto primordial en las mediciones cualitativas de las propiedades del medio. La **figura 9**, obtenida a partir de ensayos en laboratorio representa

el flujo turbulento y el transporte de energía calorífica a través de un medio poroso sintético con dimensiones conocidas.

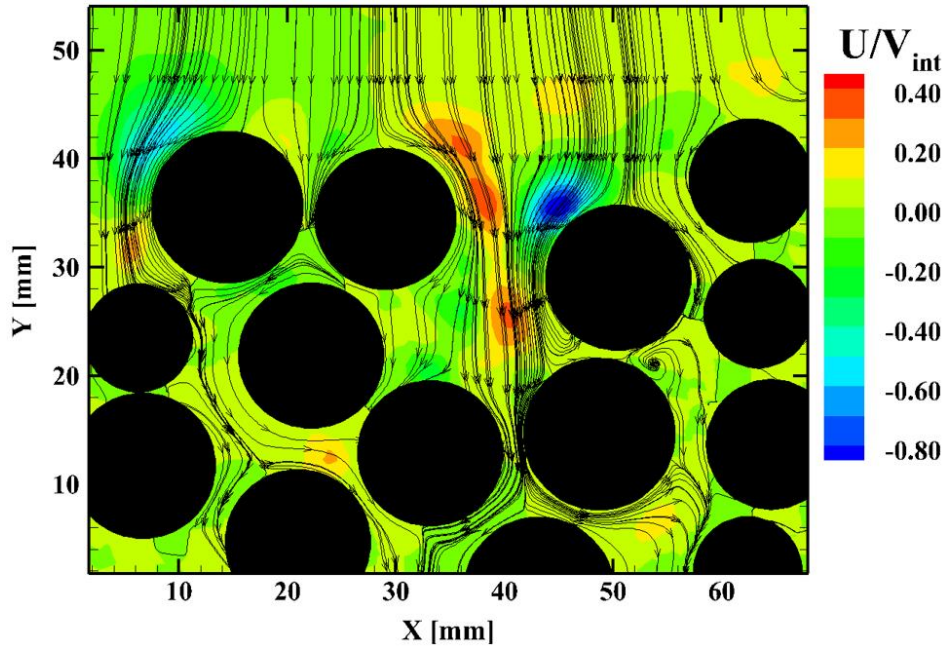


Figura 9. Medio poroso sintético con presencia de fluido y temperatura. Modificado de Ziazi *et al.*, (2019) y Liburdy *et al.*, (2019)

Brott (1981), indica que ciertas anomalías de calor en el subsuelo pueden ser causadas por contrastes de conductividad térmica en fuentes productoras de calor, diferencias de temperatura causadas por instrucción de material o convección de agua subterránea. Conociendo las anomalías presentes es posible identificar la configuración de la fuente y calcular sus dimensiones espaciales, de igual forma las variaciones de masa y energía.

Con base en lo anterior y para el presente trabajo, se definen las isotermas directamente en torno a las fuentes anómalas, como líneas de contorno, con una relación directa a la localización de las mismas. Por ejemplo, una anomalía térmica la cual es causada por fluido caliente circundante es considerada un reservorio simple, Liburdy *et al.*, (2019); este término se aplica a la descripción de un volumen consistente de rocas altamente permeables con circulación de fluidos en un medio en donde su entorno se constituye por rocas de permeabilidad baja. Estos fluidos circundantes tienden a mantener una temperatura uniforme, por consiguiente haciendo que los límites del campo geotérmico se comporten como una Isoterma. En medios porosos el transporte de fluidos ocurre a nivel microscópico, principalmente a través de conductos tortuosos generando vórtices microscópicos, Ziazi *et al.*, (2019).

Implementando valores de gradiente térmico tanto superficial como del subsuelo es posible construir líneas de igual temperatura que permitan modelar los comportamientos a gran escala del campo geotérmico. Uno de los mayores inconvenientes al momento de determinar estos

gradientes es el concepto de difusividad térmica, puesto que se asocia directamente a la distribución de calor por área con respecto a su capacidad para almacenar energía, Bundschuh *et al.*, (2010). Esta distribución puede estar en función del tiempo ya que en los casos en donde las fuentes de calor no son uniformes, variaciones de distribución en el balance de energía son representativos. Para el caso en donde la mayoría de las rocas son impermeables y los flujos térmicos son constantes, es posible realizar modelamientos teniendo en cuenta solo el transporte de solución de suelo e intercambio de energía; estas situaciones se asocian a medios en donde la actividad térmica proviene generalmente de fuentes radiactivas, Bundschuh *et al.*, (2010).

9.3 Transferencia de energía calorífica

Para entender la transferencia de energía calorífica, se puede tomar un cuerpo que se introduce en un fluido que está a una temperatura diferente, forma una fuente de perturbación del equilibrio debido a la interacción térmica entre el mismo y su entorno; principio que obedece a la interacción entre los contrastes térmicos presentes en escenarios donde hay dinamismo entre manto y corteza, en donde secciones de material con diferente temperatura que hacen instrucción generan cambios en el balance térmico. El transporte de calor a través de la estructura interna del planeta es una de sus principales características, esto es manifestado a través de flujos magmáticos, por fricción tectónica, o radioactividad presente en su interior, así mismo como procesos de enfriamiento secular que permiten el transporte de energía, Anderson (1989). Esta variación de la temperatura del fluido se acompaña de una variación de densidad que produce una distorsión en su distribución, correspondiente a la teoría del equilibrio hidrostático propuesta por Arquímedes.

Este equilibrio hidrostático se precede de una homogenización de las densidades atribuidas a la mezcla de diferentes fluidos. El caso particular cuando la variación de densidad es causada por la no uniformidad de las temperaturas se llama convección gravitacional térmica, Loper (1979). Cuando el movimiento y la transferencia de calor ocurren en un espacio cerrado o infinito, este proceso se llama flujo convectivo de flotabilidad. La mayor parte del transporte de calor sucede a través de la convección, la cual basa su principio en el transporte de energía hacia la superficie a través de contrastes térmicos como se explica en las ecuaciones de convección turbulenta de Rayleigh-Bernard, demostrado por Shan (2013). El flujo de calor terrestre se define como la cantidad de energía calorífica que escapa por unidad de tiempo en relación con la unidad de área de la superficie terrestre; esto varía de lugar a lugar dependiendo de la génesis del subsuelo.

El flujo de calor a través de la corteza y la litosfera es principalmente por conducción y es regido por la ley de Fourier, Morgan (1982), ecuación 18, la cual explica la proporcionalidad entre el flujo

de calor q , el cual es dado por el producto de la conductividad térmica de las rocas K , en función del incremento de temperatura T en relación a la profundidad Z .

$$q = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (18)$$

La conductividad térmica, K , de las rocas depende principalmente de su composición molecular, lo anterior permite relacionar el gradiente de temperatura con el proceso de difusividad térmica de los suelos, el cual es parte del análisis en el presente trabajo. La difusividad térmica \mathcal{E} (m^2/s), en lo concerniente al análisis litológico, es un factor clave para identificar el tipo de grupo geológico, dándole un sentido a su implementación, es dada por la ecuación 19.

$$\mathcal{E} = \frac{K}{\rho C_e} \quad (19)$$

En donde, K , es la conductividad térmica, ρ , la densidad y C_e el calor específico, el cual se define como el calor requerido para aumentar una grado de temperatura por unidad de masa. Las rocas tienen relativamente baja conductividad, por ende, su respuesta es lenta a cualquier cambio de temperatura en el ambiente, Anderson (1989). Para definir el régimen térmico del complejo volcánico de Paipa, es necesario conocer el comportamiento y la relación de las variables anteriormente mencionadas, ya que permiten conocer la respuesta térmica asociada al subsuelo de acuerdo a la profundidad. La dirección de la transferencia de calor del sistema manto-corteza hacia la superficie, depende principalmente de los procesos de convección en los estratos litológicos.

La propagación de calor sigue patrones de carácter aleatorio, especialmente en áreas en donde la anomalía no es muy profunda; áreas de transición en donde el intercambio térmico está sujeto a periodos de tiempo y existe incidencia atmosférica que causa variación en la temperatura, Blanco *et al.*, (2007) demuestra situaciones similares en sus estudios antárticos relacionados al permafrost. Es importante identificar los campos geotérmicos como sistemas de roca porosa saturada, con un fluido compuesto de distintos minerales y en forma de vapor. Las ecuaciones básicas que rigen el transporte de masa y energía en estos sistemas obedecen a variaciones temporales y espaciales asociados a cambios en la dinámica de los flujos de calor, Bundschuh *et al.*, (2010), bien sea por razones litológicas o transiciones en contrastes relacionados al magmatismo presente en el subsuelo.

De acuerdo a Spichak *et al.*, (2008), la conductividad eléctrica de las rocas es una propiedad física de las mismas y está relacionada directamente con la temperatura, de acuerdo a esto la determinación de los valores referentes a la variación del gradiente térmico pueden ser identificados. Por lo tanto, obtener la resistividad eléctrica a partir de mediciones electromagnéticas de los estratos litológicos es posible, proporcionando así, estimaciones de temperatura. Los experimentos de laboratorio sobre resistividad eléctrica en función de la temperatura han demostrado que generalmente disminuye con el aumento de esta última, siendo valores inversamente proporcionales. Sin embargo, el rango de resistividad y la tasa de aumento en el gradiente térmico son diferentes para los distintos tipos de rocas en medios porosos, Pop *et al.*, (2001).

En un evento relacionado al gradiente térmico, este se puede explicar considerando un modelo plano paralelo de temperatura T_w , el cual tiene un flujo de calor q_w orientado en dirección a la aceleración gravitacional y posicionado en un medio con temperatura T_∞ , si $T_w > T_\infty$ ó $q_w > 0$, entonces se entiende que el fluido adyacente a la superficie vertical recibe calor, Pop *et al.*, (2001), siendo más caliente y por consiguiente el aumento de temperatura se refleja en superficie, tal y como lo explica la **figura 10**. El sistema proporciona temperatura a los fluidos, sin embargo presentándose la situación hipotética en donde $T_w < T_\infty$ ó $q_w < 0$, daría como resultado un enfriamiento, con un gradiente térmico en dirección contraria.

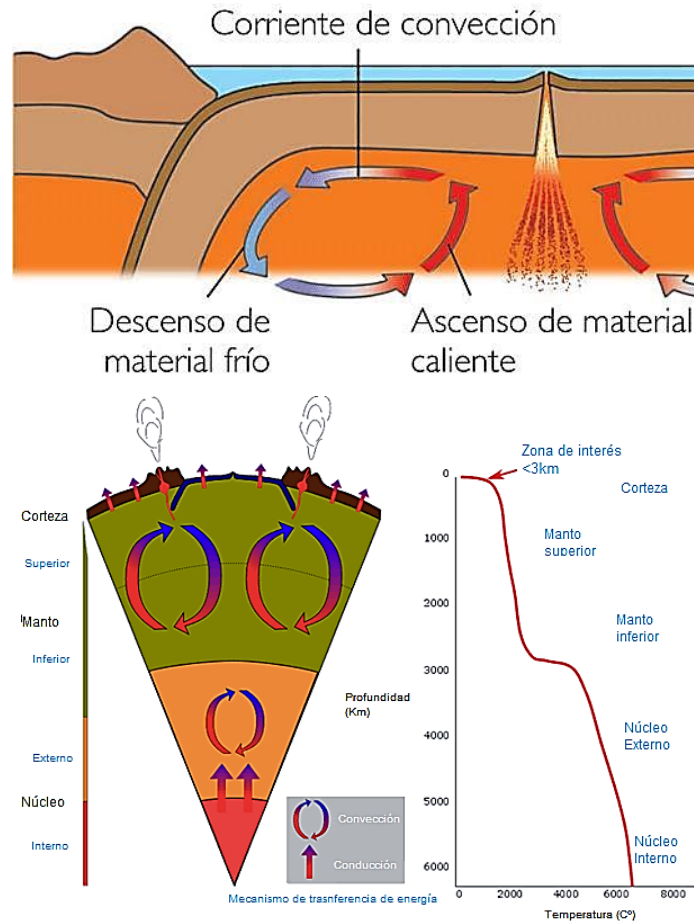


Figura 10. Explicación de convección presente en un campo geotérmico, modificado de Pop *et al.*, (2001), Pulton-dg (2018)

Las temperaturas adquiridas en superficie, permiten realizar modelamiento de los flujos termales provenientes de las fuentes, identificando cuales son los de mayor temperatura, algunos de ellos como información complementaria para modelar isotermas en estratos litológicos; esto se puede determinar con resultados adquiridos de mediciones de resistividad y uso de magnetometría para identificar la relación presente y posteriormente analizar sus resultados.

10. Relación resistividad y temperatura

De acuerdo a los conceptos que relacionan la conductividad eléctrica con la temperatura, Cermak *et al.*, (1987) utilizó curvas promedio como funciones de temperatura para granitos, basaltos ultra básicos, entre otros tipos de roca para estimar su distribución generalizada en los continentes, afirmando que la conductividad depende de la temperatura especialmente en sistemas en donde se involucran medios porosos, siendo la magnetotelúrica en compañía de otros métodos geofísicos una de las técnicas más utilizadas que permiten reproducir modelos estructurales. Por otro lado, Shankland *et al.*, (1983) enfocó su investigación en la correlación entre la resistividad

eléctrica de las capas de alta y baja conductividad en la corteza terrestre detectada mediante sondeos profundos y los valores de temperatura correspondientes revelados a partir de los datos de flujo de calor en diferentes regiones tectónicas.

Los datos proporcionados también de sondeos térmicos someros ayudan a interpretar perfiles de temperatura profunda basados en la conductividad térmica y la generación de calor de las rocas a partir de la identificación del gradiente de temperatura medida in situ, y valores de flujo de calor en la superficie, Cermak, *et al.*, (1987). El autor en su artículo indica, que gracias a la relación entre resistividad y temperatura, los perfiles de resistividad eléctrica podrían usarse para estimar isothermas a escala regional y obtener modelos en profundidad de las mismas. La interpolación y extrapolación de datos adquiridos en los sondeos requiere de información adicional, especialmente aquella relacionada con variaciones espaciales del campo geotérmico; sin embargo, la resistividad eléctrica en el manto superior establece límites a dicha interpolación, ya que las anomalías asociadas a la respuesta resistiva solo son posibles en un rango de temperatura limitado.

La resistividad de un medio sólido, en este caso el subsuelo, se correlaciona con la temperatura y es utilizada a gran escala en sistemas computacionales, a través de modelos que implementan procesos lógicos matemáticos con el uso de redes neuronales, especialmente a partir del uso de una de las teorías de los semiconductores, Spichak *et al.*, (2008), en la ecuación 20, y otros planteamientos complementarios.

$$\rho = e^{E/\gamma T} (\rho_0) \quad (20)$$

En donde ρ_0 es la resistividad del medio, E es la energía de activación, γ es la constante de Boltzmann y T es la temperatura absoluta en grados Kelvin; un ensayo en laboratorio llevado a cabo por Flóvenz *et al.*, (1985) en rocas demostró relación directa entre temperatura y resistividad. Cermak, *et al.*, (1987), Spichak *et al.*, (2008) enfocan las lecturas de campo con modelos propuestos en sistemas computacionales, generando resultados que pueden seguir relaciones asociadas a anomalías referentes a estratificación de capas litológicas y su respectiva relación resistividad temperatura. La ecuación 21, permite complementar y ejercer una relación directa de lo anterior, puesto que contempla alteraciones basálticas, temperatura y resistividad.

$$\rho_T = \rho_0 / (1 + \alpha(T - T_0))(1 + \beta(T - T_0)) \quad (21)$$

En donde ρ_T y ρ_0 son resistividades planteadas a una temperatura T , T_0 hace referencia a una temperatura conocida (sea superficial o subyacente asociado a un estrato litológico) que permita realizar modelamientos posteriores, α y β son constantes empíricas que permiten operar las variables obtenidas con la ecuación 20, y se generan a partir de la constante de Boltzmann, Flóvenz *et al.*, (1985).

La estructura compleja no uniforme del interior del planeta y la falta de información sobre sus propiedades, permiten que las redes neuronales computacionales se utilicen para modelos teóricos aproximados de temperatura, basados en los resultados obtenidos a partir de sondeos electromagnéticos y registros de resistividad. Sin embargo la forma más precisa de corroborar esta información siempre será realizando perforaciones direccionales profundas, con registros de pozo enfocados a buscar datos directos del gradiente térmico con geotermómetros, tal y como lo demuestra Honda *et al.*, (1982) con precisiones en las medidas de 0.1° C para temperaturas absolutas.

A partir de la información obtenida en años anteriores por parte del SGC, Velandia (2015), con el uso de magnetometría, gravimetría y magnetotelúrica, se propone realizar correlaciones entre los resultados adquiridos y la relación existente entre temperaturas y resistividades a partir de algoritmos lógicos matemáticos. Para el presente trabajo con el uso del lenguaje de programación MatLab, Matworks (2019) y el algoritmo AgieINN, GNU (2017), se analizó tal información, así mismo como las principales variables de entorno que alimentan el aprendizaje de la red neuronal, los cuales serán presentados y discutidos en la sección de resultados y análisis de los mismos en éste documento.

11. Estimación de temperaturas a partir del uso del algoritmo AgieINN

Una red neuronal computacional se utiliza para hacer predicciones de resultados desconocidos en función de parámetros de entrada específicos. Sin embargo, todo algoritmo requiere de entrenamiento antes de estar listo para realizar cualquier pronóstico. Con el fin de asegurarse de que la capacitación se desarrolle adecuadamente, se recomienda realizar verificaciones constantes de los resultados y las conjeturas que el procesamiento conlleva. Du *et al.*, (2014), hace énfasis en la necesidad de controlar los parámetros de ingreso y así mismo la cantidad de datos con el fin de obtener un pronóstico de información adecuada, una red neuronal se caracteriza por su arquitectura, **figura 11**, las características de sus nodos y sus reglas de aprendizaje.

Otro factor importante en el procesamiento es aquel referente a las especificaciones técnicas de la unidad de cómputo, puesto que procesos a gran escala como el que se desarrolla en el presente trabajo no es muy viable realizarla en computadores domésticos debido al tiempo que conlleva procesar los datos, por tal motivo se agradece a la compañía *Weatherford International*, que a través de sus servidores, permitió el uso del algoritmo y el procesamiento de ésta información.

Con el fin de determinar perfiles 1D de resistividad eléctrica a partir de los datos adquiridos con magnetotelúrica, se implementó la inversión de Occam, Constable *et al.*, (1987) y de Bostick (1977), las cuales contemplan el procesamiento de resultados de resistividad y la respuesta del medio en cuanto a su impedancia en términos de fase y magnitud para cada uno de los sondeos, ambos modelamientos hasta la profundidad máxima de investigación que para este caso se definió en 3 km. Esto como un paso importante en la estimación de los valores de temperatura, en adición a las dos etapas claves para el uso de la red neuronal, la primera el entrenamiento de la misma y la segunda, su posterior prueba de resultados.

En la etapa de entrenamiento, se le especifica al algoritmo la correlación entre el valor de entrada y el valor de salida; para este caso ya se tienen una serie de valores numéricos de resistividad, temperatura y profundidad provistos por el SGC en el complejo volcánico de Paipa, además de información que relaciona valores de resistividad con valores de temperatura y datos magnéticos los cuales han sido procesados previamente para la realización de este trabajo. En la etapa de entrenamiento, la red compara los valores de salida con aquellos adquiridos en campo, obteniendo así un error promedio, el cual se representa en la ecuación 22.

$$Er_p = (\sum_i u_{pj} - u_{pj}^t)^2 \quad (22)$$

En donde u^t representa los valores conocidos de temperatura. Los productos resultantes de la anterior ecuación son determinados por cada iteración de aprendizaje y llevados a cabo por cada nodo de la red neuronal. Los valores de entrada y salida son un aspecto fundamental en la secuencia de procesamiento de la red y es el investigador quien determina su veracidad, Du *et al.*, (2014), y del mismo modo también interviene la capacidad de cómputo del equipo, ya que entre más nodos e iteraciones en la red se requiere más hardware y tiempo.

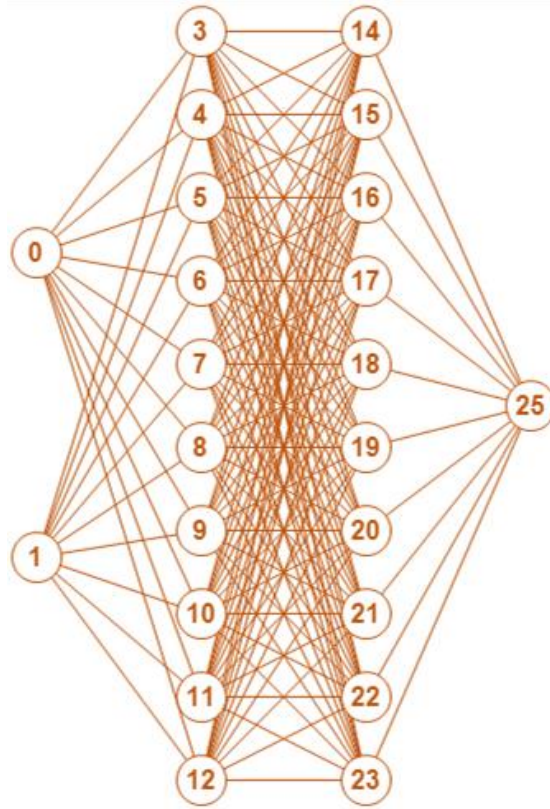


Figura 11. Arquitectura de las conjeturas de las entradas y salidas en una red neuronal a partir del ingreso de valores binarios.

A diferencia del proceso de entrenamiento, que requiere diferentes iteraciones de ida y vuelta a través de la red, el proceso de reconocimiento de información requiere solo una etapa, desde el valor de entrada al valor de salida y utiliza la variación de los datos y los promedios calculados de la red neuronal especificados en la etapa de aprendizaje. La red neuronal que ha sido entrenada puede ser usada para simular relaciones no lineales, Du *et al.*, (2014).

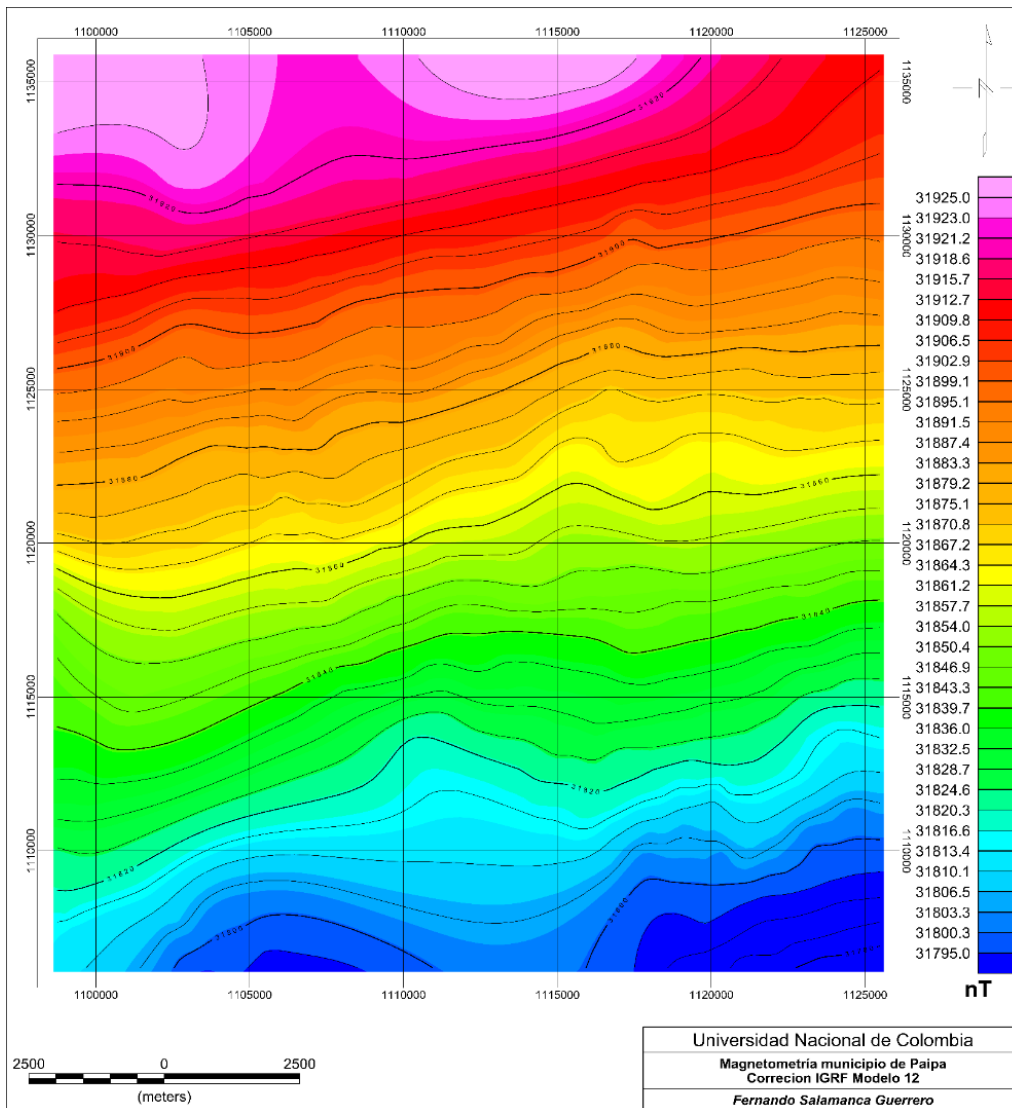
El resultado final puede interpretarse como una estimación de los valores de temperatura en escalas de profundidad, Kisi *et al.*, (2014), estimaron variaciones de temperatura a diferentes profundidades a partir de registros históricos tales como porcentajes de humedad, variaciones de radiación y temperatura entre otros parámetros. La ecuación 23 calcula el promedio de error predictivo, de esta forma es posible tener valores de calidad de los resultados de temperatura arrojados por la red neuronal. En donde p es el número de temperaturas medidas (registros usados para efectuar iteraciones), T_{est} , T_{obs} temperatura estimada y temperatura observada tanto superficial, como a profundidades conocidas.

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum p(T_{obs,p} - T_{est,p})^2}{\sum p T_{obs,p}^2}} \times 100 \quad (23)$$

12. Análisis y procesamiento de la información

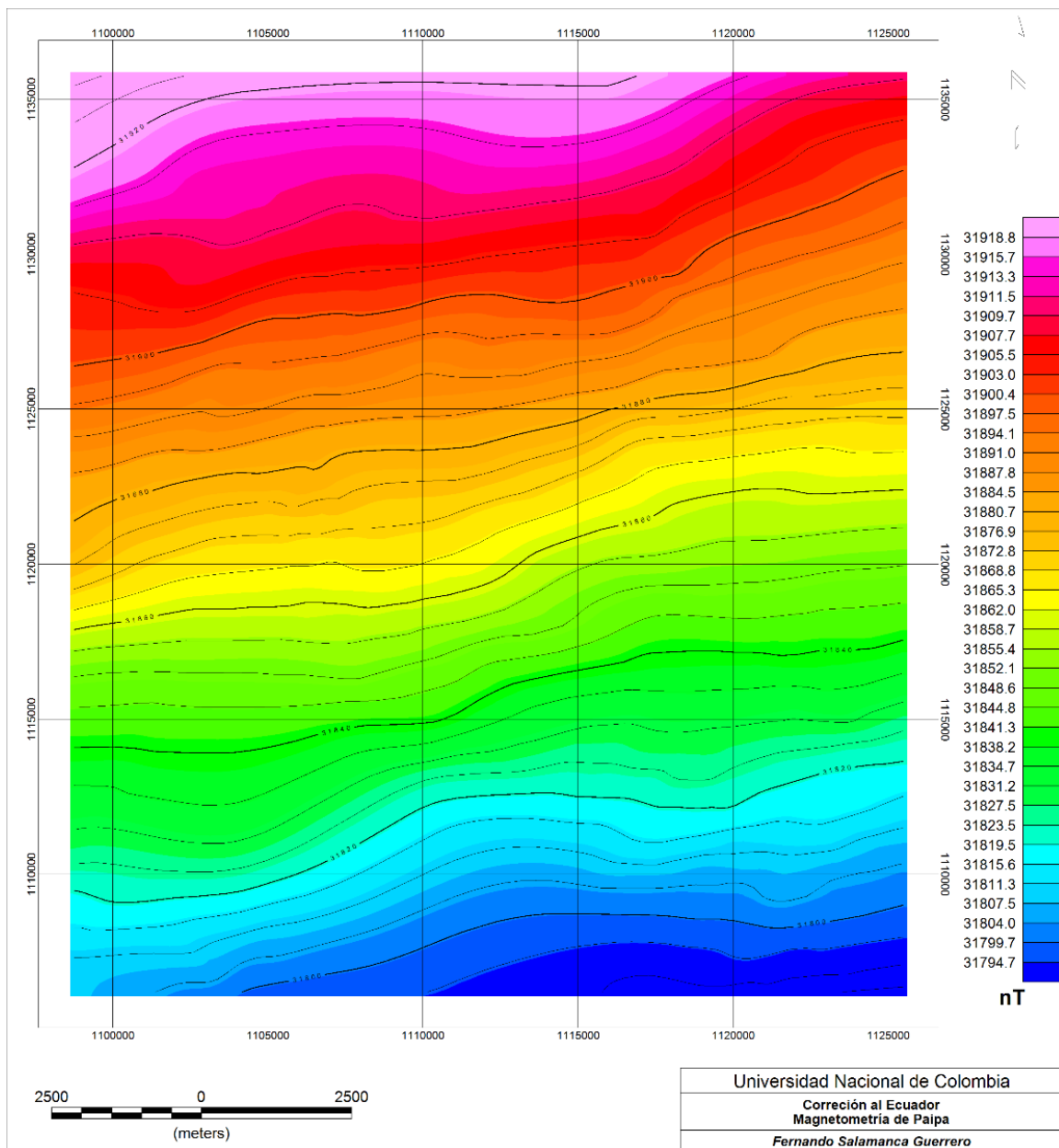
12.1 Magnetometría

De acuerdo con la información proporcionada por el SGC (2012), en el presente documento se efectuó reducción a los datos de magnetometría por medio del campo geomagnético de referencia internacional, por sus siglas en inglés (IGRF) con actual modelo (IGRF-12) ya que los cálculos anteriores estaban realizados con modelos antiguos. De la misma forma se realizó reducción de datos al polo (RTP) y al ecuador (RTE). El **mapa 1** presenta los resultados respectivos.



Mapa 1. Corrección IGRF-12 resultante del procesamiento de datos magnetométricos.

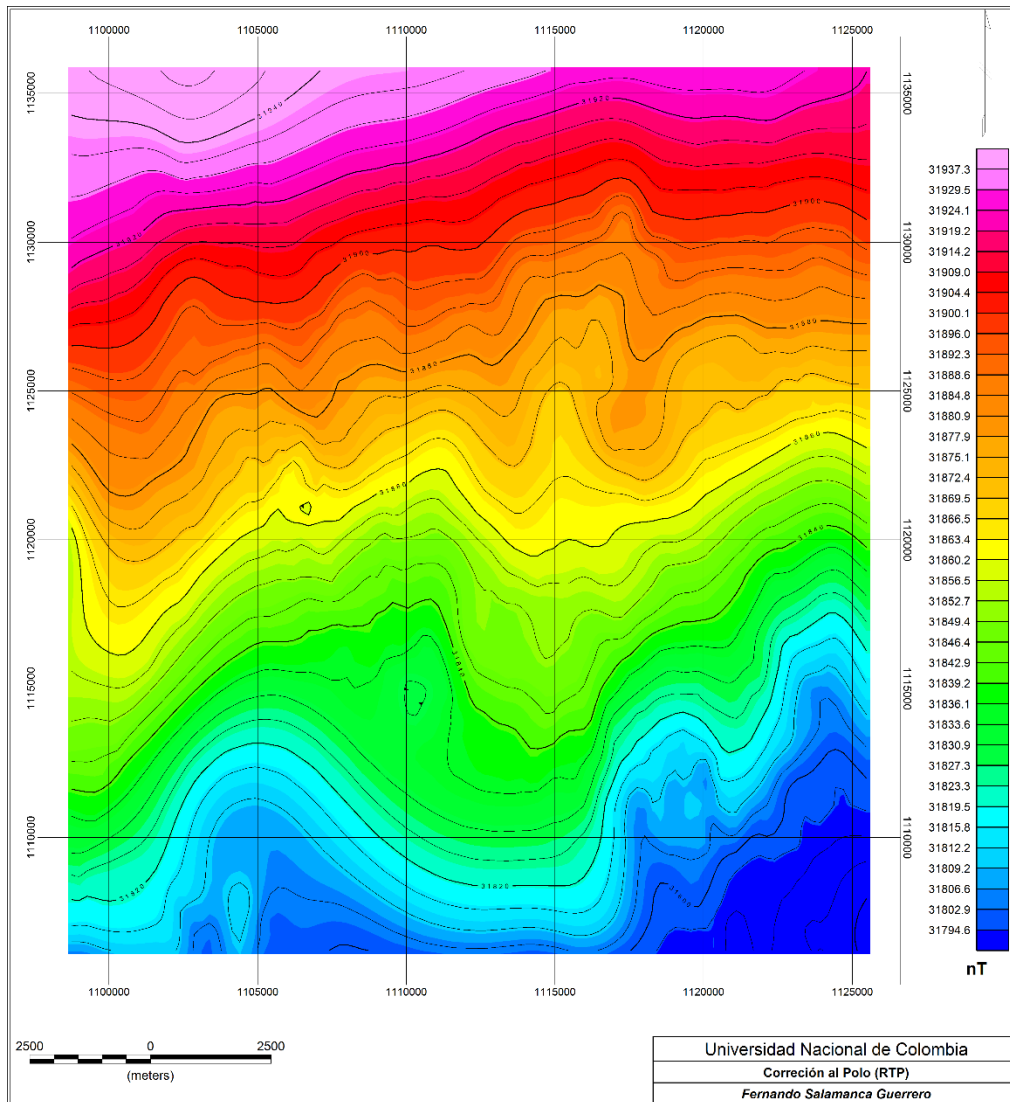
En el **mapa 1**, se logra identificar una serie de contrastes como resultado del procesamiento de la información de magnetometría de la zona, mostrando el efecto de la corrección llevada a cabo para el modelo actual IGRF-12. Nótese la baja variabilidad lineal (en el plano horizontal) de las anomalías presentes, con altas discordancias en los resultados especialmente en la zona norte y sur; esto puede deberse especialmente a dos factores de orden geofísico y geológico, como la presencia de mineralizaciones con alto contenido de materiales ferromagnéticos en la parte norte, tal y como reporta Alfaro (2002) en algunos de los manantiales de la zona y la variabilidad magnética a causa de los contrastes de temperatura presentes tanto en superficie como en el subsuelo.



Mapa 2. RTE para el modelo resultante del procesamiento de sondeos magnetométricos.

El **mapa 2** presenta la RTE del procesamiento resultante de los sondeos de magnetometría. Debido a que el presente trabajo se efectuó en latitudes por arriba del plano ecuatorial terrestre, esta reducción no es adecuada para asegurar una correcta interpretación de los resultados, ya que no posiciona las anomalías de acuerdo a sus coordenadas geográficas, en este caso solo se busca hacer una simulación llevando los datos de la zona de estudio a latitudes sub ecuatoriales; esto con el fin de identificar anomalías que puedan ser comparadas con aquellas identificadas en la RTP, sin embargo es útil para determinar contrastes con respecto a otros procesamientos en la materia. En el área graficada se identifica una variabilidad de la respuesta magnética bastante leve, no presenta cambios drásticos tal y como se puede observar en los contornos.

Con respecto a la reducción de datos presentada para el modelo IGRF-12 se evidencia una ligera similitud de los contrastes magnéticos, especialmente en la parte central del área de estudio; la zona norte del **mapa 2** presenta una respuesta mucho más evidente, posiblemente asociada a la distancia con respecto al complejo volcánico; hay que tener en cuenta que bajo condiciones ideales, el área de influencia directa de las cámaras magmáticas presenta una anomalía somera a la respuesta magnética, al igual que los valores de resistividad del medio poroso en los estratos litológicos presentes; ésta relación de temperatura, resistividad y respuesta magnética de las rocas se incluye en los datos de aprendizaje de la red neuronal.

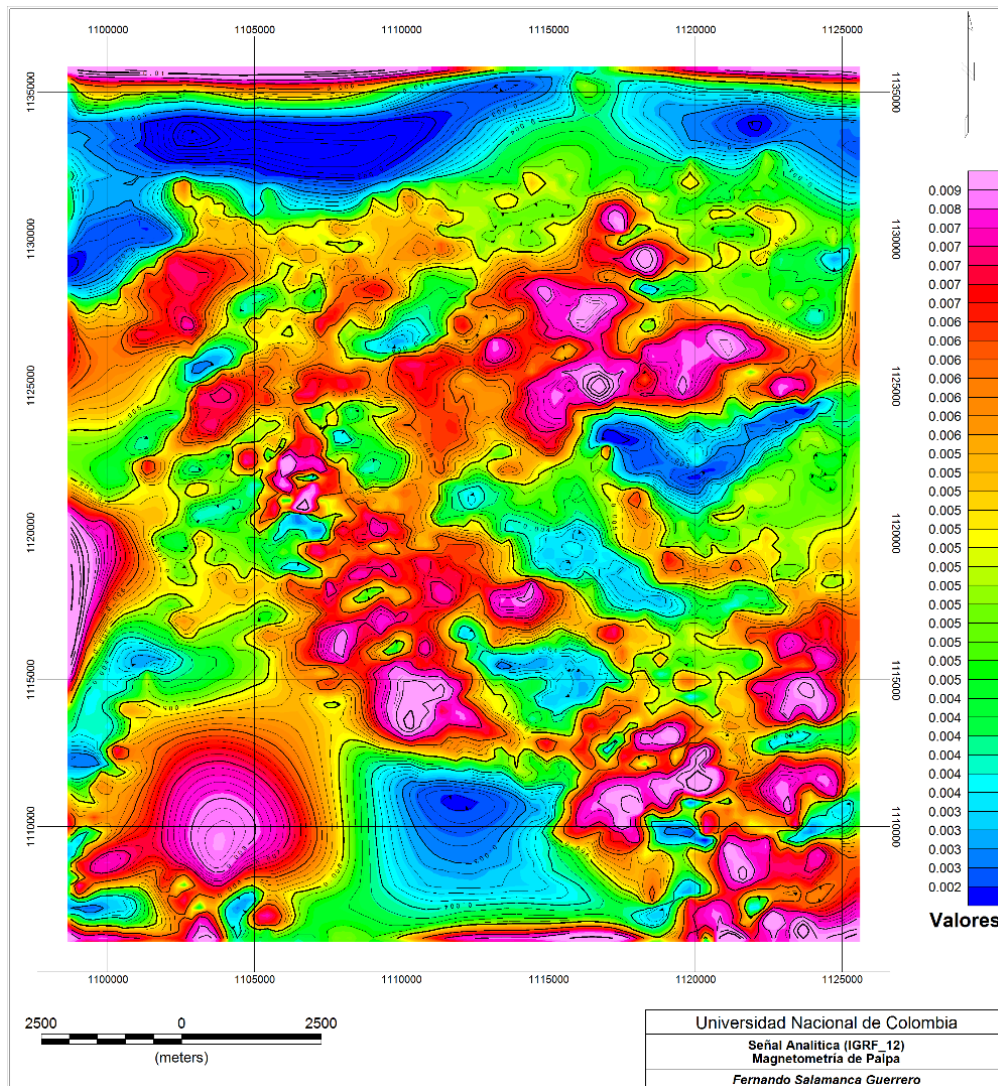


Mapa 3. RTP para el modelo proveniente del procesamiento de sondeos magnetométricos.

A diferencia del **mapa 2**, en donde se efectuó la respectiva RTE, en el **mapa 3** se realiza la reducción de datos adecuada de acuerdo a las latitudes en donde se encuentra el área de estudio. Se evidencia un mayor contraste de respuesta magnética, nótese la variabilidad presente de los datos obtenidos, en la parte sur del mapa se muestra una serie de anomalías con diferencias contundentes en los resultados, la respuesta no es completamente uniforme sino que presenta dimorfismos reflejados en las líneas de contorno.

Se presenta una situación similar en los contornos comprendidos entre 1125000N y 1115000N; en donde los valores asociados a las anomalías magnéticas presentes en el suelo muestran divergencias; posiblemente asociadas a parámetros tales como la concentración de minerales diamagnéticos o ferromagnéticos como sales con óxidos de hierro (Fe) encontrados en manantiales de la zona, Prieto *et al.*, (2010) . Por otro lado, en la zona norte del **mapa 3** la respuesta es distinta, pues tiende a ser más uniforme, aparentemente sin cambios drásticos. Se puede inferir de lo anterior que esta zona posiblemente no se encuentre en contacto directo con

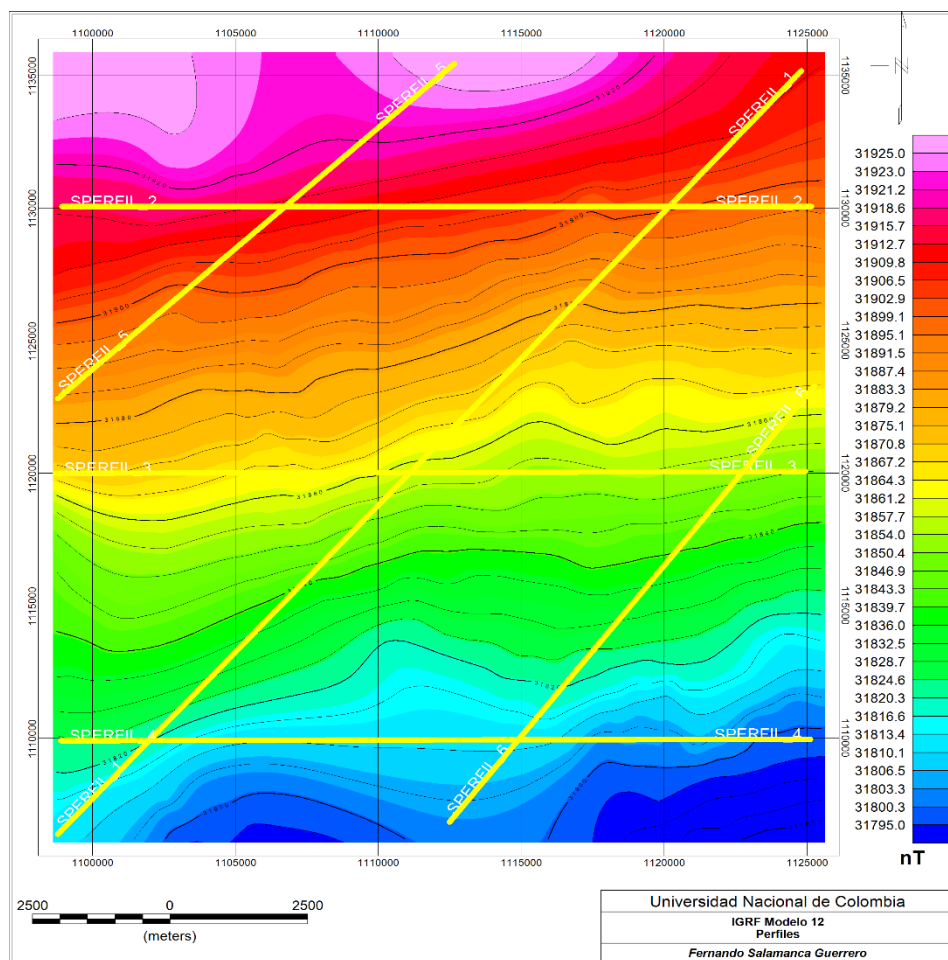
cámaras o canales magmáticos procedentes del complejo volcánico, a diferencia de la zona sur, en donde la respuesta magnética es muy disímil.



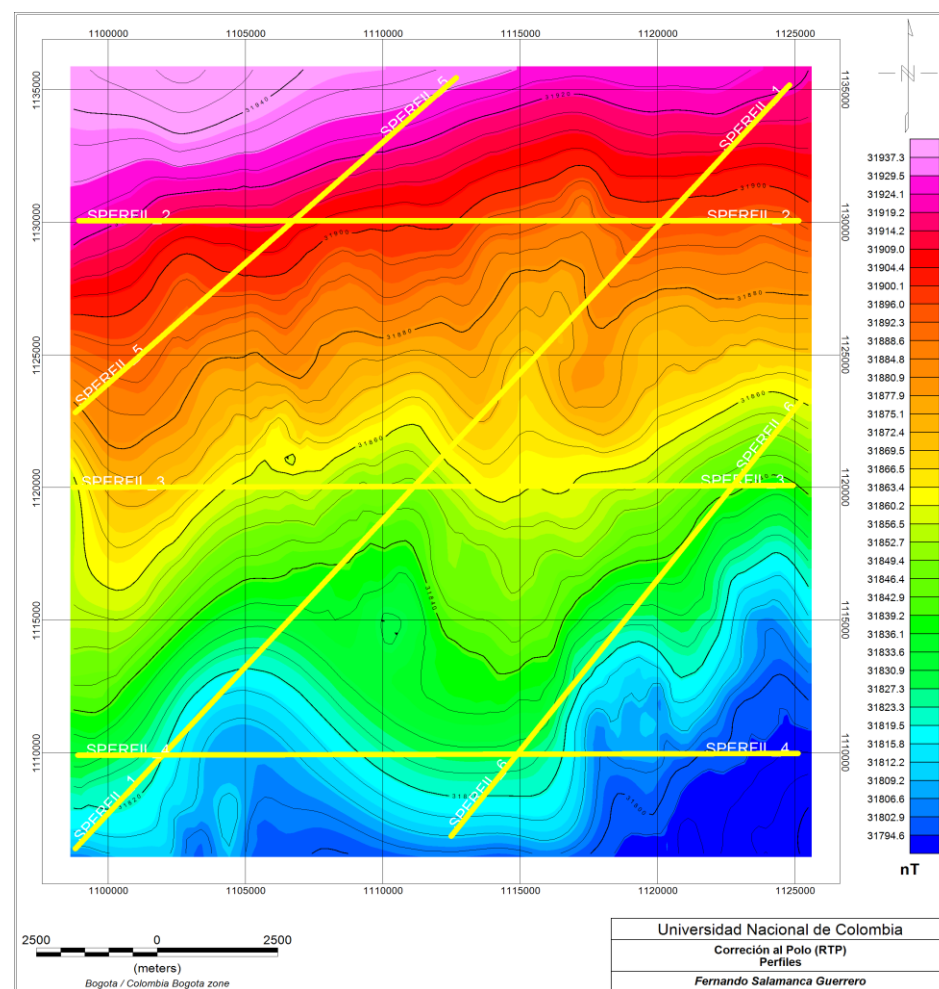
Mapa 4. Señal analítica para el modelo IGRF-12, proveniente del procesamiento de sondeos magnetométricos.

Se realiza el **mapa 4**, como un procedimiento adicional para determinar la respuesta en términos de señal analítica de los datos reducidos anteriormente con el modelo IGRF-12. Esto permite identificar en profundidad las anomalías magnéticas a partir de derivadas de primer grado aplicadas al campo potencial, lográndose así determinar las dimensiones espaciales, Nbiaghian (1972). Este modelo de señal analítica es útil ya que sobre el mismo se realiza la deconvolución de Euler y de Werner, lo cual permite identificar con mayor precisión las formas de anomalías magnéticas presentes en el subsuelo. De igual forma también es aplicable a datos adquiridos con gravimetría. Los resultados en términos de señal analítica son adimensionales, tal y como se puede observar en la escala de valores.

Con el fin de cubrir el área, se procedió a diseñar una serie de perfiles que cumplieran con el propósito de abarcar la mayor parte de la geología estructural (Fallas representativas como Soápage, Chivatá, Boyacá entre otras); por tal motivo se procedió a analizar las planchas 191,171A-B, INGEOMINAS (2004) (Anexo A) y con base en esta información se realizó el trazado de los perfiles. De esta forma analizar la respuesta magnética y efectuar los cálculos pertinentes a las deconvoluciones de Euler y Werner respectivamente y realizar los modelamientos en profundidad de acuerdo a las respuestas generadas. Los perfiles a modelar para tales deconvoluciones utilizadas se hacen en relación a los datos adquiridos en la RTP y al **mapa 1** resultante a la reducción IGRF-12.



Mapa 5. Perfiles para el modelo con corrección IGRF-12



Mapa 6. Perfiles para el modelo de reducción al polo (RTP)

12.2 Análisis de los perfiles obtenidos para el caso de magnetometría

De acuerdo a la información procesada con el software OasisMontaj V.8.4 Geosoft (2017), y con el objetivo de abarcar un alto porcentaje de los datos de forma cuantitativa, se realizan seis perfiles como se observan en los **mapas 5 y 6**, de este modo poder realizar las deconvoluciones respectivas de Euler y Werner en cada uno de los casos hasta una profundidad de estudio máxima de tres kilómetros; se opta por esta profundidad debido a la densidad y calidad de los datos proporcionados por el SGC en cada uno de sus sondeos, se analizó previamente esta información para definir el rango de profundidad. A continuación se procede con el respectivo análisis del perfil 1, **figura 12**.

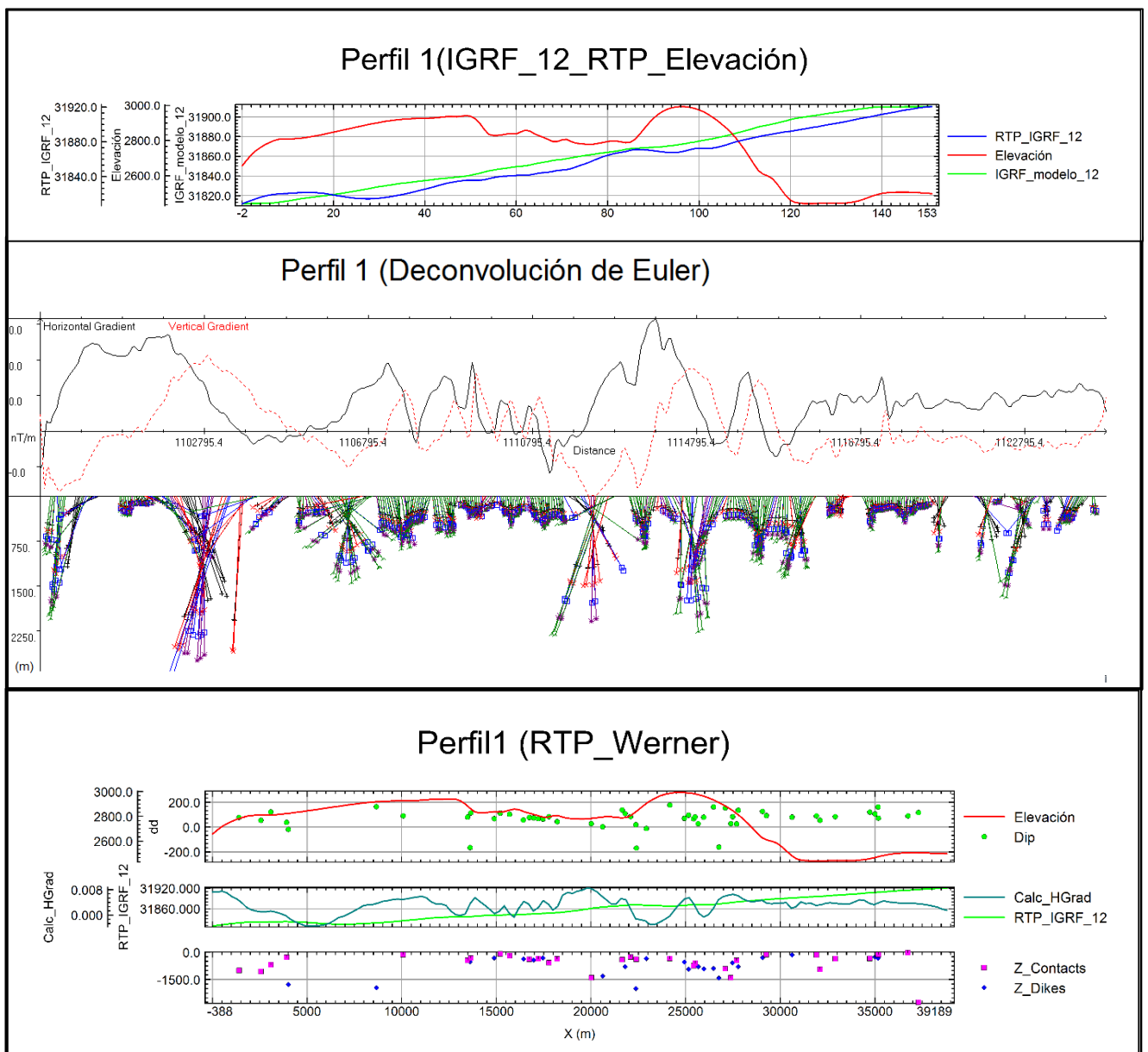


Figura 12. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 1.

Para el caso del perfil 1, **figura 12**, se observa una respuesta muy similar en cuanto a la información relacionada a la RTP y el modelo IGRF-12, nótese la respuesta de la deconvolución de Werner, en donde se evidencia la presencia de diferentes estructuras, así mismo el referente de gradientes verticales y horizontales encontrados en la deconvolución de Euler que permiten identificar con mayor precisión la profundidad y geometría de las estructuras ocultas, modelando la dimensión espacial de los picos en respuesta a su determinado espectro de frecuencia.

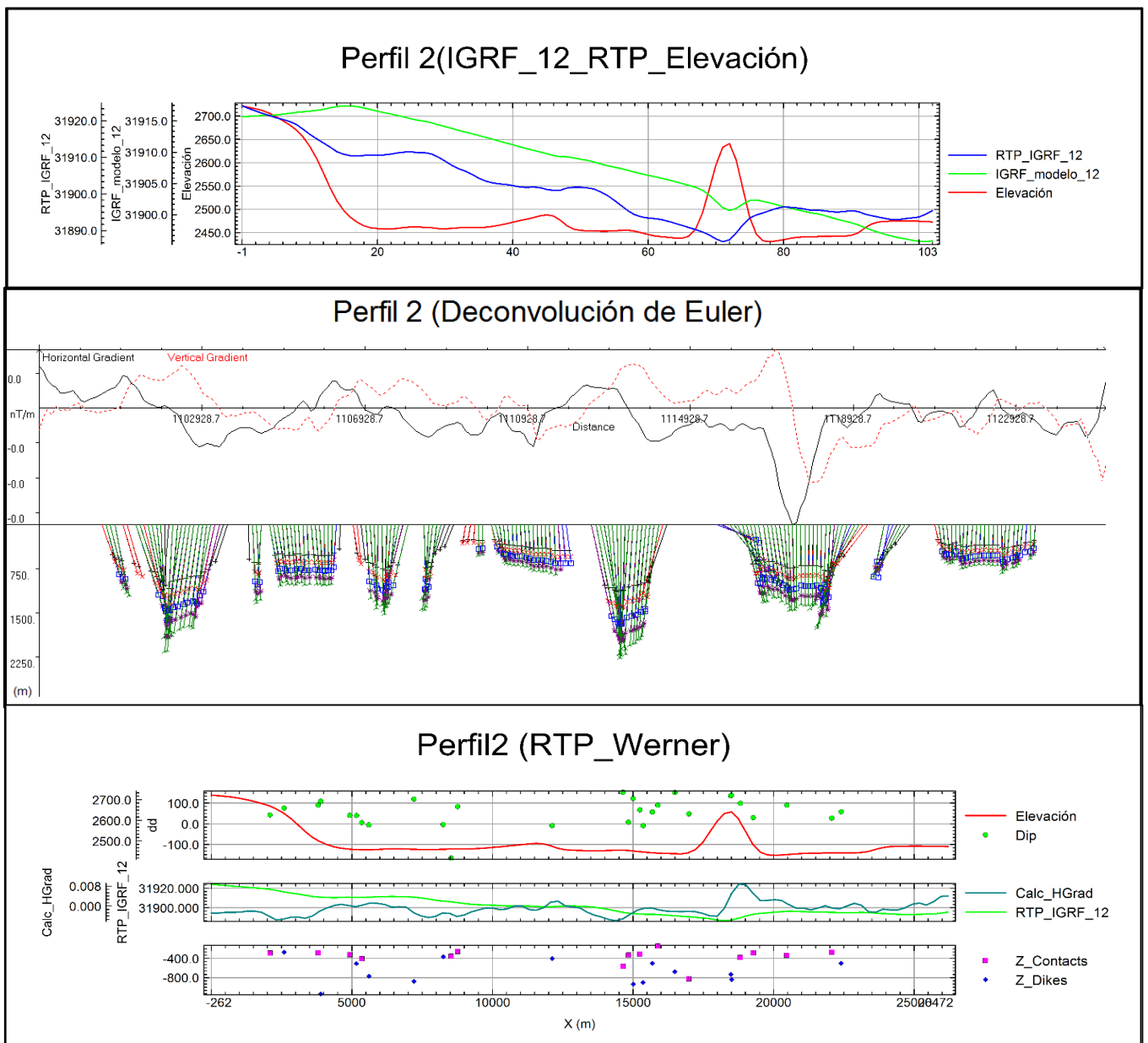


Figura 13. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 2.

Con base en la información obtenida del procesamiento se logra identificar una serie de anomalías, tanto orográficamente como en respuesta electromagnética. El perfil 2, **figura 13**, presenta una variación representativa asociada al modelo de corrección al polo e IGRF-12 con respecto a la elevación del terreno. Aparentemente las curvas tienden a ser inversamente proporcionales, posiblemente debido a la depositación de sedimentos no consolidados de origen cuaternario con poco material ferromagnético, o de la misma forma, presencia en el subsuelo de flujos de calor o cámaras magmáticas. En la deconvolución de Euler de la **figura 13**, se evidencia una serie de estructuras, contactos o diques, en los cuales hay una respuesta en relación directa con la información presentada en el dominio de la profundidad.

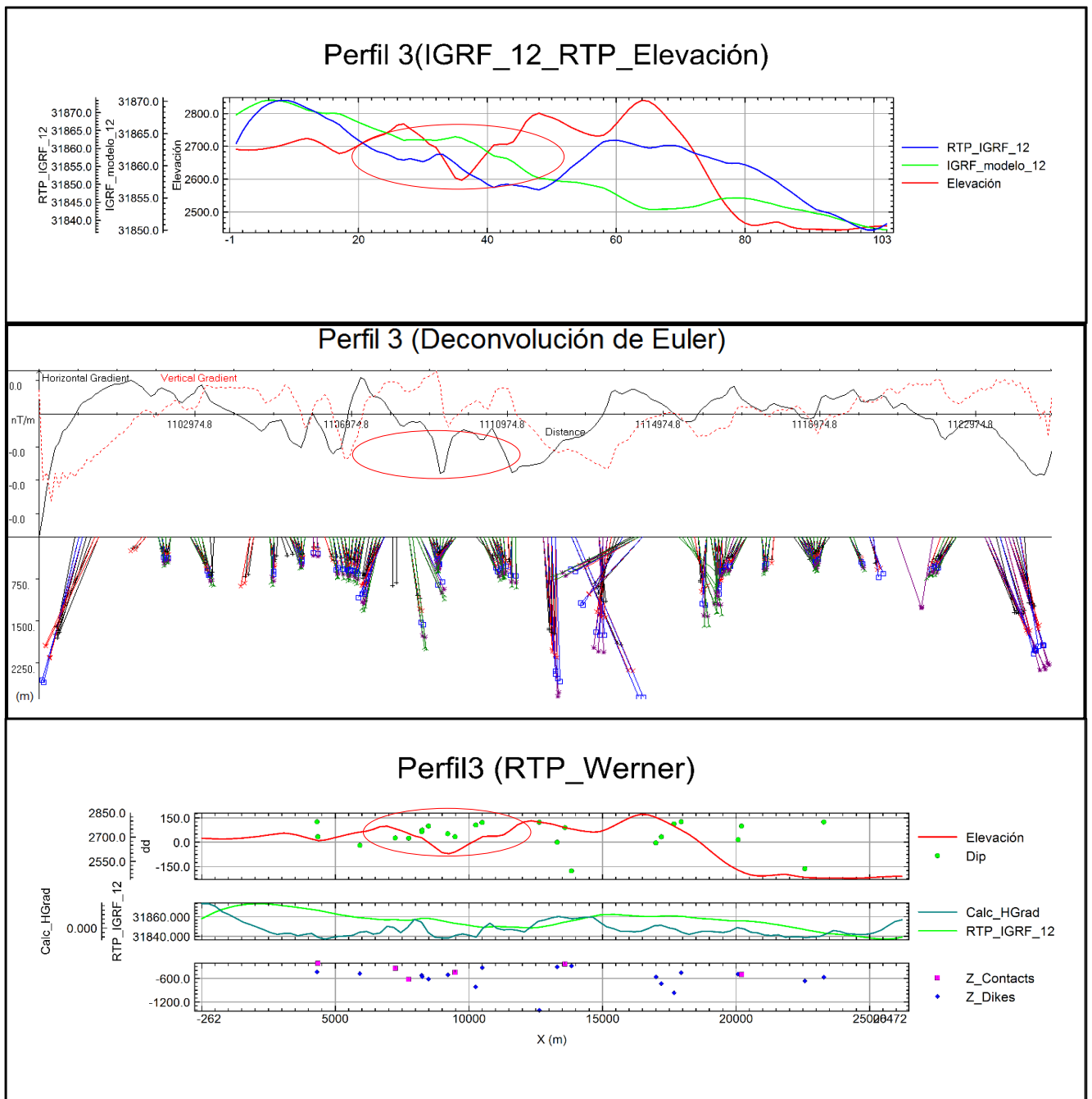


Figura 14. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 3.

El perfil 3, **figura 14**, proporciona una serie de respuestas electromagnéticas bastante variadas especialmente con tendencia hacia la parte menos somera de la elevación (elipse roja), los modelos de corrección al polo e IGRF-12 presentan resultados inversos. En algunos puntos casi totalmente opuesta para ambos modelos. Para el caso de la deconvolución de Euler presentado en la **figura 14**, se observa una respuesta algo disímil en comparación con aquella presentada en relación existente a la elevación del terreno, con una identificación de estructuras o formas hasta una profundidad relativamente somera para el caso del análisis de las mismas a partir de la deconvolución de Werner observada en la **figura 14**. De acuerdo al resultado para los gradientes verticales y horizontales, se pueden identificar estructuras ocultas con posibles formas en el subsuelo relacionadas a distribuciones pertenecientes al complejo volcánico.

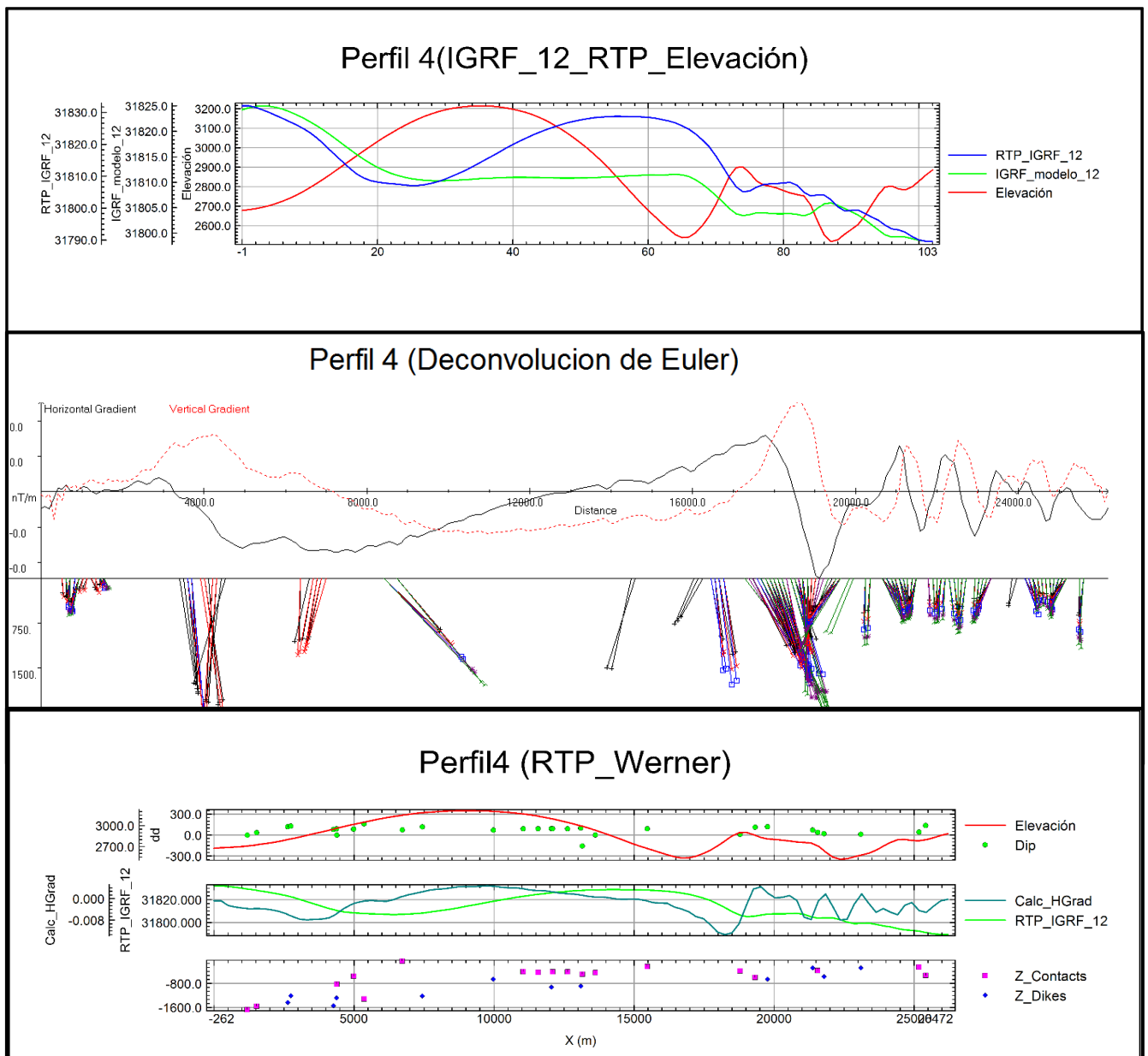


Figura 15. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 4.

El perfil 4, **figura 15**, en su respuesta IGRF-12 presenta una tendencia similar a aquella asociada a la elevación del terreno, sin embargo, lo mismo no ocurre con la respuesta asociada a la RTP, en donde las curvas presentan mayor variabilidad en áreas específicas. De igual forma el procesamiento de la información se ve reflejado en el resultado de deconvolución de Euler observado en la **figura 15**, donde los gradientes verticales y horizontales permiten identificar diferentes formas de estructuras ocultas, algunas de estas respuestas para este caso en particular probablemente se deban a la presencia de fuentes de calor que logren generar este tipo de variaciones electromagnéticas, y posiblemente variaciones de resistividad, la cual serán analizadas más adelante con los modelos de magnetotelúrica implementados en el área de estudio.

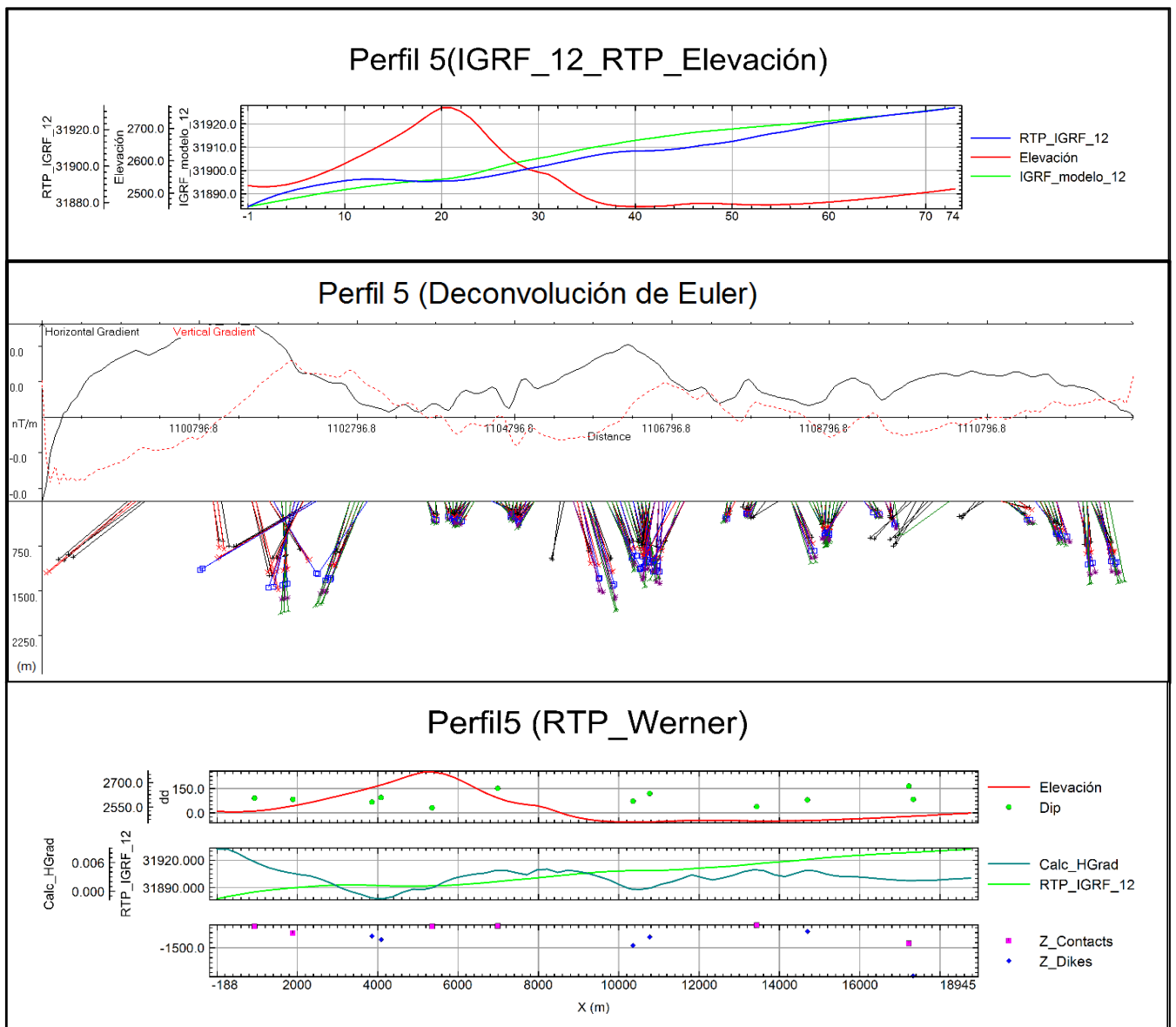


Figura 16. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 5.

El perfil 5, **figura 16**, presenta una tendencia en los modelos electromagnéticos a mantener poca variabilidad relacionada a la respuesta del medio, a pesar de la drástica elevación del terreno al inicio del perfil, tal y como lo muestra con mayor detalle los gradientes tanto verticales y horizontales obtenidos en el proceso de deconvolución de Euler. Sin embargo no es una respuesta muy evidente. De la misma forma el resultado del proceso deconvolutivo de Werner presenta resultados que se asocian a estructuras ocultas, con rangos someros asociados a posibles diques o formas de contacto. Combinar los diferentes procesamientos permite una mejor interpretación de las anomalías presentes, en este caso en particular permite evidenciar una relación directa de los resultados con una respuesta casi equivalente, especialmente para el caso de las estructuras encontradas en el subsuelo.

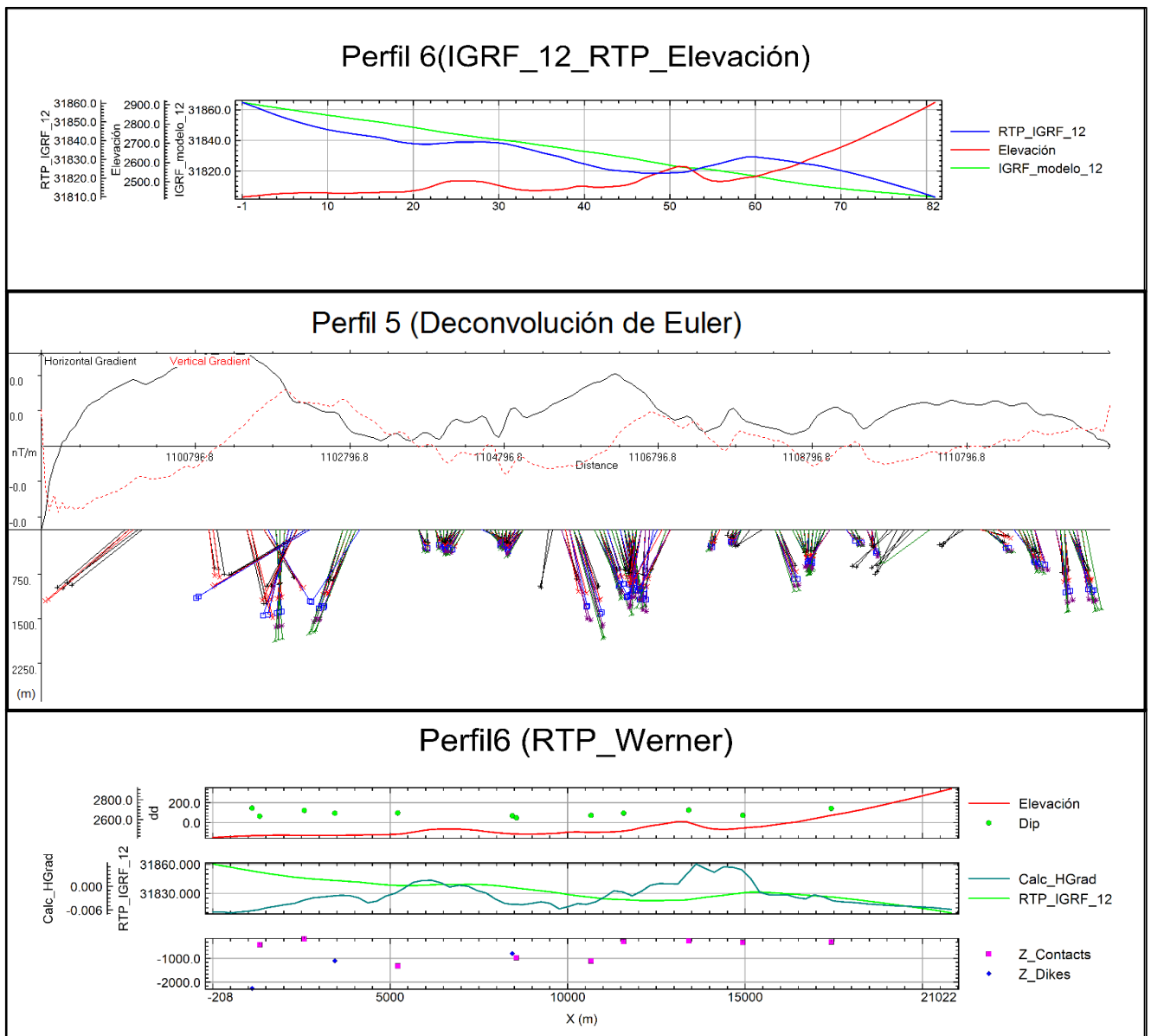


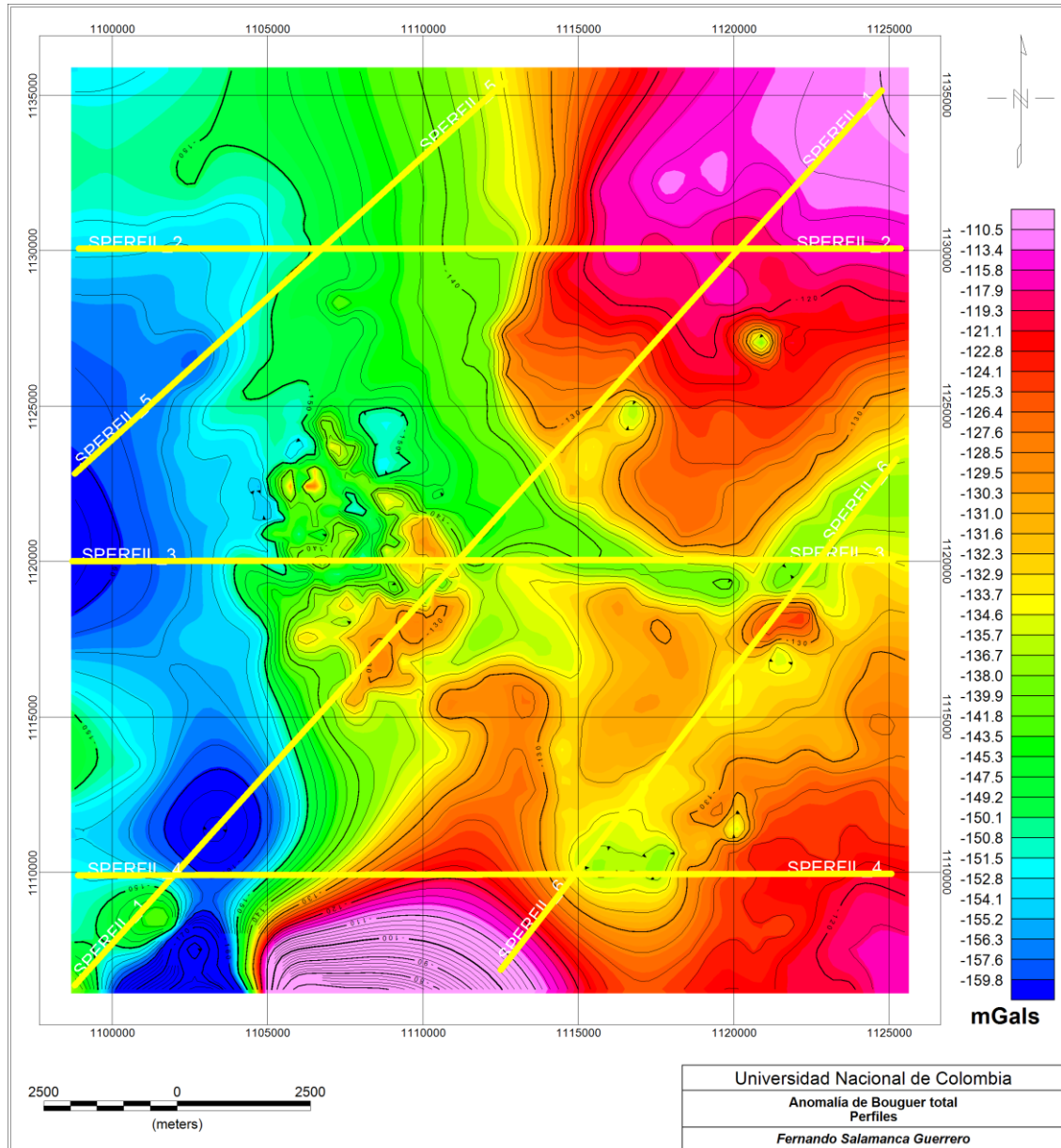
Figura 17. Resultados del proceso de deconvolución de Euler y Werner para el perfil 6.

En el perfil 6, **figura 17**, se observa una serie de anomalías con una variabilidad en los resultados de datos electromagnéticos poco significativos, especialmente teniendo en cuenta la elevación del perfil, lo cual presenta una respuesta inversa en los modelos, sin embargo la respectiva deconvolución de Euler permite identificar una serie de datos en profundidad que pueden tener relación directa a la respuesta obtenida en la deconvolución de Werner para el mismo perfil.

De acuerdo a la distribución de respuestas asociadas a los modelos IGRF-12 y de RTP, aparentemente la tendencia se muestra bastante uniforme, sin mayores alteraciones asociadas a anomalías presentes, sin embargo analizando con mayor detalle los resultados obtenidos para la variación del ángulo de inclinación magnética, se logran identificar respuestas acordes a la deconvolución presentada.

Se muestran estructuras representativas a profundidades intermedias del objetivo de investigación (3000 m), haciendo alusión a posibles zonas de contacto. Los valores de gradientes horizontales y verticales propician a una interpretación del subsuelo con relación a los resultados de la deconvolución de Werner, identificando variaciones en la respuesta bastante acertada entre los dos tipos de procesamiento.

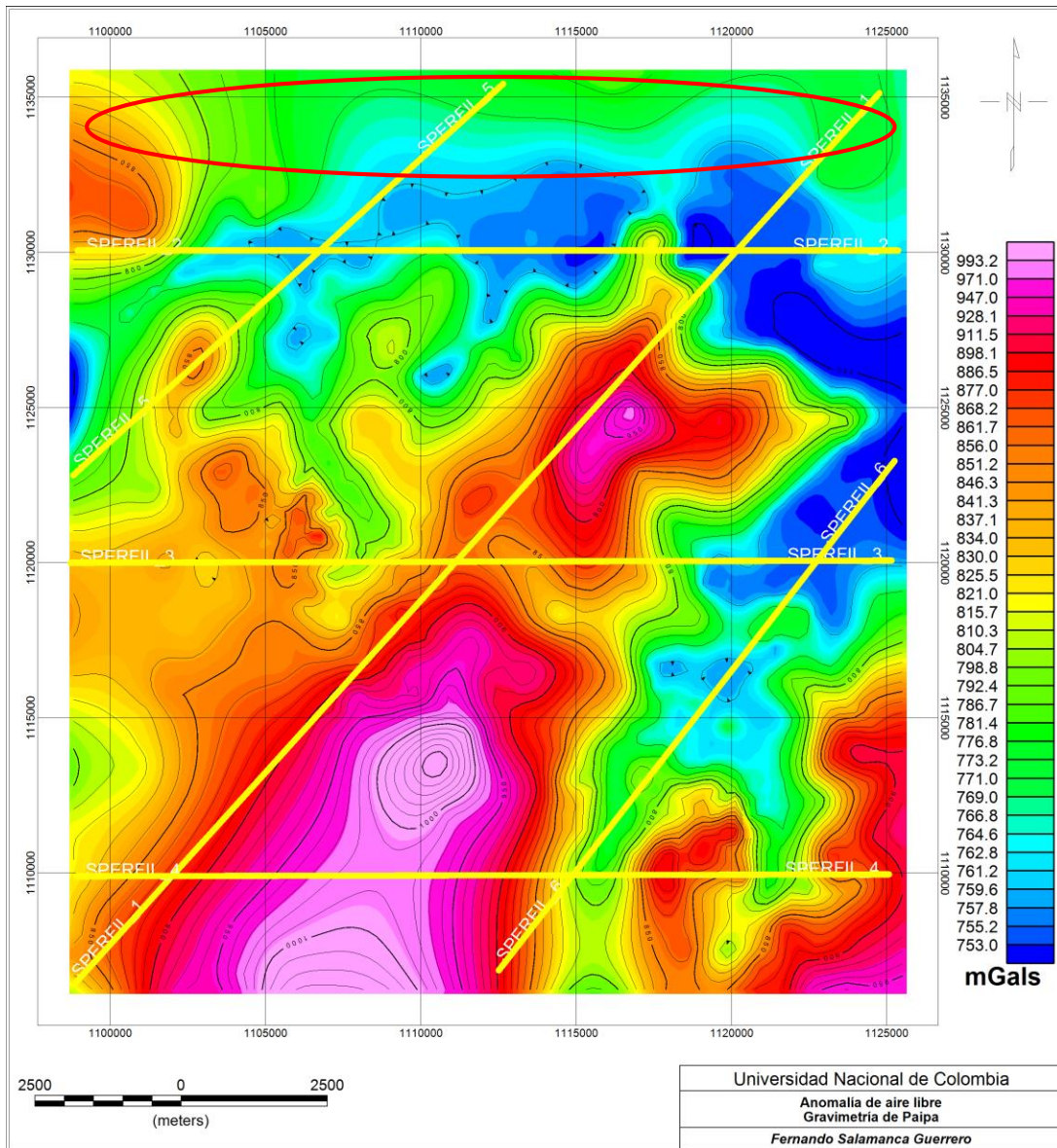
12.3 Gravimetría



Mapa 7. Anomalia de Bouguer total (Perfiles)

El **mapa 7**, representa la anomalía total de Bouguer de la zona calculada a partir del procesamiento de la información gravimétrica obtenida a través del SGC, los cálculos respectivos son presentados en el anexo digital del presente documento. Se procede a efectuar trazos de los perfiles seleccionados anteriormente para los resultados de magnetometría, al igual que la información presente en el mapa de anomalía libre con los equivalentes perfiles realizados de acuerdo a las respectivas coordenadas para cada caso. Hay que tener en cuenta que para ambos casos, magnetometría y gravimetría las

dimensiones y ubicación de los perfiles son exactamente iguales. Se realizó el respectivo análisis con el fin de realizar comparaciones de acuerdo a las respuestas encontradas en los perfiles en donde se aplicó las deconvoluciones de Euler y Werner.

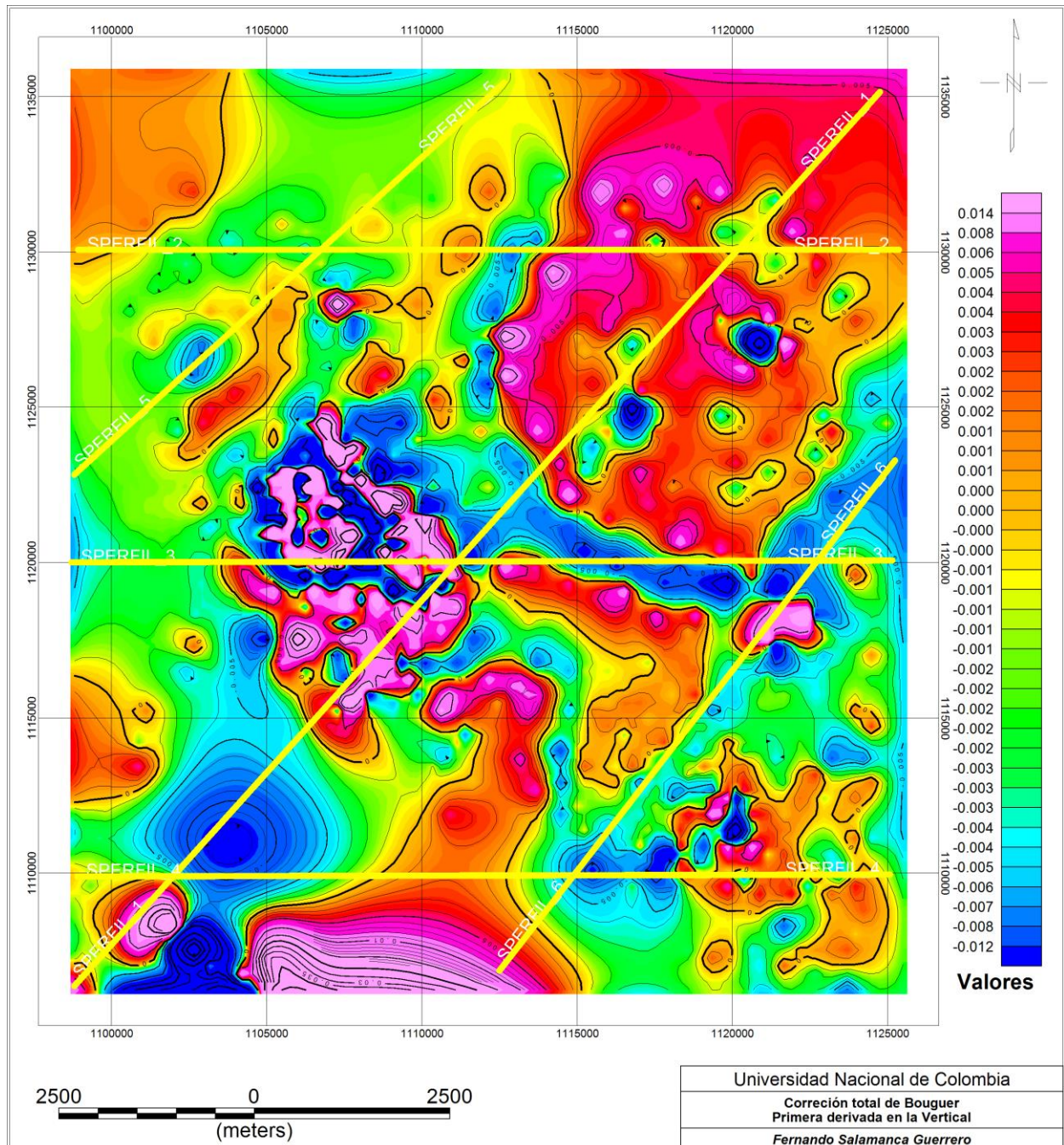


Mapa 8. Anomalia de aire libre (Perfiles)

Para el caso del procesamiento para obtener la anomalía libre, se genera un modelo de la zona de estudio, **mapa 8**, lográndose identificar zonas con lecturas de gravedad más elevadas, asociadas a posibles estructuras con compuestos de densidad considerable.

La parte norte del mapa (elipse roja) presenta una variabilidad más uniforme, con rangos de densidad más bajos que aquellos registrados en el sur, en donde el procesamiento muestra una serie de respuestas relativamente altas en cuanto a densidad; probablemente

esta respuesta se debe a la presencia de rocas de origen volcánico posiblemente de composición basáltica, bastante máficas, las cuales generan esta respuesta característica. Incluso podría inferirse sobre diques o plutones tubulares discordantes, ya que de acuerdo a la representación gráfica se observan algunas formas geométricas.



Mapa 9. Primera derivada en la vertical (Perfiles)

El **mapa 9**, se refiere al procesamiento de los datos de la corrección total de Bouguer con el fin de obtener la primera derivada en el plano vertical (componente Z), de este modo

poder aplicar la relación de *Poisson*, Lince *et al.*, (2010), Robinson (1971), la cual permite comparar resultados de gravimetría y magnetometría directamente usando la transformada de Fourier en el dominio de la frecuencia, logrando así la identificación de estructuras ocultas y su respectiva respuesta. De igual forma la la relación de *Poisson*, Lince *et al.*, (2010), permite apoyar los hallazgos realizados y posteriormente identificarlos en el modelo de resistividad del subsuelo.

La **figura 18**, presenta los resultados de la relación de *Poisson* efectuando comparación de los perfiles 1, 2 y 3 obtenidos de la RTP para la implementación en la corrección total de Bouguer, y primera derivada en la vertical (componente Z) para el caso de magnetometría.

De acuerdo a la información observada en la **figura 18**, se evidencia una serie de anomalías las cuales pueden tener relación directa, tanto en elevación como en declinación

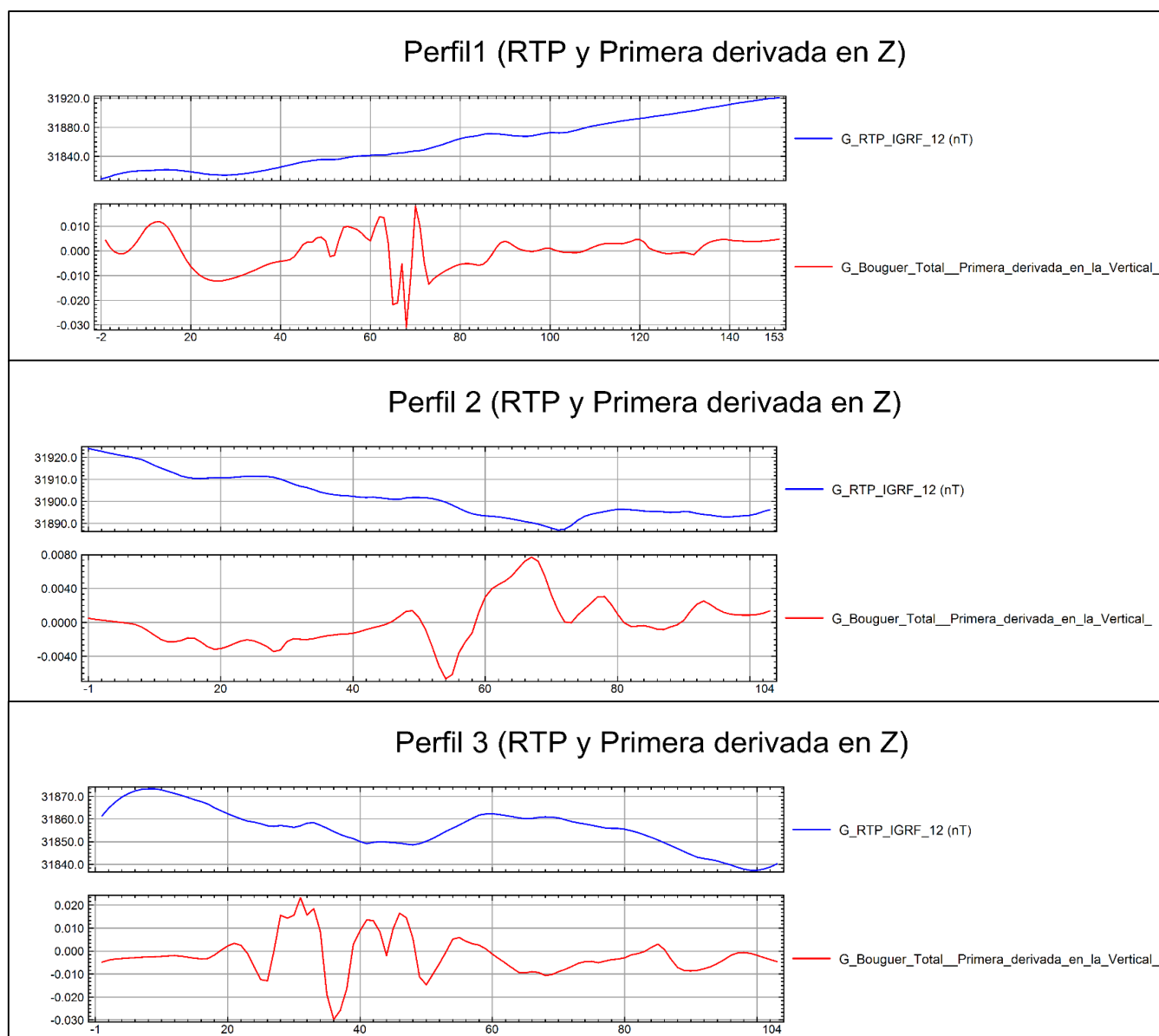


Figura 18. Resultados de la relación de *Poisson* para los perfiles 1, 2 y 3

para los picos identificados, y pueden sustentarse con los resultados obtenidos en los modelos de deconvolución de Euler y Werner para los perfiles 1, 2 y 3 (**figuras 12, 13 y 14**). Por otro lado, en el perfil 1, **figura 18**, los resultados de la primera derivada en la vertical y RTP presentan una leve relación que puede estar asociada a la baja respuesta electromagnética por parte de las estructuras presentes, de igual forma sucede en el segundo perfil hacia la zona central y posteriormente, en el tercer perfil en donde la parte central y también al final de la línea se observa una relación asociada a posibles estructuras ocultas que presentan anomalías evidentes, esto basado en el resultado de los datos obtenidos.

Los coeficientes de las bases de datos pueden ser consultados en los anexos del presente documento; esto con el fin de permitir al lector conocer los datos modelados para cada perfil. La **figura 19**, presenta los resultados de la relación de *Poisson* para los perfiles 4, 5 y 6 en donde se observa una serie de picos asociados a la respuesta del subsuelo. El perfil 4 muestra una similitud entre las curvas, las cuales se pueden relacionar a estructuras con formas definidas geoméricamente.

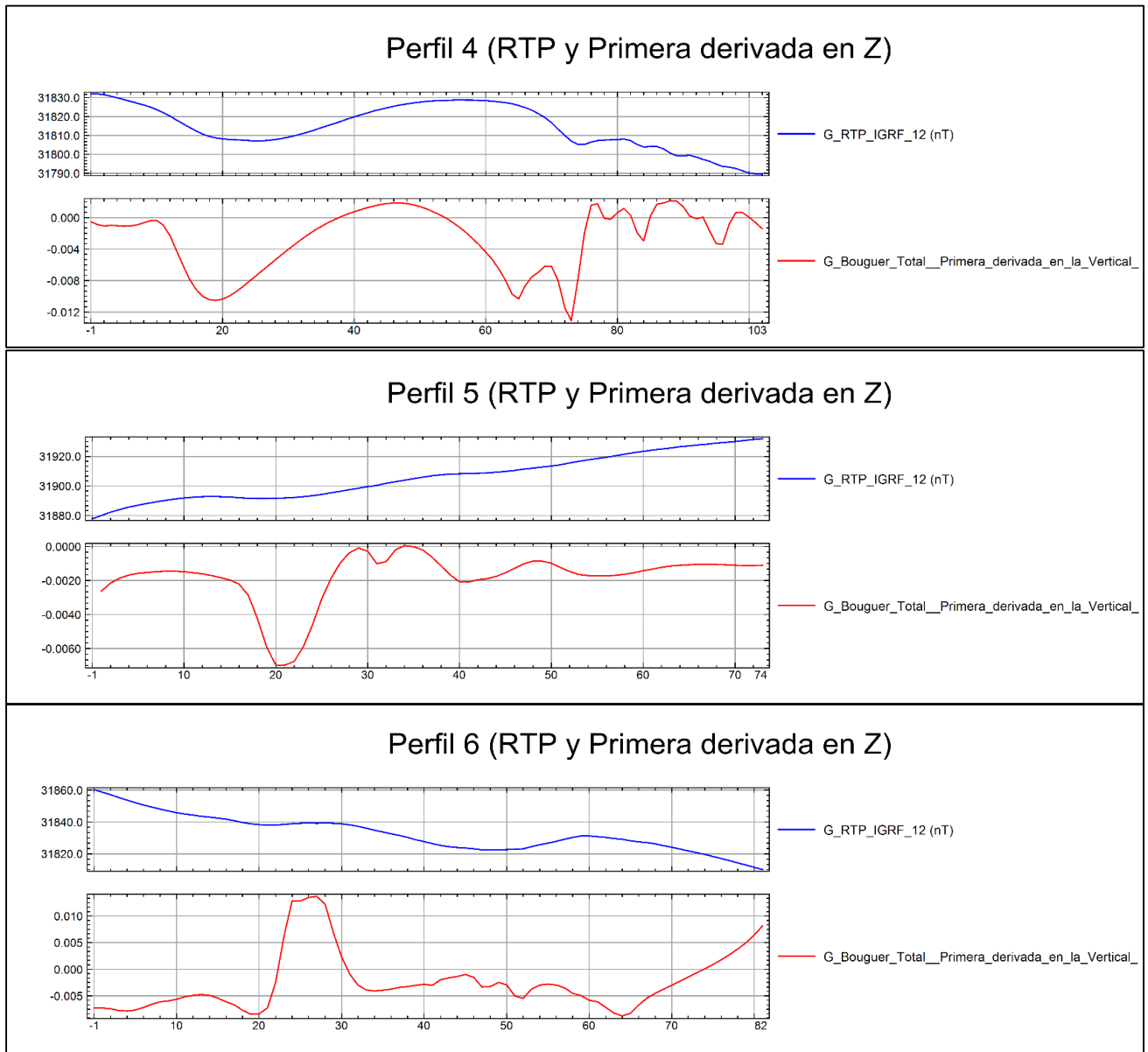


Figura 19. Resultados de la relación de *Poisson* para los perfiles 4, 5 y 6

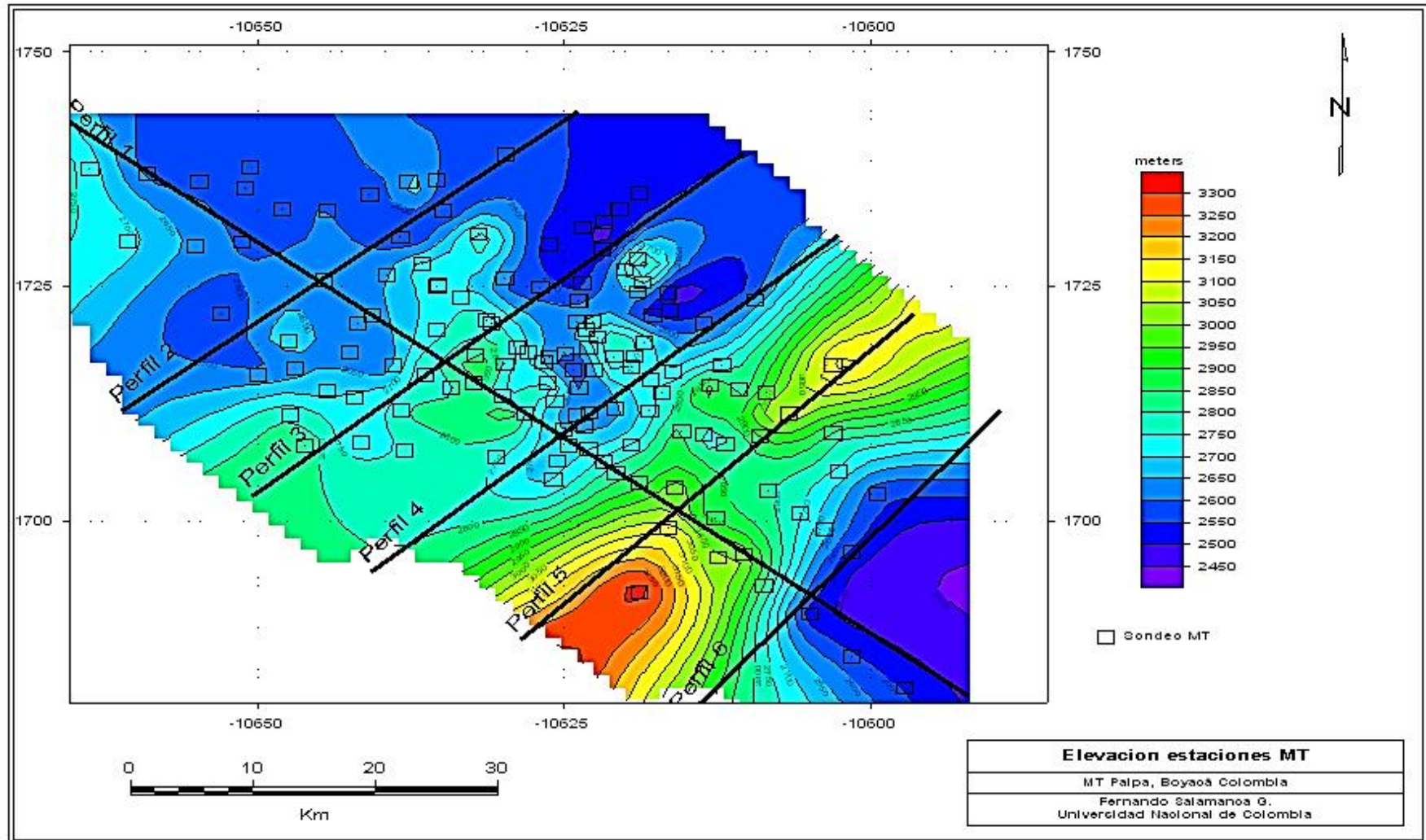
Algo similar sucede con el perfil 5, en dónde se puede observar algunas relaciones directas pero no tan pronunciadas, las cuales permiten generar interpretaciones entre los modelos geológicos presentes de la zona y la respuesta geofísica de los mismos.

Posiblemente se puede estar hablando de zonas de intrusiones calcáreas (formaciones de baja densidad en donde predomina el carbonato de calcio $CaCO_3$) que pueden generar éstos resultados o en su defecto, respuestas elevadas en la determinación del componente en profundidad relacionado a la primera derivada, como es el caso del perfil 6 de la **figura 19**, en donde podría intuirse una asociación a algún material anómalo con alta densidad, posiblemente una cuña basáltica u otro cuerpo intrusivo con relación directa a la respuesta presentada en el procesamiento de los datos.

12.4 Magnetotelúrica

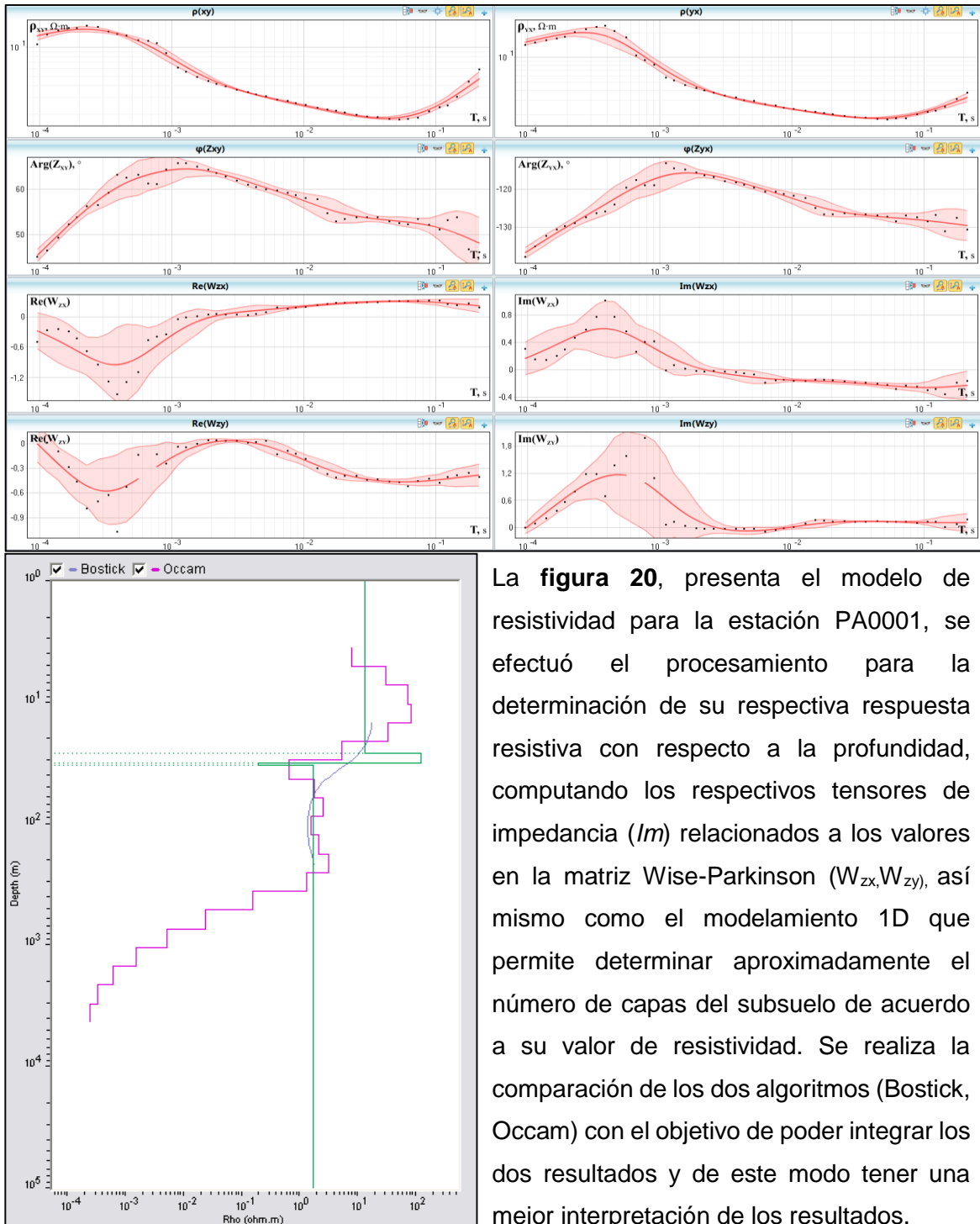
Con base en los sondeos referentes a la adquisición de datos de magnetotelúrica, se obtuvo información de 134 estaciones, las cuales fueron distribuidas en diferentes puntos del complejo volcánico de Paipa. Se aplicaron filtros referentes a eliminación de ruido (e.j frecuencias de 60 Hz para líneas eléctricas), correcciones estáticas y de dispersión con el fin de obtener una mejor agrupación de los datos; esto para cada estación. El **mapa 10**, presenta la distribución de estaciones MT (magnetotelúrica), de igual forma se observan los perfiles seleccionados y también las líneas de contorno referentes al modelo digital del terreno (MDT).

Cada una de las estaciones provee información respecto a valores de resistividad de los grupos geológicos presentes en el subsuelo, así mismo información de fase y periodo, la cual es útil para determinar la direccionalidad de los vectores presentes (campo eléctrico y magnético); de esta forma poder modelar en 1D los algoritmos de Occam, Constable *et al.*, (1987) y de Bostick (1977). También se implementó un proceso adicional el cual consiste en la ejecución de matrices de relación Wise-Parkinson, que permiten identificar respuestas anómalas de la componente vertical con respecto al tiempo, Vozar *et al.*, (2010), Adushkin *et al.*, (2013).



Mapa 10. Ubicación de sondeos MT y perfiles

Se procede con el análisis de los datos de cada una de las estaciones MT, con el fin de identificar el modelo de resistividad presente en el subsuelo que se relaciona con los grupos geológicos, de esta forma poder identificar la distribución de flujo de calor y de igual forma el gradiente térmico. Para efectos de reducción de volumen en el presente documento, solo se presentarán algunas gráficas y resultados del total de estaciones; los archivos **.EDI** originales de todas las estaciones y sus respectivos resultados se encuentran en el anexo digital.



La **figura 20**, presenta el modelo de resistividad para la estación PA0001, se efectuó el procesamiento para la determinación de su respectiva respuesta resistiva con respecto a la profundidad, computando los respectivos tensores de impedancia (*Im*) relacionados a los valores en la matriz Wise-Parkinson (W_{zx}, W_{zy}), así mismo como el modelamiento 1D que permite determinar aproximadamente el número de capas del subsuelo de acuerdo a su valor de resistividad. Se realiza la comparación de los dos algoritmos (Bostick, Occam) con el objetivo de poder integrar los dos resultados y de este modo tener una mejor interpretación de los resultados.

Figura 20. Modelo de resistividad para la estación PA0001

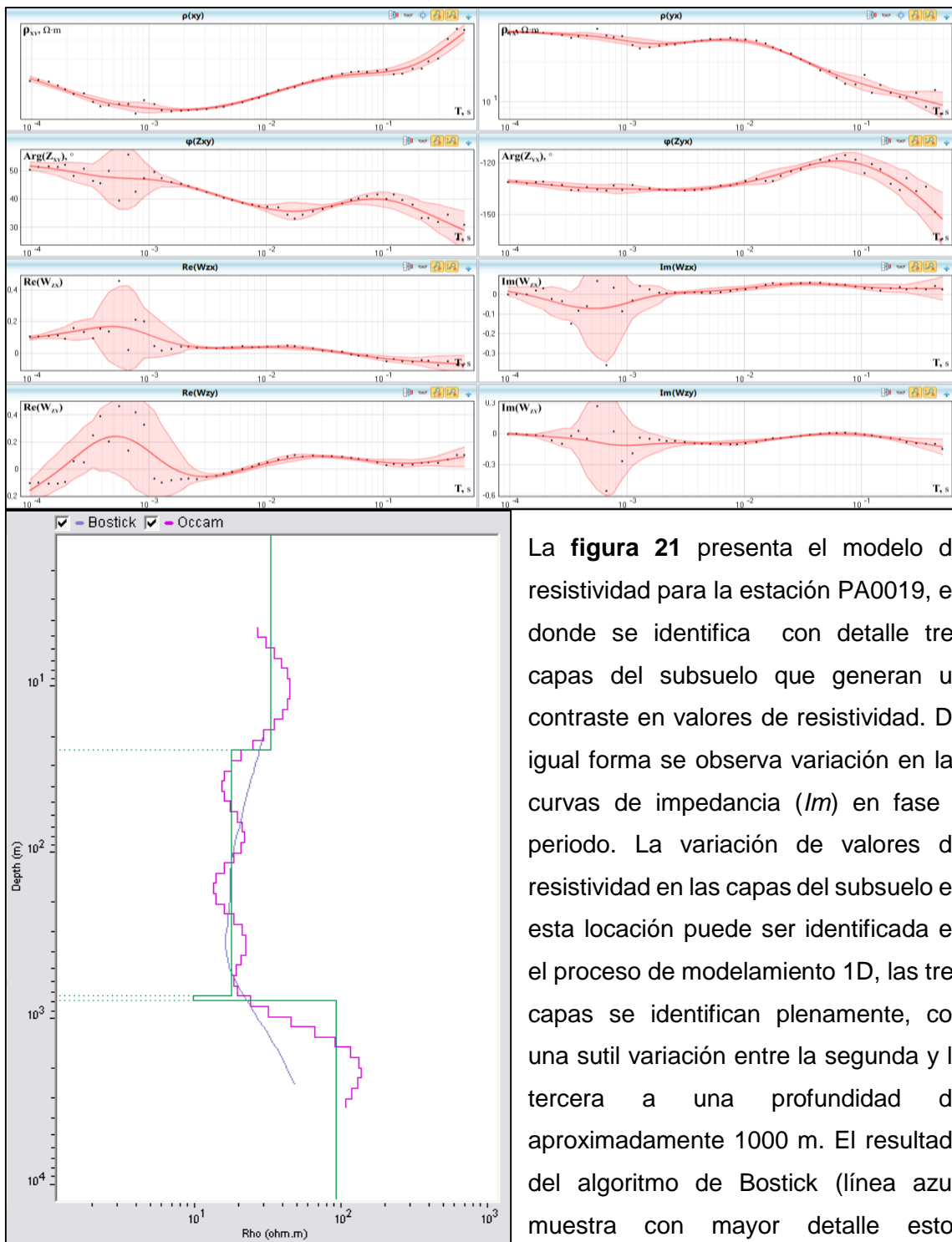


Figura 21. Modelo de resistividad para la estación PA0019

La **figura 21** presenta el modelo de resistividad para la estación PA0019, en donde se identifica con detalle tres capas del subsuelo que generan un contraste en valores de resistividad. De igual forma se observa variación en las curvas de impedancia (*Im*) en fase y periodo. La variación de valores de resistividad en las capas del subsuelo en esta locación puede ser identificada en el proceso de modelamiento 1D, las tres capas se identifican plenamente, con una sutil variación entre la segunda y la tercera a una profundidad de aproximadamente 1000 m. El resultado del algoritmo de Bostick (línea azul) muestra con mayor detalle estos cambios.

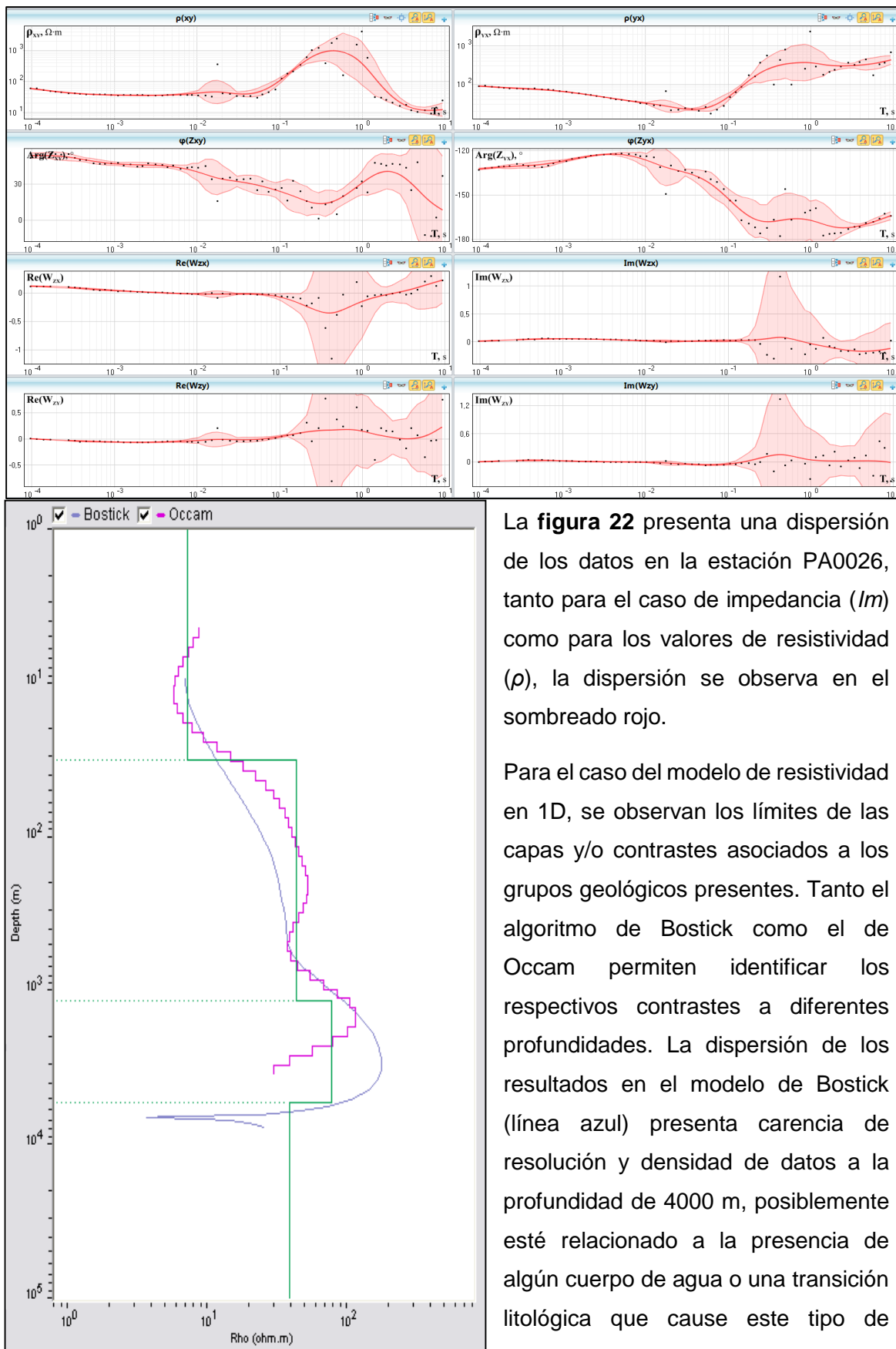


Figura 22. Modelo de resistividad para la estación PA0026

La figura 22 presenta una dispersión de los datos en la estación PA0026, tanto para el caso de impedancia (Im) como para los valores de resistividad (ρ), la dispersión se observa en el sombreado rojo.

Para el caso del modelo de resistividad en 1D, se observan los límites de las capas y/o contrastes asociados a los grupos geológicos presentes. Tanto el algoritmo de Bostick como el de Occam permiten identificar los respectivos contrastes a diferentes profundidades. La dispersión de los resultados en el modelo de Bostick (línea azul) presenta carencia de resolución y densidad de datos a la profundidad de 4000 m, posiblemente esté relacionado a la presencia de algún cuerpo de agua o una transición litológica que cause este tipo de respuesta.

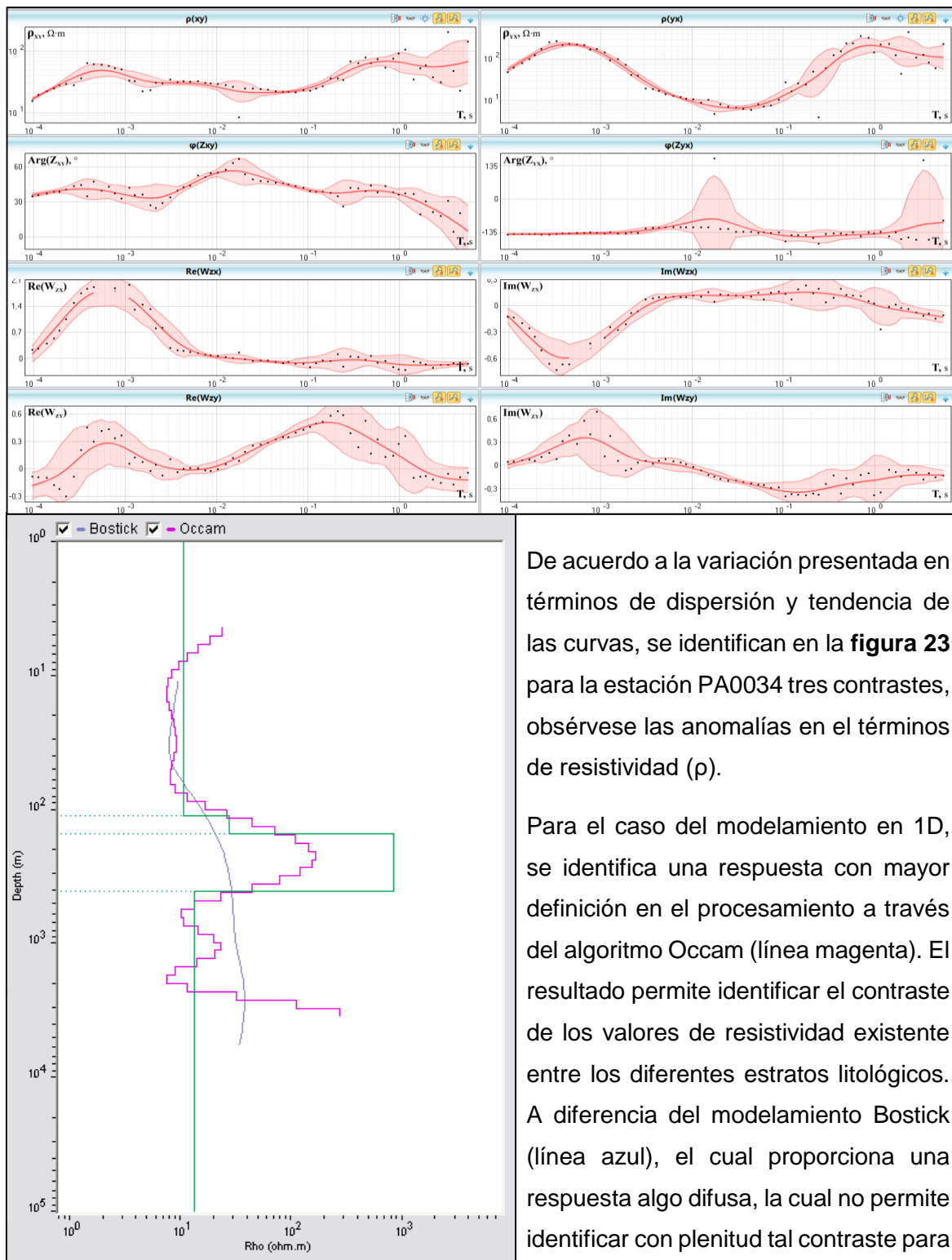


Figura 23. Modelo de resistividad para la estación PA0034

De acuerdo a la variación presentada en términos de dispersión y tendencia de las curvas, se identifican en la **figura 23** para la estación PA0034 tres contrastes, obsérvese las anomalías en el términos de resistividad (ρ).

Para el caso del modelamiento en 1D, se identifica una respuesta con mayor definición en el procesamiento a través del algoritmo Occam (línea magenta). El resultado permite identificar el contraste de los valores de resistividad existente entre los diferentes estratos litológicos. A diferencia del modelamiento Bostick (línea azul), el cual proporciona una respuesta algo difusa, la cual no permite identificar con plenitud tal contraste para este caso a mayores profundidades.

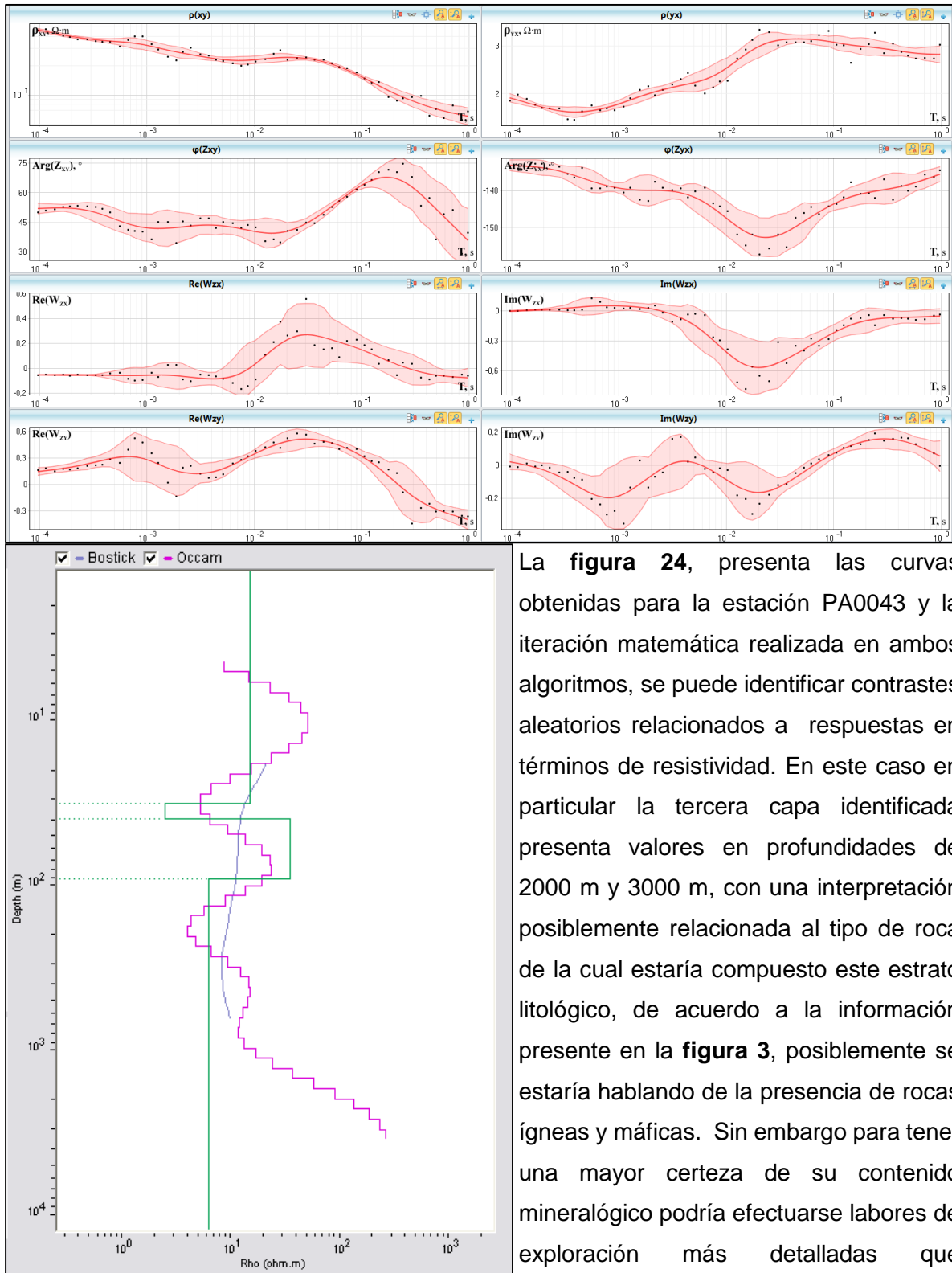


Figura 24. Modelo de resistividad para la estación PA0043

La **figura 24**, presenta las curvas obtenidas para la estación PA0043 y la iteración matemática realizada en ambos algoritmos, se puede identificar contrastes aleatorios relacionados a respuestas en términos de resistividad. En este caso en particular la tercera capa identificada presenta valores en profundidades de 2000 m y 3000 m, con una interpretación posiblemente relacionada al tipo de roca de la cual estaría compuesto este estrato litológico, de acuerdo a la información presente en la **figura 3**, posiblemente se estaría hablando de la presencia de rocas ígneas y máficas. Sin embargo para tener una mayor certeza de su contenido mineralógico podría efectuarse labores de exploración más detalladas que permitieran identificar la composición de tal material.

Con base a los perfiles trazados para el caso de los sondeos referentes a magnetotelúrica, se procedió a analizar la respuesta resistiva del medio. De los seis perfiles, el primero se tomó como perfil de control, por tal motivo es completamente perpendicular a los otros cinco. Véase el **mapa 10** para poder tener una dimensión del trazado. De acuerdo a lo anterior, a continuación se presentan las tomografías (perfiles 2D) de los respectivos procesos de inversión para cada caso.

Es importante mencionar que por cuestiones de tiempo en el procesamiento computacional, se realizaron únicamente veinte iteraciones para cada caso, realizando cálculos paralelos con respecto al error estimado; Esto permitió identificar en los perfiles una adecuada respuesta del medio. Los datos resultantes de registro del proceso se incluyen en el proceso de aprendizaje de la red neuronal, en los cuales se encuentran las tablas detalladas de los valores numéricos de los procesos de inversión de acuerdo al espectro de frecuencias analizado.

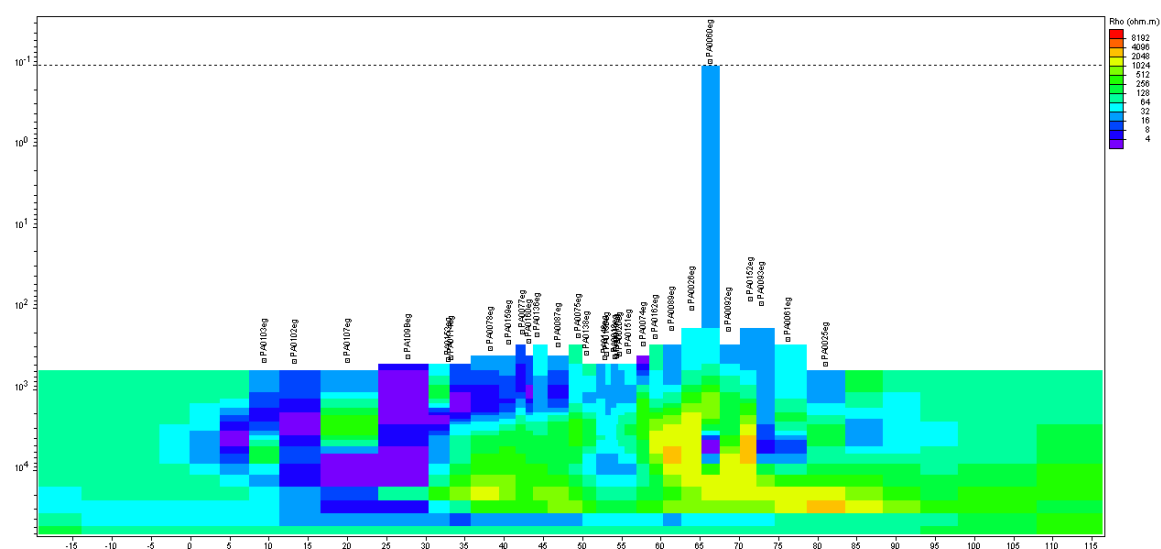


Figura 25. Resultados del proceso de inversión para el perfil 1 MT

El proceso de inversión del perfil 1, **figura 25** para el caso de magnetotelúrica, muestra las diferentes estaciones de sondeo involucradas, se logra observar una densidad de información fuertemente dominante en los rangos de profundidad de aproximadamente 2000 m hasta 4000 m respectivamente; abarcando en su totalidad la profundidad de investigación establecida (3000 m), identificando las estructuras que presentan valores

elevados de resistividad con rangos muy amplios, contemplando los diferentes estratos litológicos presentes en la zona. Con el fin de entender el modelo propuesto es necesario remontarse a las condiciones geológicas del complejo volcánico, las planchas adjuntas 171 A/B y 191, INGEOMINAS (2004) proporcionan al lector un contexto e información específica de la zona. Así mismo como la información asociada a las diferentes formaciones y su respuesta resistiva presentadas en la **figura 3**.

Los contrastes de valores de resistividad en el subsuelo encontrados en perfil 1, **figura 25**, pueden estar relacionados a la interacción de fluidos a través de los medios porosos presentes en los distintos estratos, estudios anteriores han abordado diferentes modelos de las aguas termales provenientes del sistema, demostrado por Alfaro (2002), Alfaro (2017), y estudiado su dinamismo a través de interpretaciones con apoyo de la geoquímica. Cabe anotar que el tema de modelamiento de fluidos aquí no se abarca con detalle, puesto que requiere de otro foco de investigación y otro tipo de lineamientos, pero sin embargo se enfatiza en las respuestas de valores de resistividad y temperatura, así mismo como las anomalías presentes en el medio.

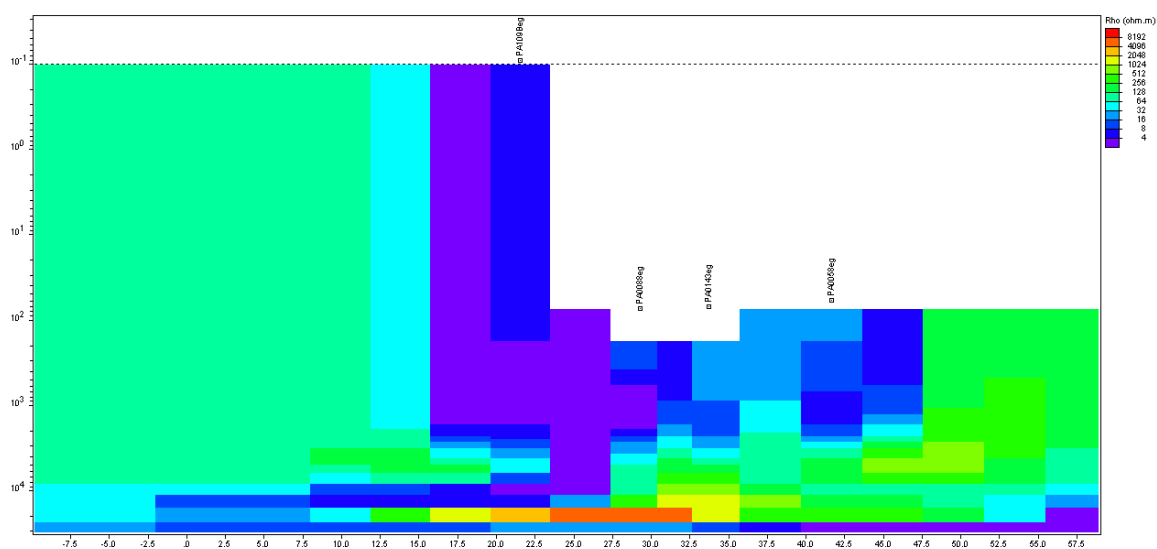


Figura 26. Resultados del proceso de inversión para el perfil 2 MT

El perfil 2, **figura 26** para el caso de magnetotelúrica aparentemente no presenta una elevada dispersión de los datos, se logran identificar unos límites bastante definidos con respecto a la respectiva respuesta de resistividad de los estratos presentes. Esta misma, se evidencia en los modelamientos 1D para las estaciones concernientes en este caso en

particular. El rango de resistividades se muestra bastante amplio, con una tendencia a presentar valores de medios a bajos correspondientemente de acuerdo a la escala de resistividad ($\Omega.m.$) presente en la parte superior derecha.

Grupos geológicos como la formación Guaduas (KPgg) que presentan valores de resistividad mayores a 5000 $\Omega.m.$, Franco (2012), Moyano *et al.*, (2014), aparentemente tienen poca presencia en el perfil 2, **figura 26**, a diferencia de formaciones como por ejemplo Labor y Tierna (Klt) y la formación Une (Ku), las cuales presentan valores de resistividad más evidentes y se observan con claridad en el resultado del proceso de inversión, con resultados que oscilan entre 32 $\Omega.m.$ y 1000 $\Omega.m.$

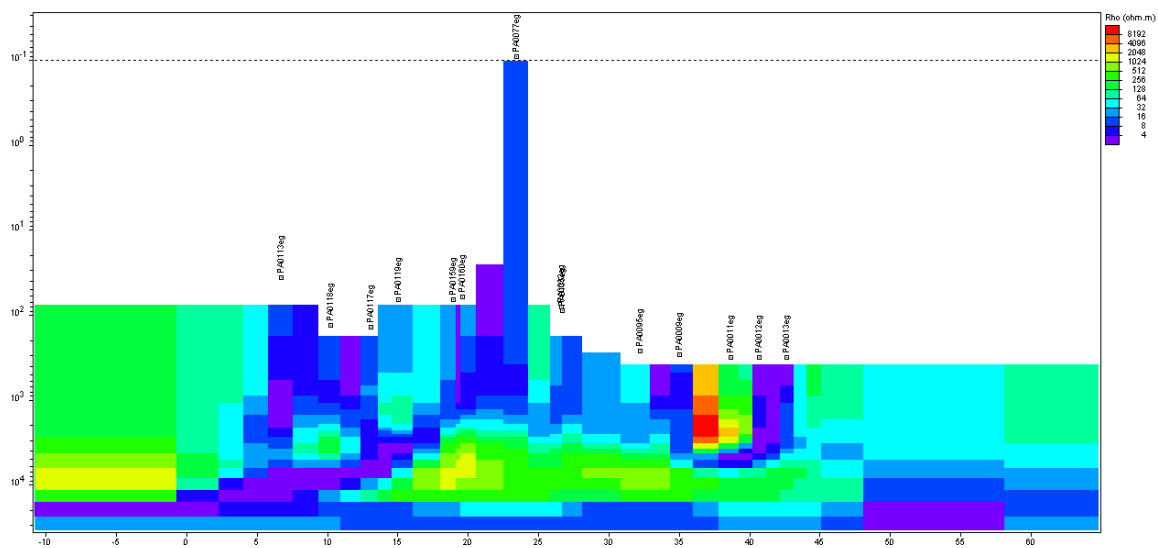


Figura 27. Resultados del proceso de inversión para el perfil 3 MT

De acuerdo con el resultado para el perfil 3, **figura 27**, se puede identificar un área que presenta una respuesta resistiva entre los intervalos medios de la escala de valores de resistividad ($\Omega.m.$), como otras variaciones en planos horizontales que pueden representar una importancia relevante. Probablemente la anomalía más marcada está asociada a las formaciones Une (Kt) y formación Bogotá (Pgb), con presencia de algunos niveles de limolitas, areniscas cuarzosas y shales que pueden presentar estos valores de resistividad o algunas rocas metamórficas independientes con mineralogía variada.

Por otro lado, es importante identificar los valores bajos de resistividad que se encuentran en secciones inferiores a la anomalía; en este espacio tal respuesta se puede relacionar a incrementos sustanciales de temperatura, teniendo en cuenta que los valores de resistividad también están en función no solamente del tipo de roca, sino que también del nivel de calor presente en la formación, puesto que a mayor temperatura, menores son los

valores de resistividad, demostrado por Morgan (1984) y matemáticamente por Cermak, *et al.*, (1987), siendo una relación inversamente proporcional en la mayoría de los casos.

En los valores presentados en los extremos de los perfiles en donde no se evidencia una estación de sondeo MT se efectuó una extrapolación de los resultados, para estas zonas específicamente más allá del rango de medición en el plano horizontal se realizó tal procedimiento a un máximo del 3% con el fin de no implicar altas discontinuidades en los resultados de los modelos de inversión.

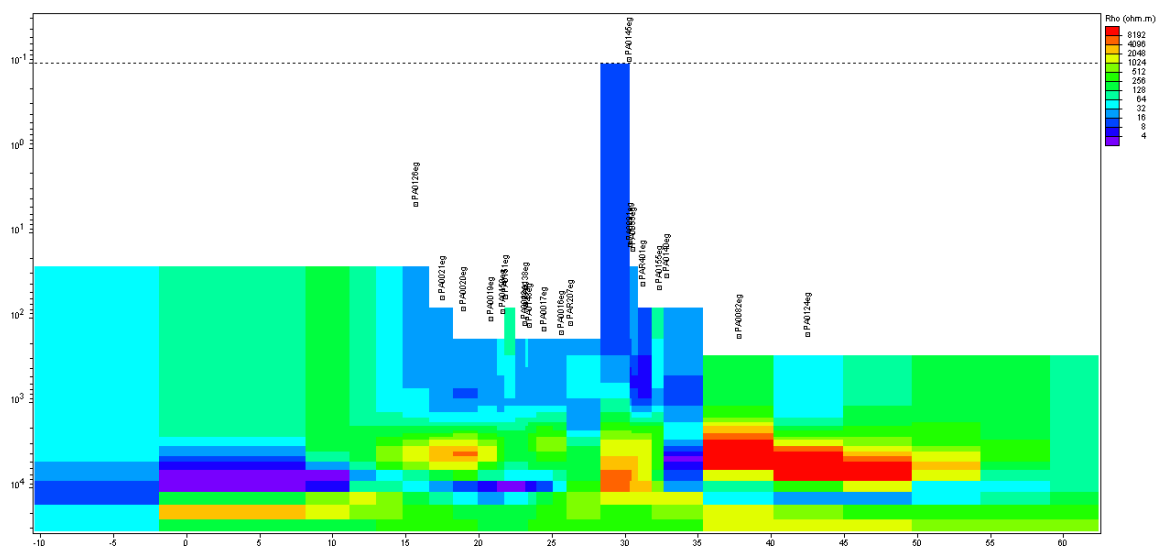


Figura 28. Resultados del proceso de inversión para el perfil 4 MT

El resultado del proceso de inversión para el perfil 4, **figura 28**, presenta una anomalía hacia el nororiente, con rangos de valores de resistividad altos comparados con su entorno; sin embargo otros puntos específicos tienen una respuesta similar en valores de resistividad, los cuales pueden tener relación directa con diferentes puntos de calor. Así mismo se evidencia que existen zonas con valores entre los rangos bajos y medios de acuerdo a la presente escala de resistividad, permitiendo identificar posibles estructuras ocultas asociadas al basamento cristalino pertenecientes al macizo de Floresta de acuerdo a Velandia (2015) y Ulloa *et al.*, (1976).

De la misma forma, presencia de basamento metamórfico con valores de resistividad mayores a 300 $\Omega.m$ que yace sobre bloques sedimentarios característicos de la zona, Renzoni *et al.*, (1983). Parte del contacto del perfil 4, **figura 28**, atraviesa las fallas de Cerro Plateado y Agua Tibia en la parte sur occidental; posiblemente las respuestas bajas de resistividad en esta zona se asocien a la emanación de aguas termales con iones de hierro (Fe) y calcio (Ca), Alfaro (2002), provenientes de posibles calderas ubicadas en espacios

subyacentes, esta interacción de fluidos y rocas a través de sus medios porosos generan diferentes valores que pueden ser interpretados de forma errónea, por tal motivo se requiere un amplio conocimiento de la geología de la zona, estudio de los estratos y sus respectivos componentes.

La anomalía de mayor interés presenta un techo de poco más de 2500 m en profundidad con una dimensión de 15 km en longitud aproximadamente, de acuerdo a lo mencionado con anterioridad, no es posible afirmar su composición, pero sí permite la especulación con respecto al grupo geológico presente; en este caso formaciones pertenecientes al Cretácico tales como la formación Conejo (Kc), Plaeners (Kpl) o Guaduas (KPgg), las cuales presentan valores de resistividad mayores a 5000 $\Omega.m$, siendo mayoritariamente rocas ígneas y metamórficas. De igual forma el modelo en secciones de esta zona permite asociar la respuesta a la aparente presencia de material no consolidado, como por ejemplo limolitas o gravas, Ulloa *et al.*, (1976).

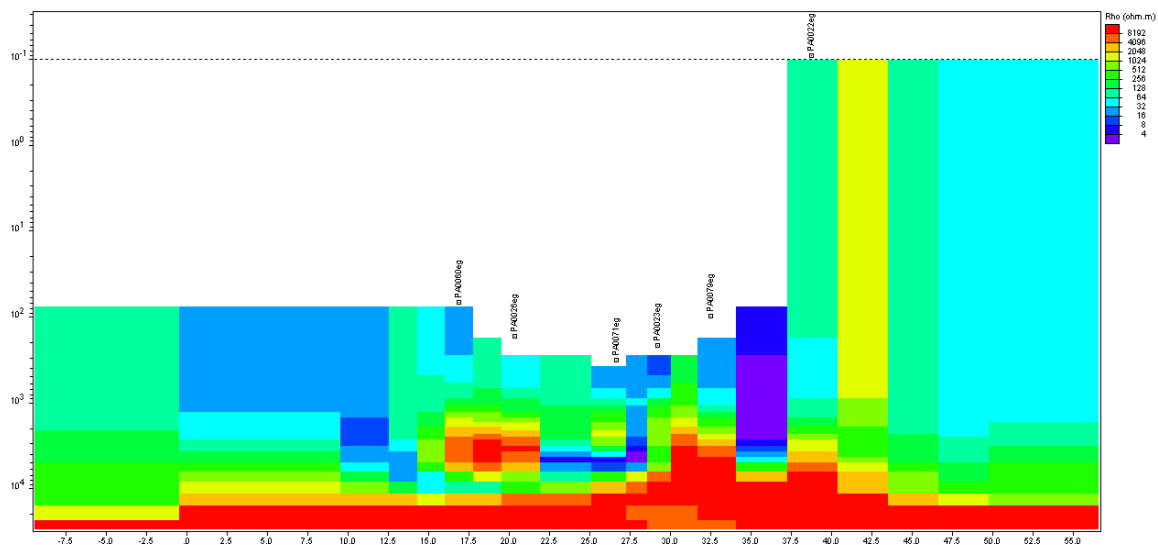


Figura 29. Resultados del proceso de inversión para el perfil 5 MT

Los perfiles 5 y 6 en las **figuras 29** y **30**, pueden ser analizados conjuntamente, se evidencia una fuerte respuesta en valores resistividad a partir de los 2700 m de profundidad, que aparentemente tiene una continuidad en dirección sur oriental en los dos perfiles. Nótese la amplia dominancia y distribución de la anomalía, abarcando valores por arriba de los 4000 $\Omega.m$, esta anomalía se va atenuando en el perfil 6, **figura 30**, hasta lograr valores medios. Esta respuesta puede estar asociada al tipo de roca presente (aparentemente un volumen de rocas ígneas y metamórficas) pero sin embargo, no puede inferirse un análisis detallado, puesto que el resultado presenta una alta discrepancia en los valores numéricos obtenidos. Para lograr identificar con mayor detalle las anomalías

presentes en cada uno de los perfiles se requieren realizar perforaciones profundas, el resultado podría corroborar lo mencionado en cuanto a composición del material rocoso, especialmente para el perfil 4, **figura 28**, al igual que para el caso del perfil 2, **figura 26**.

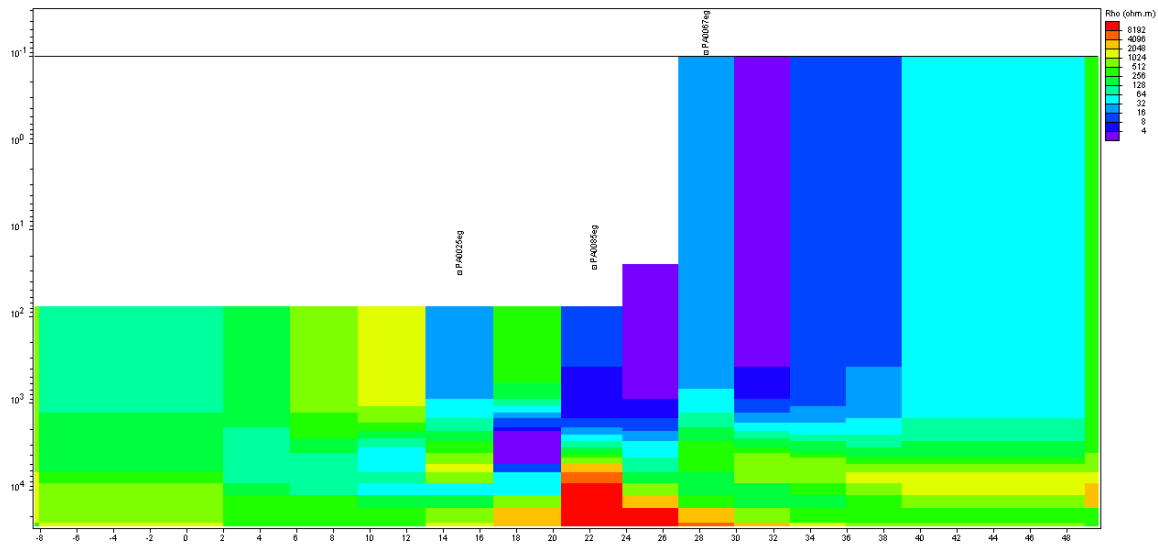


Figura 30. Resultados del proceso de inversión para el perfil 6 MT

Con el fin de tener una mejor comprensión de las anomalías presentes en todos los perfiles de MT, se procede a realizar un modelamiento 3D de los valores numéricos de resistividad obtenidos. Esto permite tener una mayor dimensión de los eventos a diferentes profundidades, que a partir de la red neuronal pueden relacionarse posteriormente al gradiente térmico. El modelo se compone de una sucesión de capas espaciadas por un factor $n=10$ que integran las diferentes respuestas y su respectiva relación para las posibles isotermas. Se realizó el modelamiento en base a la profundidad para tres grupos; el primero desde superficie hasta 350 m, el segundo hasta los 750 m y posteriormente el tercero hasta los 3000 m, los modelos pueden ser consultados en los anexos digitales adjuntos.

12.5 Modelamiento de isotermas a partir del algoritmo AgieINN

Se procede a modelar la distribución de variaciones térmicas de acuerdo a la dimensión del área de registro y posteriormente identificar las posibles isotermas presentes. Lo anterior con la información adquirida a partir de los modelos MT obtenidos para los seis perfiles, las deconvoluciones de Euler y Werner, de igual forma información de campo adquirida a través de SGC (2016), e investigaciones realizadas por Alfaro (2002),

especialmente en cuanto a temperaturas superficiales que provienen de manantiales en la zona de estudio.

Para realizar este procedimiento se implementa un algoritmo programado en lenguaje **C++**, que basa su desarrollo en el pronóstico de posibles respuestas a través de la metodología de redes neuronales aplicando las ecuaciones 20 y 21. Para la compilación de toda la información referente al modelo de isotermas, se procede con una serie de tablas que contienen los datos anteriormente modelados en formato **.dat** en donde se relacionan específicamente los siguientes parámetros.

- La respuesta resistiva obtenida con respecto a la escala de profundidad.
- El número de registros de temperaturas de algunos pozos perforados y sus respectivos valores.
- Los valores de relación identificados con los perfiles de magnetometría obtenidos, se incluyen los resultados de deconvolución de Werner y Euler.
- Los valores de resistividad y los valores del espectro de frecuencia presente en los archivos originales del sondeo de campo (**.EDI**).
- Las temperaturas superficiales de las aguas termales que han sido registradas en sondeos previos.
- Los resultados de los procesos de inversión para los seis perfiles de MT.

Lo anterior es un volumen de información grande, por ende se procedió a compilar los datos de acuerdo a sus respectivas características y connotaciones, esto con el fin de ingresar las tablas de forma organizada. Esto permite generar operaciones de cómputo segmentadas, de forma que el algoritmo efectúe un correcto aprendizaje de la relación presente en cada uno de los datos. La información ingresada en las tablas debe seguir diferentes parámetros de calidad, tales como reducción de datos y filtrado, al igual que los datos resultantes del proceso, haciendo énfasis en resultados equivalentes en un rango determinado, que tengan igual número de filas y columnas de información, con el principal objetivo de generar lineamientos estocásticos claros para su posterior análisis. De acuerdo a Warrick (1998), realizar modelos térmicos del subsuelo requiere ejecutar diversas iteraciones matemáticas en cuanto a modelos computacionales se refiere; esto permite tener una mejor precisión, así mismo lo enfatiza Du *et al.*, (2014), cuando se refiere al aprendizaje de modelos estocásticos para redes neuronales.

Uno de los aspectos importantes es tener correcta la relación entre temperatura y resistividad a partir de las ecuaciones 20 y 21, teniendo estos resultados se procede a compilar la información para generar el proceso de reconocimiento por parte del algoritmo. En esta etapa, se realiza la identificación de la información ingresada, normalmente sucede que se rechazan algunos datos que se encuentran fuera de rango, como por ejemplo, datos que presenten valores numéricos exagerados o son bastante disimiles y por ende fuera de lo común con respecto a los valores obtenidos en los anteriores procedimientos, esto como factor de calidad para el procesamiento respectivo.

Evitar datos erróneos permite una reducción en el tiempo de procesamiento, ya que evita que los nodos de la red efectúan operaciones adicionales (corroboración), que a su vez requieren de mayores recursos computacionales. En la etapa de entrenamiento se especifica la relación entre los datos de entrada y salida, para el presente caso se conocen los datos de resistividad, determinada a diferentes profundidades en donde no existen registros de temperatura, y por consiguiente los resultados de salida son la relación directa existente entre estas dos variables, esto posibilita que la red reconozca los resultados que se requieren, para de este modo poder realizar comparaciones.

Realizar pronósticos de temperatura a diferentes profundidades a través de la simulación de redes neuronales está directamente asociado a un error estimativo que genera el proceso de cómputo; si el error es bajo entonces esto revela respuestas más precisas. La arquitectura de la red artificial para la presente simulación se compone de dos capas de entrada, treinta neuronas ocultas con tres etapas de iteración y una puerta de salida, la **figura 31** explica la arquitectura utilizada.

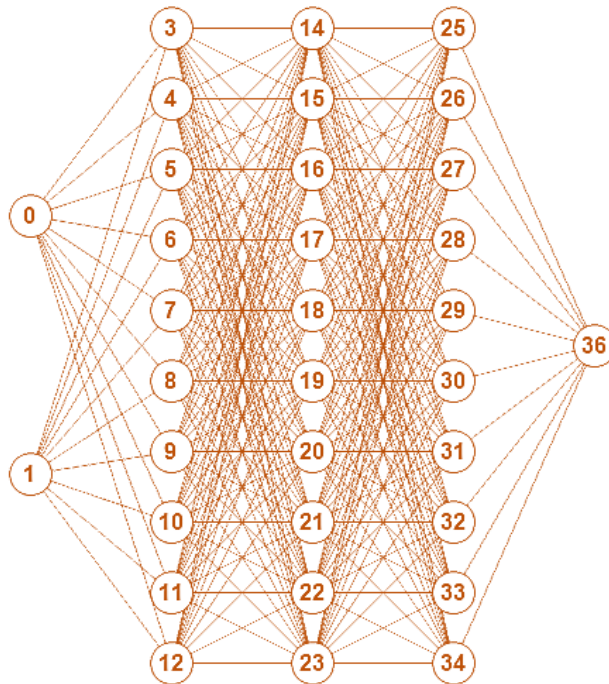


Figura 31. Arquitectura de la red neuronal implementada para el modelamiento de isotermas.

El número de neuronas y nodos utilizados en las redes neuronales tiene relación directa con la cantidad de iteraciones computacionales que lleva el proceso, tal y como lo indica Du *et al.*, (2014), analizando este aspecto en particular se realizaron diferentes pruebas con el fin de conocer la respuesta del ensamblaje. La relación entre el número de nodos, neuronas e iteraciones permite una respuesta más acorde del pronóstico de modelos con base a los registros reales adquiridos en campo. El tiempo de procesamiento de la información también se considera un aspecto clave para la presentación de los resultados, puesto que el modelo de isotermas para la presente tesis abarca un área de tamaño considerable, el factor de supresión se redujo al mínimo, de esta forma se puede tener un nivel de confiabilidad más alto en los datos arrojados por el algoritmo.

Internamente la red neuronal realiza operaciones estadísticas que relacionan las variables mencionadas con anterioridad de forma directa; a partir de esto genera un modelo predictivo que representa la respuesta del medio, de igual forma el proceso contiene regresiones lineales y operaciones que permiten reducir los tiempos de cálculo, Du *et al.*, (2014). Generar una red de operaciones matemáticas más elaborada con un número alto de nodos y neuronas no necesariamente garantiza que los resultados tengan una mejor certeza, en comparación con los datos reales a partir de perforaciones profundas

localizadas y objetivos específicos en el subsuelo. Modelos teóricos a partir de registros in situ en complemento con modelos indirectos permiten tener una visión más amplia de los procesos en el subsuelo.

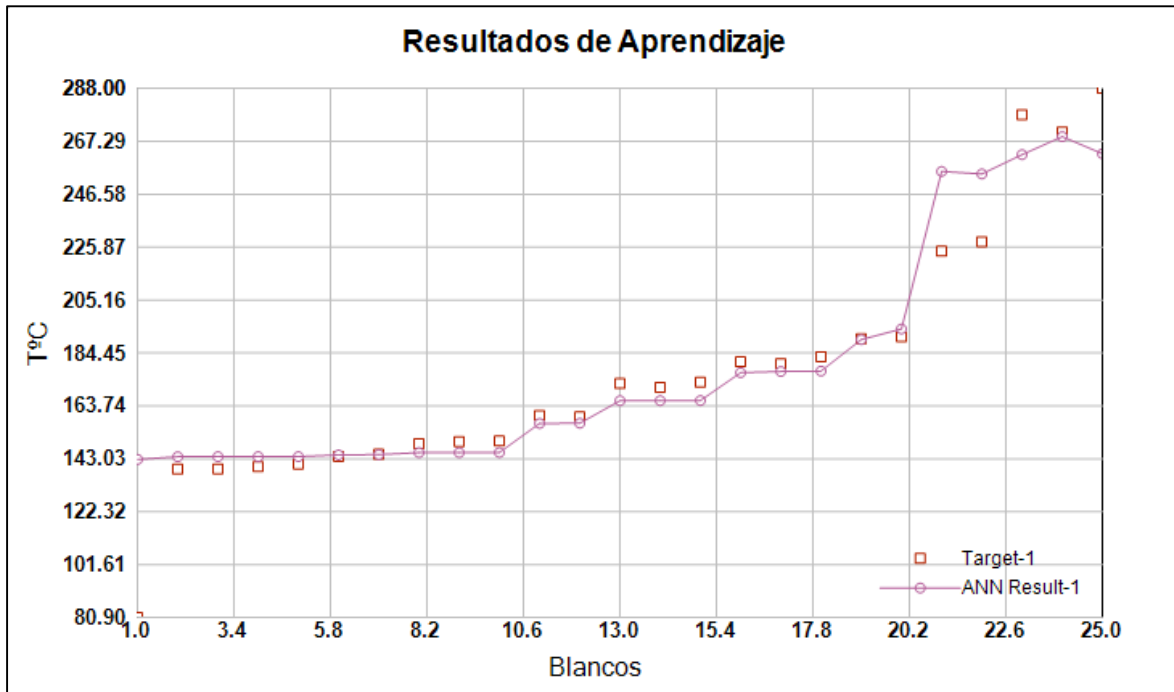


Figura 32. Relación de control entre blancos y temperatura (aprendizaje).

Para el caso de los resultados de aprendizaje a partir de relaciones de control entre blancos y temperatura, ver **figura 32**, se tomó como base registros presentes de perforaciones aledañas a la zona, manantiales termales en la zona de Olitas, El Batán, Falla Paipa-Iza y región del Durazno, algunos registros de geoquímica y extrapolación de datos con respecto a profundidades registradas con otras metodologías presentadas por diferentes autores con anterioridad tales como Alfaro (2002), y datos de calor radiogénico por parte de Rodríguez *et al.*, (2015).

Partiendo del hecho que la información en algunos casos es difusa y presenta sesgos, se procede a recopilar aquella que presenta mayor relevancia y así poder tener blancos importantes para incluirlos en el proceso de aprendizaje de la red neuronal; la información más relevante hace referencia a aquellos datos en donde se puede cotejar directamente la profundidad con la temperatura (registros a partir de geotermómetros en operaciones de perforación).

Prácticamente entre más volumen de datos disponibles concernientes a registros de resistividad, magnetometría, relaciones profundidad y temperatura, así mismo como respuesta térmica de isotopos presentes en el subsuelo (fuente de calor radiogénico), que

permitan alimentar el modelado, mucho más acertada será la respuesta y por ende menor el factor de error. Los datos proporcionados por el algoritmo presentan una tendencia de forma exponencial; esto se debe al número de iteraciones matemáticas para predecir un valor. Pruebas realizadas con mayor número de iteraciones confirman tal comportamiento de la gráfica.

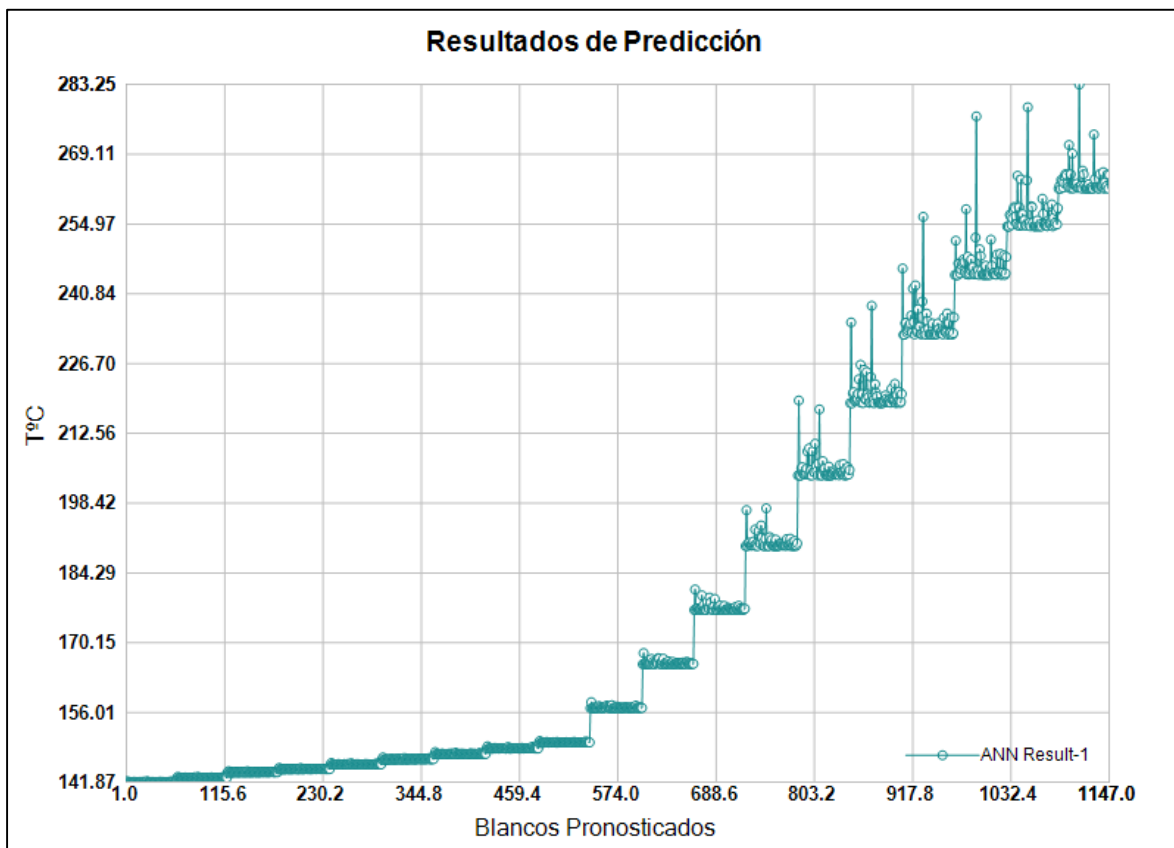


Figura 33. Resultados de predicción en términos de temperatura.

La **figura 33** presenta los resultados de predicción en términos de temperatura, para lograr estas deducciones se tomó en cuenta la información preliminar mencionada, Alfaro (2002), Franco (2012), Moyano *et al.*, (2014), Rodríguez *et al.*, (2015), así mismo como la compilación de los resultados de los procesamientos realizados anteriormente en el presente documento. De este modo la red neuronal ejecuta las operaciones matemáticas de cotejo entre los registros de resistividad en función a la respuesta magnética, su respectiva profundidad y la relación respectiva a partir de la ecuaciones 20 y 21, todo lo anterior en conjunto con el fin de obtener los resultados más adecuados y así poder realizar el respectivo modelo de isotermas para el área en cuestión.

Nótese una serie de picos relacionados a datos solitarios que se encuentran por arriba del valor medio; estos datos en particular no harán parte del modelo general ya que no representan valores significativos y generan una discrepancia numérica con información por fuera de los rangos en los registros de campo.

El volumen de datos resultante es bastante elevado y puede ser consultado en los anexos; contiene información en formato **.dat** y **.prn** que relacionan las operaciones internas de la red, en donde se identifican los pronósticos realizados y las diferentes tablas numéricas. Teniendo la respuesta adecuada en orden con los principales objetivos del presente trabajo, se procede a realizar modelamientos gráficos de la información obtenida, esto permite visualizar espacialmente la distribución de isotermas presentes en el subsuelo, con su respectivo gradiente y representación vectorial de temperatura.

Esta compilación permite de igual forma realizar posteriores análisis en el dominio de la profundidad y a la vez generar complementos para estudios realizados por Alfaro (2017) y Moyano *et al.*, (2014). La **figura 34**, presenta un modelo espacial con sus respectivas tonalidades asociadas a las temperaturas obtenidas mediante la red neuronal; temperaturas por arriba de los 120 °C, las cuales permiten un aprovechamiento económico respecto a la generación de energía eléctrica, de acuerdo a Okandan (1987) estos sistemas son de alta temperatura y su aporte es considerable para hacer perforaciones piloto e inyecciones de agua, con el fin de obtener vapor a alta temperatura y presión que a partir de turbinas y sistemas recíprocos se logre transformar la energía mecánica en energía eléctrica.

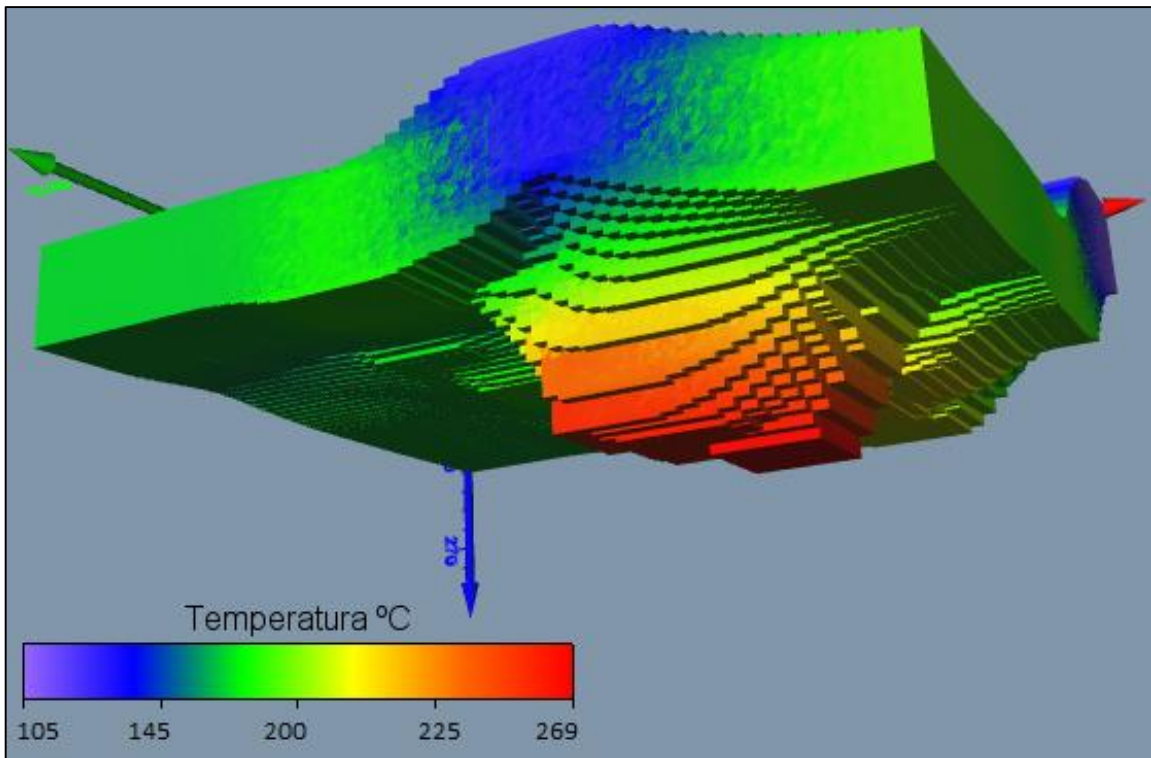


Figura 34. Modelamiento de isothermas en graficación Voxel

Para realizar una representación adecuada de los eventos obtenidos, se procede a constituir un modelo volumétrico a partir del uso de MatLab, Mathworks (2019) y sus módulos de graficación Voxel; esto permite identificar con mayor detalle las variaciones de temperatura presentes en las estructuras ocultas; ya que logra diferenciar los cambios cuadro a cuadro y de esta forma asociarlos a los diferentes estratos litológicos presentes. No se incluyen líneas de contornos con el fin de evitar saturar de información este modelo preliminar, los contornos son incluidos en los próximos modelos gráficos que si contemplan las líneas de flujo térmico. De igual forma en el anexo presenta un video del modelo general que muestra la respuesta térmica del subsuelo observándose la distribución de isothermas.

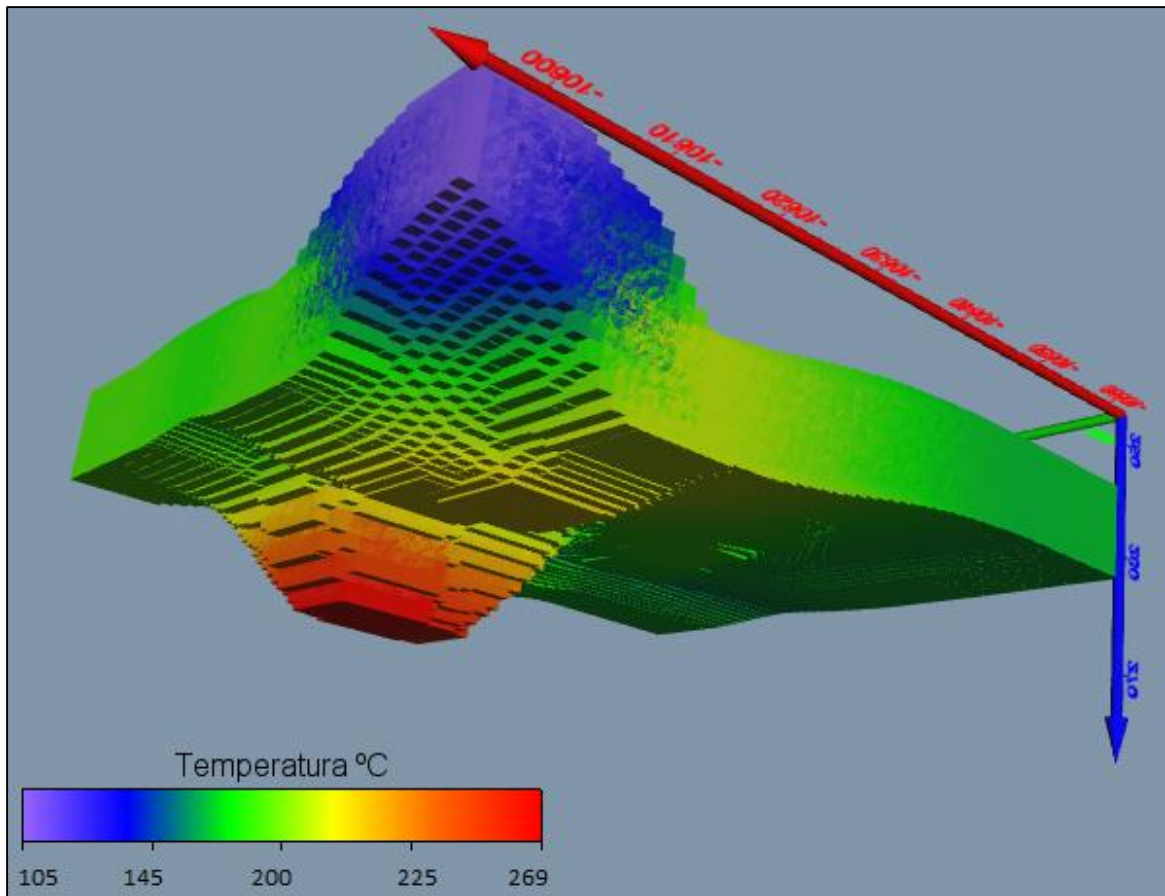


Figura 35. Modelamiento de isotermas en graficación Voxel SE-NW

Se identifica una escala de temperatura que inicia en 150 m de profundidad, con temperaturas asociadas posiblemente a la presencia de cámaras magmáticas como se observa en la **figura 35** o conductos de material caliente provenientes de las mismas. La existencia de estas cámaras magmáticas no es posible afirmarlo, ya que para ello es necesario realizar modelos a mayores profundidades de acuerdo a González *et al.*, (2008), la fuente de calor identificada en las zonas del Durazno, El Molino, falla de Canocas, falla del Bizcocho y la falla del Batán, proviene de una serie de rocas ígneas, especialmente aquellas provenientes de la formación Guaduas (KPgg) en contacto con otros grupos geológicos, que a través de las fallas mencionadas permiten la circulación de fluidos hidrotermales.

Formaciones como Plaeners (Kpl) y Tibabosa (Kt) de acuerdo a, SGC (2016), son formaciones porosas compuestas principalmente de cuarzo arenitas y conglomerados de poca compactación, que permiten la circulación de fluidos calientes a través de su estructura, así mismo formaciones como Conejo (Kc) y Cucho (Cc), que de acuerdo a Ferreira *et al.*, (1988) , Ulloa *et al.*, (1976), presentan estructuras litológicas de mayor

compactación, probablemente permitiendo funcionar como paredes de sello en las estructuras calientes.

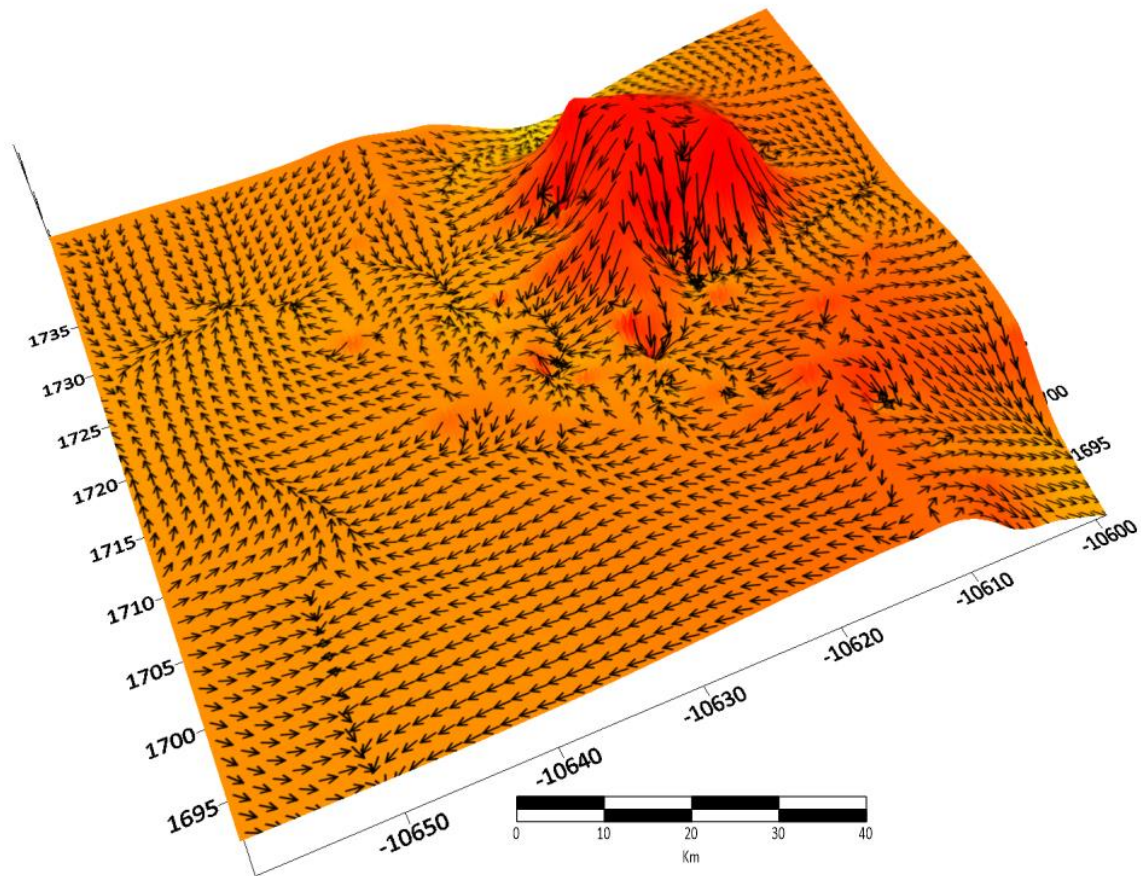


Figura 36. Modelamiento del flujo de calor.

De acuerdo a la información anterior y los datos numéricos que componen cada uno de los modelos Voxel, se procede a realizar un modelo general del flujo de calor; el cual se define como el flujo de densidad de temperatura por unidad de área y por unidad de tiempo, siendo un vector con dirección y magnitud, Matzner *et al.*, (2001). Este modelo ha sido invertido en sus ejes, principalmente el eje Z con el fin de tener una mejor visualización de dicha respuesta, especialmente en el punto del Durazno en donde posiblemente se encuentra la cámara magmática. Se logra identificar zonas en donde divergen y convergen los vectores de flujo de calor; nótese la posible fuente, la dirección y magnitud del flujo y el contraste que este muestra con respecto a los otros componentes del plano (fallas geológicas).

constante y de esta forma obtener datos que permitan realizar un modelo directo de la dinámica en el subsuelo del complejo volcánico de Paipa. Sin embargo el modelo preliminar aquí presente, permite comprender la dinámica de los fluidos calientes en zonas de aprovechamiento geotérmico, permitiendo un posterior uso para futuros estudios exploratorios en esta área.

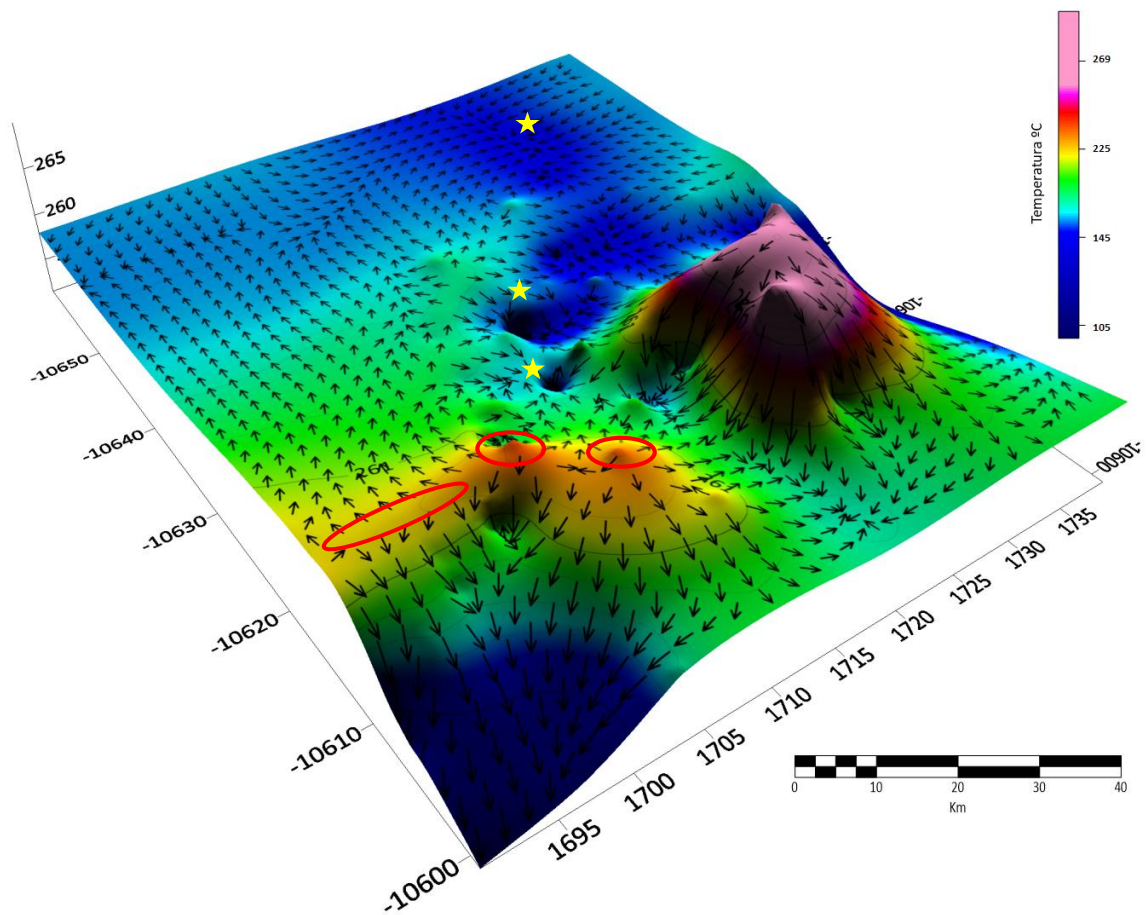


Figura 38. Locaciones sugeridas para futuras perforaciones exploratorias.

Se complementa el análisis con la inclusión de los respectivos contornos a los modelos de flujo vectorial, a partir de esto identificar las anomalías de forma gráfica. Además del contorno de temperatura, se observan una serie de puntos (elipses de color rojo), **figura 38**, en donde existen temperaturas medias y algunas bajas con respecto al gradiente térmico. Para el caso de las temperaturas relativamente bajas, se puede atribuir éste fenómeno a la presencia de elevaciones orográficas del terreno, especialmente en los

contornos de las elipses rojas observadas, estas elevaciones pueden ser corroboradas con la topografía y los modelos de elevación digital del terreno presentados anteriormente.

Los puntos específicamente marcados con la viñeta (★) ubican zonas de interés, en donde los vectores de flujo de calor convergen presentando tres anomalías en el rango de temperaturas medias; puntos los cuales pueden ser útiles para futuros trabajos de exploración. Para este caso en particular, se propone la existencia de una intrusión térmica posiblemente proveniente de algún flujo plutónico profundo que ha presentado enfriamiento, o muy seguramente no en contacto directo con las cámaras magmáticas. Estas tres anomalías en conjunto con aquellas identificadas con las elipses rojas pueden aportar información relevante respecto a la dinámica del sistema geotérmico. Incluir estudios de geoquímica respecto a la composición granulométrica y mineralógica en estas seis locaciones a partir de perforaciones profundas puede aportar información al modelo de la red neuronal, ya que el calor radiogénico proveniente de uranio (U238, U235), torio (Th 232) y del potasio (K40) presente en los diferentes estratos proporciona contrastes en el gradiente térmico a diferentes profundidades.

13 Conclusiones

De acuerdo al área seleccionada perteneciente al complejo volcánico de Paipa e información previa referente a datos geofísicos, se logró generar un modelo de isotermas con sus respectivas anomalías térmicas para tres mil metros de profundidad. Con base al modelo de isotermas, se identifica un rango de temperaturas en algunos sectores por arriba de los 120 °C. Esto convierte al complejo volcánico en una zona con alto potencial de aprovechamiento económico en cuanto a generación de energía eléctrica se refiere.

Zonas de deformación entorno a las fallas del Batán, Hornito, Canocas y el Bizcocho presentan puntos en donde existe convergencia y divergencia de vectores asociados al flujo de calor. De acuerdo a los perfiles para deconvolución Werner y Euler número 1,3 y 5, **figuras 12, 14 y 15** que atraviesan esas zonas directamente, es posible afirmar la incidencia de estructuras ocultas que influyan en la dinámica de fluidos en estos puntos, especialmente en medios porosos a profundidades en los intervalos para el perfil 1 entre 1550 m y 2250 m, para el perfil 3 entre 1500 m y 2300 m, para el perfil 5 entre 750 m y 2000 m.

Para identificar grupos geológicos como Guaduas (KPgg), Conejo (Kc), Churuvita (Kch) entre otros presentes, la relación de los modelos unidimensionales Occam-Bostick fue fundamental ya que a partir de éste se logró ubicar zonas de transición, además de los respectivos valores de resistividad para cada uno de ellos. Para el caso de los perfiles resultantes de MT, estos modelos unidimensionales permitieron realizar calicatas que identificaran las diferentes anomalías presentes en el subsuelo del complejo volcánico, logrando posteriormente la generación del modelo general de isotermas.

La geología estructural del complejo volcánico tiene relación directa con las anomalías térmicas presentes en el subsuelo. Fallas como la de Canocas, Paipa-Iza o el Batán permiten el intercambio de fluidos calientes y además sirven como estructuras de sello que delimitan el campo geotérmico. Los modelos de resistividad presentados permiten identificar zonas de transición en donde estos fluidos presentan dinamismo; de igual forma se identifica en el modelo vectorial de flujo de calor, puntos en donde existe convergencia y divergencia, además de su respectiva dirección y magnitud.

El uso de unidades Voxel a partir de resultados adquiridos con la red neuronal, permite identificar el gradiente térmico en zonas aledañas a las diferentes fallas; para el caso específico de Canocas, Hornitos, la zona del Durazno y el Batán. Además el aporte del modelo Voxel también permitió conocer el flujo de calor y su respectiva representación

vectorial (dirección y magnitud) ubicada en las diferentes fallas y estructuras ocultas del modelo geológico.

La zona nororiental del modelo de isothermas del complejo volcánico de Paipa contempla secciones en donde el gradiente térmico es difuso, incluso presenta temperaturas que son discordantes con los valores medios del modelo general. Esta situación posiblemente se deba a los resultados del procesamiento para el caso del modelo geomagnético y la relación de los mismos resultados con las deconvoluciones de Euler y Wener. Para tener un modelo más preciso de tal anomalía es necesario incluir en la red neuronal datos de geotermómetros y de resistividad de perforaciones profundas, mayores a 4000 m así mismo poder generar extrapolación de datos y alimentar con mayor volumen de información el modelo final de isothermas.

14. Recomendaciones

Con el fin de integrar un modelo de isothermas con mayor alcance tanto en profundidad como en resolución, se sugiere combinar otros métodos geofísicos y sus respectivos procesamientos, como puede ser el caso de VSPs en los pozos perforados con anterioridad por los diferentes entes involucrados, como de igual forma la sísmica de reflexión e integración directa con sismología. Esto permitirá un complemento de futuros estudios teniendo a su vez un espectro amplio relacionado a las anomalías estructurales en términos de tectonofísica e inclusión de dinamos tectónicos, para la relación manto-corteza de la zona respectivamente y a partir de ésta realizar modelamientos térmicos con mayor detalle y profundidad.

Para el caso de las zonas identificadas como focos puntuales referentes a blancos de perforación de acuerdo a los resultados presentados en cuanto al procesamiento de gravimetría, especialmente la anomalía total de Bouguer y sus respectivos perfiles en primera derivada, se sugiere efectuar una serie de sondeos con profundidades superiores a 4000 m, o en lo posible que sobrepasen los límites de basamento; esto con el fin de adquirir información detallada respecto al gradiente térmico y de este modo lograr extrapolar el presente modelo de isothermas en términos de profundidad, los puntos en donde se sugieren estas perforaciones son:

Este (m)	Norte (m)	Elevación (m.s.n.m)
1117987	1111831.8	2628.45
1117268.2	1121864.7	2671.2
1124279.3	1113778.7	2950.75
1117833.2	1128660.3	2703.12
1105919.2	1121468.8	2802.84

Tabla 4. Puntos de perforación sugeridos

La ubicación de los puntos presentados en la tabla 4 está de acuerdo a los contrastes y anomalías encontrados en el análisis estocástico de los puntos de calor; de igual forma ésta información también es útil para delimitar y generar una cartografía detallada del campo geotérmico.

Se recomienda hacer énfasis en identificar con mayor detalle (en términos de profundidad y gradiente térmico) la geoquímica referente a la generación de calor radiogénico y la relación directa de isotopos de potasio (K), torio (Th), uranio (U) presentes en las fallas del Batán, Canocas, Hornitos y la zona del Durazno, ya que pueden proporcionar información importante que alimente la red neuronal, incluso sería posible enfocar un estudio detallado a cada una de estas fallas y de este modo entender desde otro punto de vista el dinamismo presente en el subsuelo de estas zonas en específico.

Bibliografía

Adushkin V., Spivaka A., Gorbunova E., Ryabova S., Kharlamov V. (2013) Synchronous Variations in the Earth's Magnetic Field and Groundwater Level, Doklady Akademii Nauk, Moscow, Russia.

Alfaro (2002) Aplicación de técnicas isotópicas a la exploración geotérmica, geoquímica del sistema geotérmico de Paipa, Servicio Geológico Colombiano SGC, Bogotá Colombia.

Alfaro (2017), Actualización del modelo conceptual del área geotérmica de Paipa, Servicio Geológico Colombiano SGC, Bogotá Colombia.

Anderson D.L (1989) Theory of the Earth, Balckwell scientific publications, Caltech, CA, U.S.A

Barbosa V.C, Silva J.B, Medeiros W.E (1999) Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution, Geophysics, VOL. 64, NO. 1, Petropolis, Brazil.

Baver, L.D, W.R. Gardner and W.H. Gardner. (1972) "oil Physics. J. Wiley. New York. (Traducción castellana: Física de suelos. Uteha, México, 1973).

Baker, R. Desai, C.S (1984) Inducted anisotropy during plastic straining, department of civil engineering, Haifa, Israel.

Blanco, J.J, D. Tomé, M. Ramos, G. Vieira, S. Gruber, C. Hauck, and M. A. Hidalgo, (2007) Active layer apparent thermal diffusivity and its dependence on atmospheric temperature (Livingston Island, Maritime Antarctic),. U.S. Geological Survey and the National Academies; USGS OF-2007-1047, Extended Abstract 210.

Bostick, F.X. Jr (1977) A simple and almost exact method of MT analysis, Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration, Snowbird, Utah, U.S.A

Boussingault, J.B (1851) Economie rurale considérée dans ses rapports avec la chimie, la physique et la météorologie. Deuxime edition. École de medicine, Paris, France.

Buitrago C, Barbosa H. (2016) Estimación del nivel freático del municipio de Paipa Boyacá, a partir de imágenes satelitales y datos de medición geoeléctrica, analizando la multitemporalidad de variaciones hidrológicas, Universidad distrital Francisco José de Caldas facultad de ingeniería catastral y geodesia. Bogotá, Colombia.

Bundschuh, J. Suárez, M.C (2010) Introduction to the Numerical Modeling of Groundwater and Geothermal Systems Fundamentals of Mass, Energy and Solute Transport in Poroelastic Rocks, CRC Press, Boca Raton FL, U.S.A

Burdine, N.T.,(1953) Relative permeability calculation from size distribution data, Journal of Petroleum Technology, Texas, U.S.A

Cardozo R., Vargas L. (2015) "Estudio geoelectrico a partir de método SEV para la modelación de acuíferos en los sectores de Iza, Cuitiva y Firavitoba departamento de Boyacá". Universidad pedagógica y tecnológica de Colombia (UPTC) facultad seccional Sogamoso escuela de ingeniería geológica. Sogamoso, Colombia.

Cermak, V., Laštovičková, M. (1987) Electrical Properties of the Earth's Mantle, Ed Springer, New York, NY, U.S.A

Cordell, L., Grauch V.J.S (1985) Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico, SEG journal Tulsa, Oklahoma, U.S.A

Constable S., Parker R., Constable C. (1987) Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding. Geophysics, VOL. 52, Society of Exploration Geophysics, Washington DC, U.S.A

Du K-L., Swamy M. N. S. (2014) Neural Networks and Statistical Learning, Springer London Heidelberg, London UK.

Enusa-Ian. (1979). Informe Contrato I. Proyecto III: Paipa, Bogotá, Colombia.

Faulkner, T. (2006) Limestone dissolution in phreatic conditions at maximum rates and in pure, cold, water. British Cave Research Association, University of Huddersfield, Huddersfield, UK.

Ferreira P., R. Hernández, (1988) Evaluación geotérmica en el área de Paipa, basada en técnicas isotópicas, geoquímica y aspectos estructurales, Tunja, Colombia.

FitzGerald, D., Reid, A., McInerney, P., (2004) New discrimination techniques for Euler deconvolution. Comput. Geosci. 30, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

Flóvenz O.G., Georgsson L.S, Arnason K. (1985). Resistivity structure of the upper crust in Iceland. Journal of Geophysical Research Vol 90, Golden, CO U.S.A

Franco (2012) Prospección geoeléctrica en los alrededores del volcán de Paipa, Boyacá, Servicio Geológico Colombiano SGC. Bogotá Colombia.

Fuentes C., Brambila F, (2001) Modelación fractal de la conductividad hidráulica de los suelos no saturados, Ingeniería hidráulica en México, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Morelos, México.

Garzón, T. (2003) Geoquímica y potencial minero asociado a los cuerpos volcánicos en la región de Paipa, Departamento de Boyacá, Colombia, Tesis de maestría en Ciencias - Geología, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.

Geosoft (2017) OasisMontaj V 8.4 User's manual and procedures, published by Geosoft Inc, Toronto, Canadá

Gerovska, D., Arauzo-Bravo, M.J., (2003) Automatic interpretation of magnetic data based on Euler deconvolution with unprescribed structural index. Comput. Geosci. 29, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

GNU Org, (2017) Neuronal networks for numerical models AgieINN for MatLab and Python, Sugiyanto Copyright © General public license, Free Software Foundation, Inc. <<http://fsf.org/>> Consulted 06/2018

González L., Vásquez L., Muñoz R., Gómez H., Parrado G., Vargas S. (2008) Exploración de recursos energéticos exploración de uranio en Paipa, Iza, Pesca, Chivata (Boyacá). Informe Técnico. INGEOMINAS. Bogotá.

Guoqin M. (2014) The application of extended Euler deconvolution method in the interpretation of potential field data. Journal of Applied Geophysics. Elsevier, Changchun, China.

Hansen R, Simmonds M (1993) Multiple-source Werner deconvolution, Geophysics, Vol. 58, NO. 12, Colorado School of Mines, Golden, CO U.S.A

Hansen R. (2005), 3D multiple-source Werner deconvolution for magnetic data. Golden, CO U.S.A.

Hinze, W., Ralph R. B. von Frese and Afif H. Saad (2013) Gravity and Magnetic Exploration, Principles, Practices, and Applications, Cambridge University Press, UK

Honda, S. Fujisawa, H. (1982) Development of a New Multiple Sensor Type Borehole Thermometer for the Buried Thermistors Probe Method, Earthquake research institute, Tokyo, Japan.

Hsu, S.K., (2002) Imaging magnetic sources using Euler's equation. Geophys Prospect Vol 50. Amsterdam, The Netherlands.

Huang, D., Gubbins, D., Clark, R.A., Whaler, K.A., (1995). Combined study of Euler's homogeneity equation for gravity and magnetic field. 57th EAGE conference extended abstracts. Glasgow, UK.

Hubach, E., (1931) Geología petrolífera del departamento de Norte de Santander. Ingeominas. CECOG.,. Bogotá, Colombia.

IGP, Ingeniería geología y perforaciones S.A.S (2009) Informe contrato 408-2009, Realización de perforaciones exploratorias para uranio en los municipios de Paipa e Iza, departamento de Boyacá, Tunja, Colombia.

INGEOMINAS, Instituto colombiano de geología y minería (2004) Planchas 171 y 191, Geología sector del sur del municipio de Paipa (Boyacá), Bogotá, Colombia.

INGEOMINAS, Instituto colombiano de geología y minería, (2005) Modelo conceptual preliminar del sistema geotermico de Paipa, Ministerio de minas y energía, Bogotá, Colombia.

Kaufman A., Itskovich, (2015) Basic principle of induction logging, Electromagnetic methods in borehole geophysics. Pp 20-389 Cambridge, MA 02139, United States.

Kisi O., Tombul M., Zounemat M. (2014) Modeling soil temperatures at different depths by using three different neural computing techniques, Springer-Verlag, Vienna, Austria.

Liburdy, J., Patil V. (2019) Turbulent flow characteristics in a randomly packed porous bed based on particle image velocimetry measurements, American Institute of Physics (AIP), Melville, NY, U.S.A

Lince F., Gimenez M., Martínez P., Rapalini A., Novara I. (2010) Poisson relation applied to the Navarrete Plutonic Complex, northeast North–Patagonian Massif, Argentina, Geofís. Intl vol.49 no.4 UNAM, México D.F, México.

Loper, D.E (1979) Some thermal consequences of a gravitationally powered dynamo. Volume 80, American Geophysical Union. Washington DC, U.S.A

Marson, I., Klingele, E.E. (1993). Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. Geophysics, 58, Tulsa, OK, U.S.A

Matzner R., Alfred R. (2001) Dictionary of geophysics, astrophysics, and astronomy, CRC Press, Boca Raton, FL, U.S.A

Mathworks (2019) MatLab programming language, Voxel toolbox library, Natick, MA, U.S.A

Millsom, J. (2003) Field Geophysics, third edition. University college of London, Wiley & sons Ltd. West Sussex, England.

Morgan, P. (1982) Solid Earth Geophysics, Chapter: Heat flow, Northern Arizona University, AZ. U.S.A

Morgan, P. (1984). The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere, Phys. Chem. Earth, Purdue University, Houston, TX, U.S.A.

Moyano I, Hernández O. (2014) Modelamiento de estructuras geotérmicas ocultas a partir de la interpretación de anomalías magnetotélúricas de resistividad en la región de Paipa, Boyacá, Colombia, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Bogotá, Colombia.

Muralidhar K., Das M.K., Mukherjee PP. (2018) Modeling Transport Phenomena in Porous Media with Applications, Chapter 2, Indian Institute of Technology, Kanpur, India. ISBN 978-3-319-69864-9, Ed Springer.

Mushayandebvu, M.F, P. Van Driel, A. Reid, J.D. Fairhead, (2001) Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. Ed Pearsons, London, UK.

Nabighian, M.N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, 37(3), Society of Exploration Geophysicist, Houston, TX, U.S.A

Nabighian M. N., Grauch V. J. S., Hansen R. O., LaFehr T. R., Li Y., Peirce J. W., Phillips J. D., Ruder M. E. (2005) The historical development of the magnetic method in exploration, Geophysics, VOL. 70, NO. 6. Golden CO, U.S.A

Navia, A. (1929) Informe sobre las aguas termo minerales de Paipa, Colombia. Gobernación de Boyacá. Imprenta Nacional. Bogotá, Colombia.

Neira J., Ortiz M., Morales L., Acevedo E. (2015) Oxygen diffusion in soils: Understanding the factors and processes needed for modeling, Chilean journal of agricultural research, Chilean J. Agric. Res. vol.75, Santiago, Chile.

Okandan, E. (1987) Geothermal Reservoir Engineering, Department of Petroleum Engineering, Middle East Technical University, NATO series, Ankara, Turkey.

PGW (1997) South American Magnetic Mapping Project (SAMMP), Paterson, Grant & Watson Limited, Toronto ON, Canada.

Pluton-dg Inc. (2018) Geothermal project developments, Online resources, Cestas, France. <http://pluton-d.com/> consulted 01/03/20.

Pop I., Ingham D.B (2001) Convective Heat Transfer: Mathematical and Computational Modelling of Viscous Fluids and Porous Media. Elsevier Science & Technology Books, Amsterdam, The Netherlands.

Prieto G., Neira G., Tabares L., Rojas A. (2010), Evaluación geoquímica para geología médica en las zonas asociadas a las fuentes termales del departamento de Boyacá sectores Paipa – Iza y Soatá – Güicán. Servicio Geológico Colombiano SGC, Bogotá Colombia.

Purcell, W.R. (1949) Capillary pressures- their measurement using mercury and the calculation of permeability therefrom, Journal of Petroleum Technology, Amer. Inst. Mining Metallurgical Engrs. TX, U.S.A

Quintero, W. (2014) Mapa de profundidad de la isoterma de Curie para Colombia, Versión 0, Ministerio de minas y energía, servicio geológico Colombiano, Bogotá, Colombia.

Reid A.B, J.M. Allsop, H. Granser, A.J. Millett, I.W. Somerton, (1990) Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution Geophysics, Houston, TX, U.S.A.

Renzoni, G., Rosas, H., (1983) Mapa Geológico Plancha 171-Duitama. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá, Colombia.

Robinson, E. S., (1971) The use of Poisson's relation for the extraction of pseudototal magnetic field intensity from gravity observations, Geophysics, SEG. Tulsa, OK, U.S.A

Rodríguez G., Alfaro C. (2015) Caracterización de núcleos de perforación en las zonas de el durazno, Paipa y criptodomo de Iza. Servicio Geológico Colombiano SGC, Bogotá Colombia.

Rojas (2016), Contribución al estudio del volcán de Paipa y su sistema termal mediante prospecciones de resistividad. Universidad de los Andes, facultad de ciencias, departamento de Física. Bogotá Colombia.

Rojas (2019) Charlas virtuales sobre desarrollo de energías no convencionales y su relación con la sociedad, Colegio de Ingenieros, Santiago, Chile.

Schlumberger (2018) Schlumberger Integrated Electromagnetics Center of Excellence, Rome, Italy.

(SGC) Servicio Geológico Colombiano, (2012) Aplicación Geofísica de métodos potenciales en el área geotérmica Paipa-Iza, Contrato 150-2012, Bogotá, Colombia.

(SGC) Servicio Geológico Colombiano, (2016) Inventario Nacional de Manifestaciones Hidrotermales, Actualizado 2016. Bogotá, Colombia.

Shan X., (2013) Simulation of Rayleigh-Benard convection using lattice Boltzmann method, Theoretical Division, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, NM U.S.A

Shankland, T., Ander, M. (1983) Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust, Journal of Geophysical Research V. 78, Ed AGU, Washington DC, U.S.A

Solano C., C. Roa, & Z. Calle. (2005) Estrategia de Desarrollo Sostenible. Corredor de Conservación Guantiva -La Rusia-Iguaque. Boyacá - Santander, Colombia. Fundación Natura y The Nature conservancy. Bogotá, Colombia

Spichak V., Zakharova O. (2008) The application of an indirect electromagnetic geothermometer to temperature extrapolation in depth. Geophysical Prospecting, EAGE, Rotterdam, The Netherlands.

Stagg H.M.J., Willcox J.B. & Needham D.J.L. (1989) Werner deconvolution of magnetic data: Theoretical models and application to the Great Australian Bight, Journal of the Geological Society of Australia.

Stavrev, P.Y. (1997) Euler deconvolution using differential similarity transforms of gravity or magnetic anomalies. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

Takele B., Zeleke and Bing Cheng Si (2005) Scaling Relationships between Saturated Hydraulic Conductivity and Soil Physical Properties, Soil Science Society of America, Rd., Madison, WI, U.S.A

Thompson, D.T., (1982) EULDPH A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics vol 47, Pittsburgh, PA, U.S.A

Toro, A., (2003). Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para diferentes regiones del territorio colombiano calculadas a partir de mecanismos focales de sismos mayores. Tesis. Universidad de Caldas. Manizales.

Ulloa, C, G Renzi (1976) Geología de las plancha 171 Duitama, 191 Tunja, 211 Tauramena y 230 Monterrey Cuadrángulos j – 12 y k – 13 escala 1:100.000, Ingeominas, Bogotá.

Valdés-Prada F., Ochoa-Tapia A., Alvarez-Ramirez J. (2008) Validity of the permeability Carman–Kozeny equation: A volume averaging approach, Departamento de Ingeniería de Procesos e Hidráulica, Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México D.F, México.

Van der Hammen, T., Werner, J. H. and Van Dommelen, H., (1973) Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: a study of the Pliocene and Lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its High-Andean biota. R ev. Palaeobot. PalynoL, Amsterdam, The Netherlands.

Velandia F. (2003) Cartografía geológica y estructural, sector sur del municipio de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. Bogotá, Colombia.

Velandia, F. (2015) “Estudio geológico-geofísico para la búsqueda de aguas subterráneas y pre diseño de un pozo, vereda Toibita, Paipa Boyaca”. Universidad pedagógica y tecnológica de Colombia (UPTC) facultad seccional Sogamoso escuela de ingeniería geológica. Sogamoso, Colombia.

Vozar J., Semenov V. (2010) Compatibility of induction methods for mantle soundings. Dublin Institute for Advanced Studies, Dublin, Ireland.

Werner, S. 1953. Interpretation of Magnetic Anomalies at Sheetlike Bodies. Sveriges Geologiska Undersökning, ser. C, A° rsbok 43, No. 6.

Warrick, A.W. (1998) “Environmental soil physics”. D. Hillel ed., Academic Press, New York, U.S.A

Ziazi, R., Liburdy, J.(2019) Vortical Structure characteristics of transitional flow through porous media. Proceedings of the ASME-JSME-KSME 2019, Joint Fluids Engineering Conference. San Francisco, CA, USA

ANEXO A

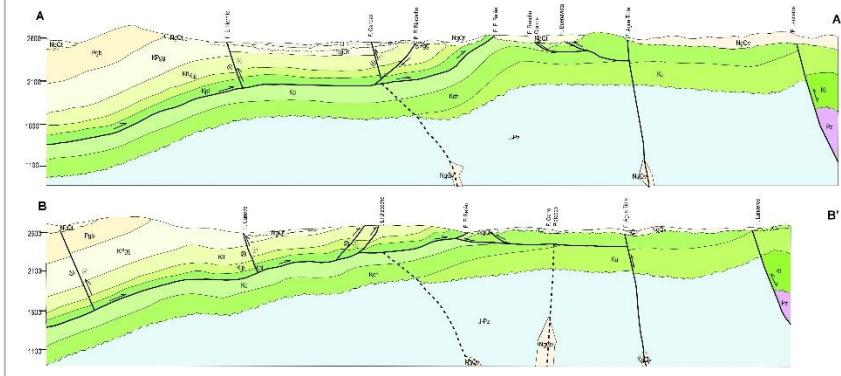
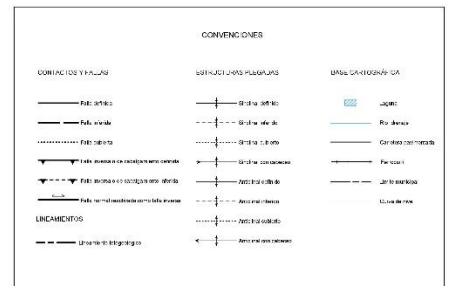
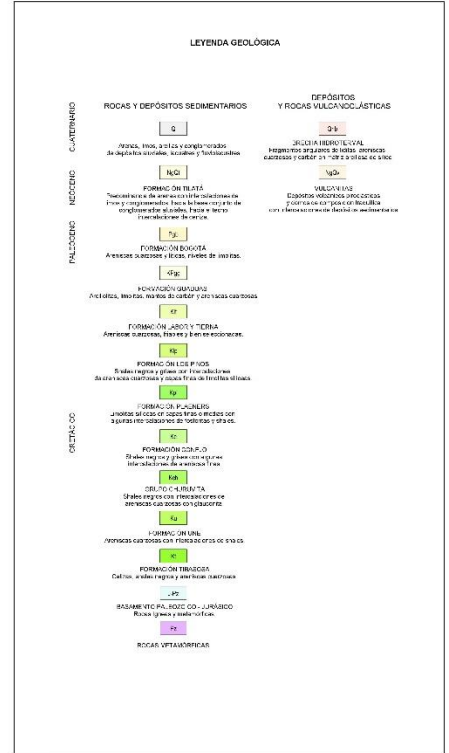
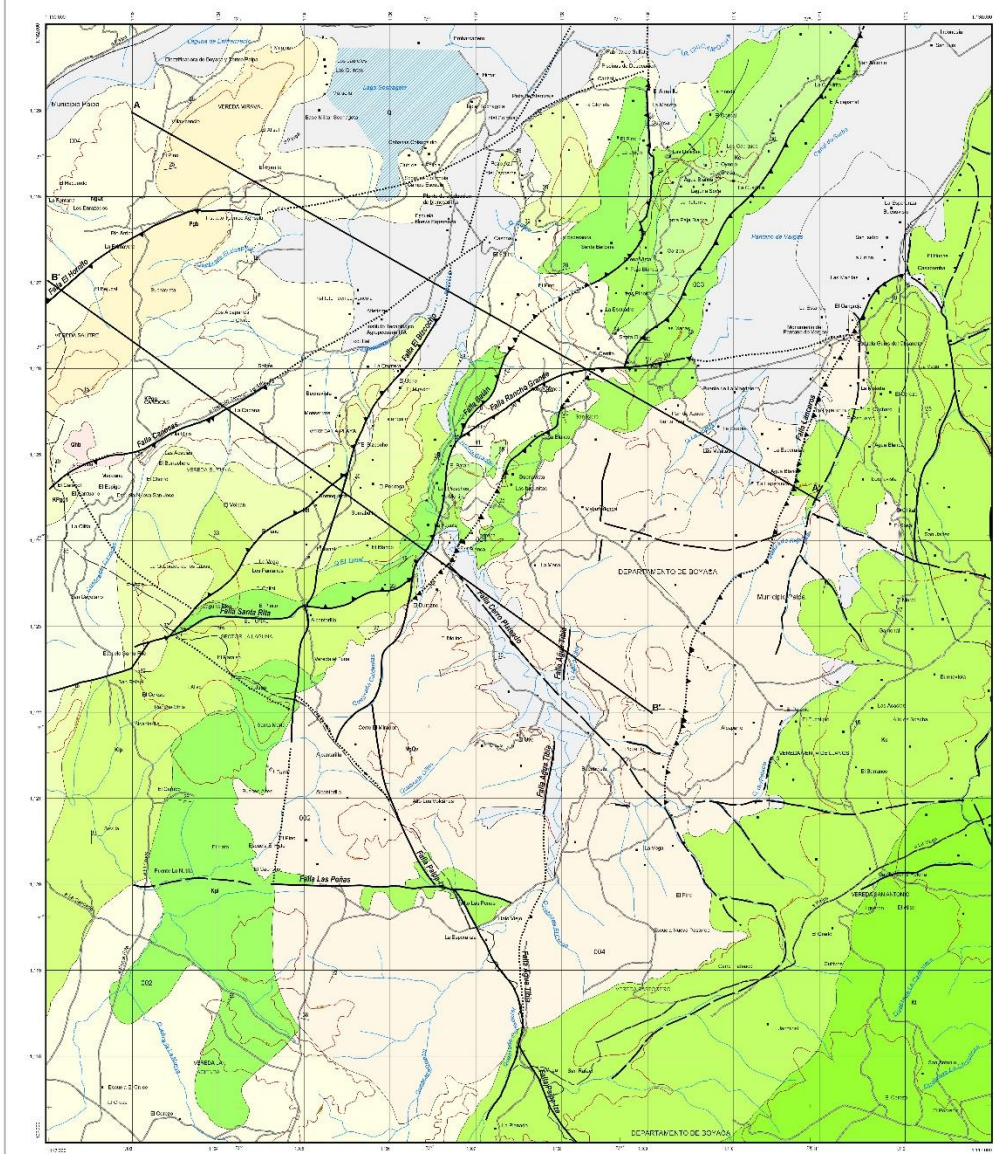
Geología Plancha N° 171

INGEOMINAS

PLANCHAS 171 - 191

REPÚBLICA DE COLOMBIA - Departamentos de Boyacá y Santander

PLANCHAS 171 - 191





Libertad y Orden

REPÚBLICA DE COLOMBIA
 MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
 Instituto Colombiano de Geología y Minería
 INGEOMINAS

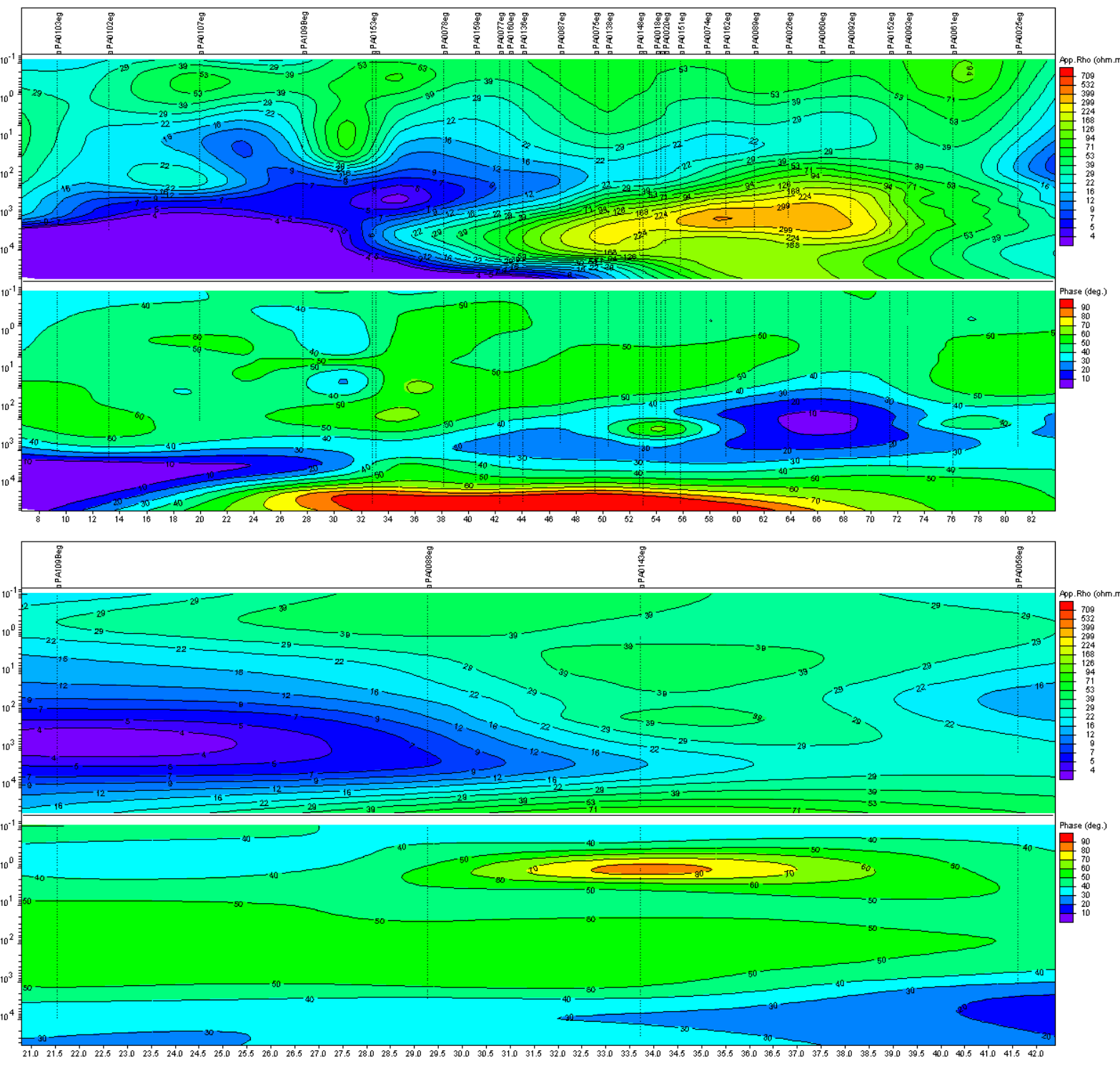
GEOLOGÍA SECTOR DEL SUR DEL MUNICIPIO DE PAIPA (BOYACÁ)
 Planchas 171 y 181
 Por:
 Francisco Velandía
 Héctor Cepeda

INGEOMINAS

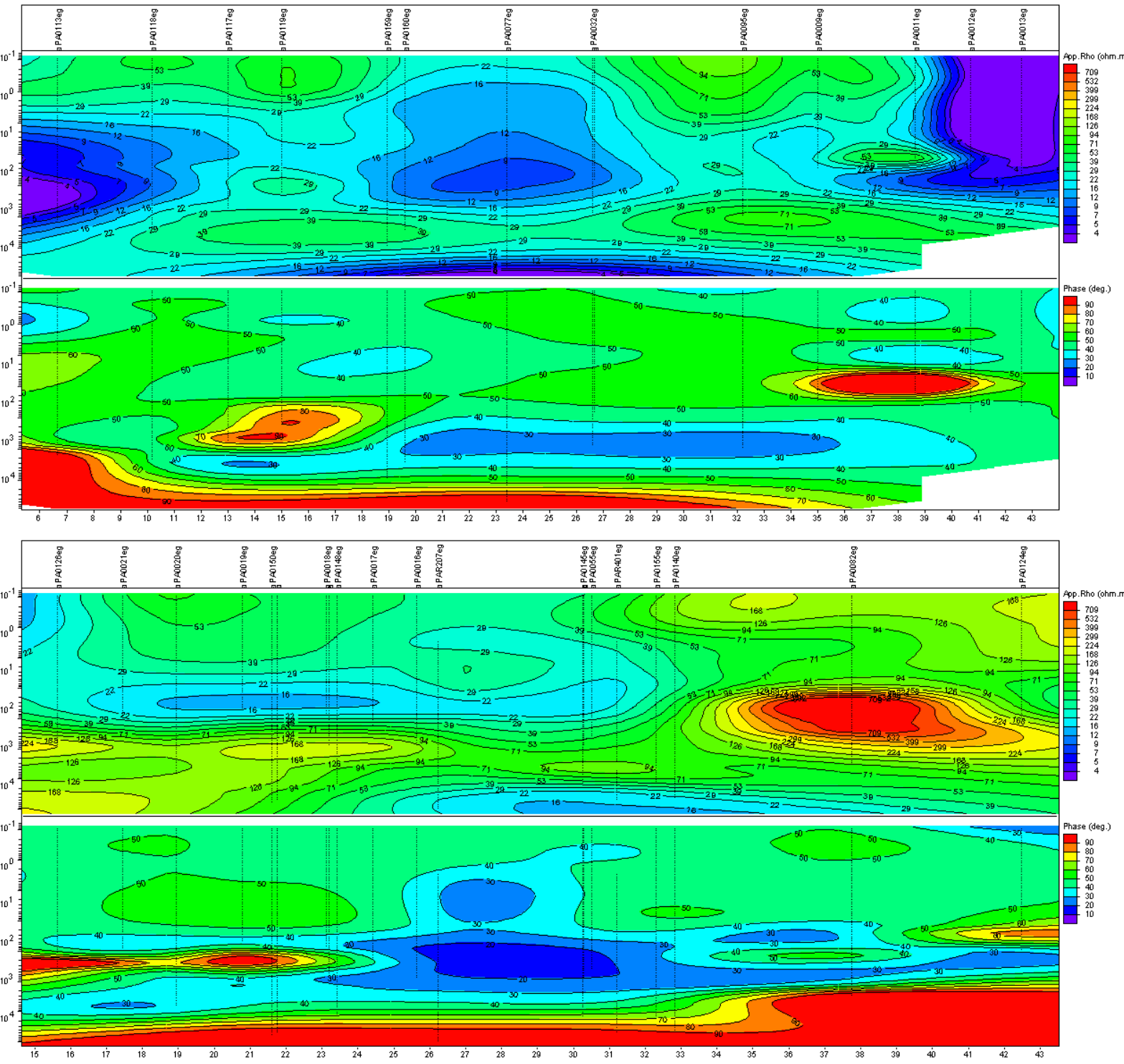
Escala 1:50,000

Para mayor información consulte el sitio web: www.ingecol.gov.co
 El presente documento es propiedad de INGEOMINAS. No se permite su reproducción sin el consentimiento escrito de INGEOMINAS.
 Fecha de publicación: 2011-01-10

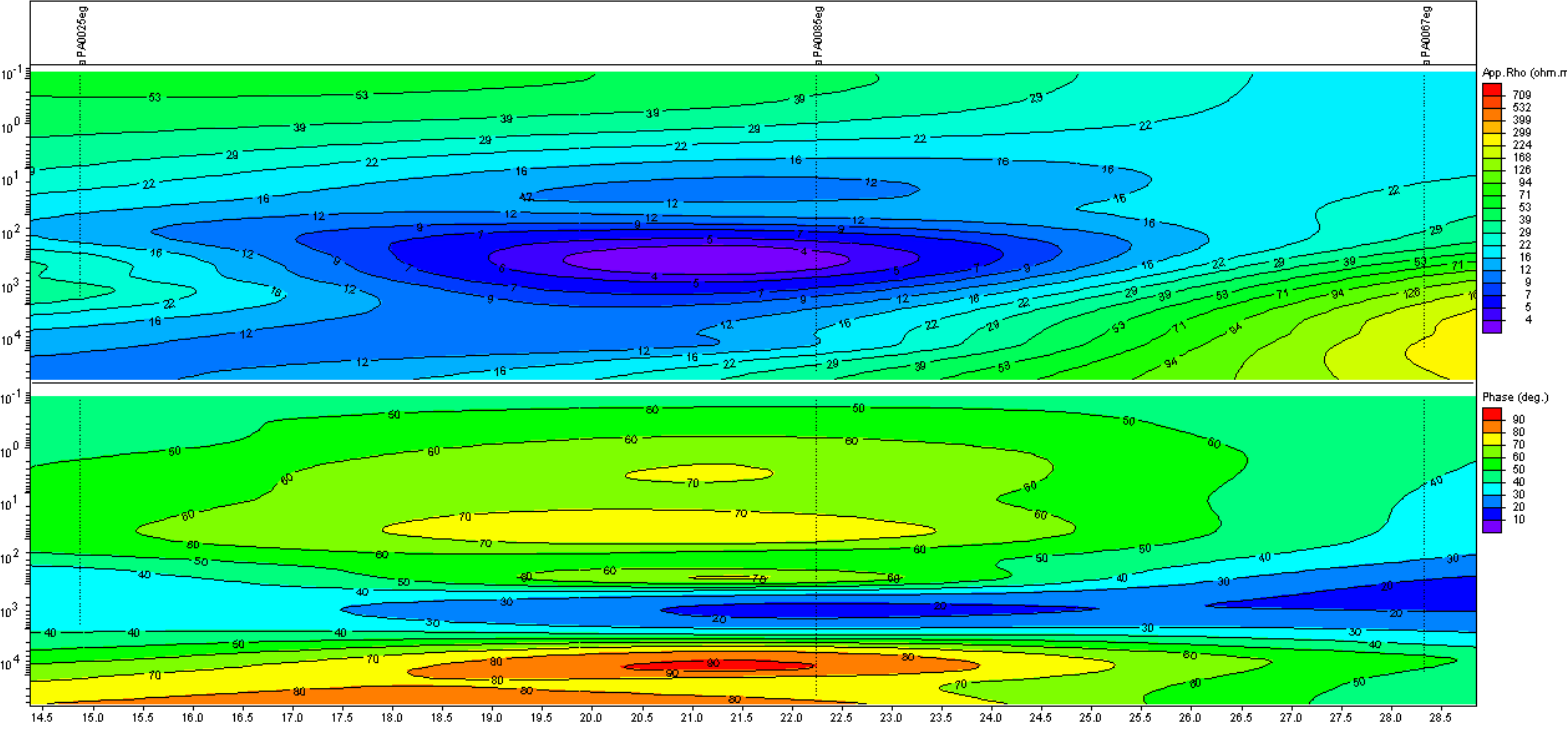
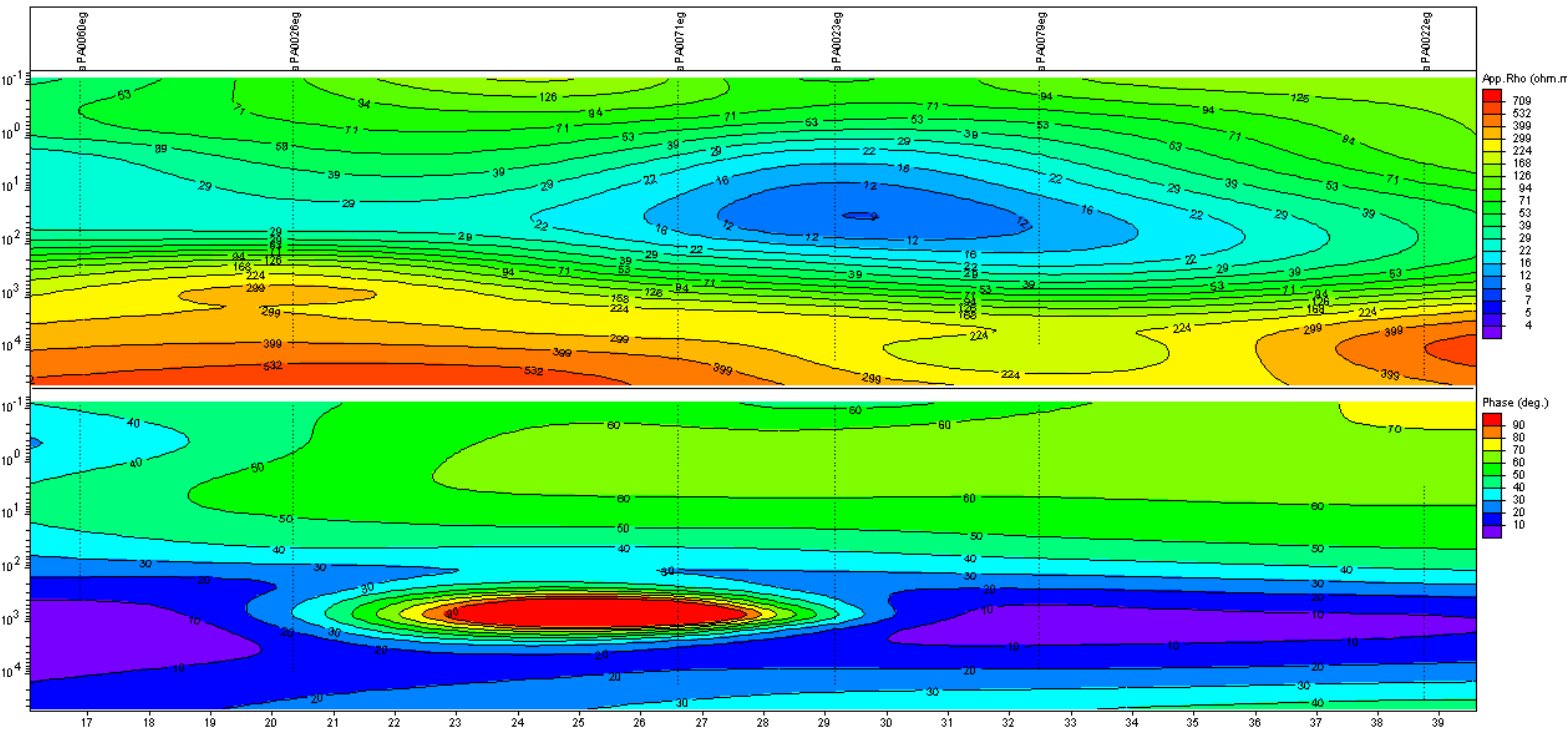
Integración de la geología y la respuesta resistiva aparente de los grupos litológicos, perfiles 1 y 2 (MT)



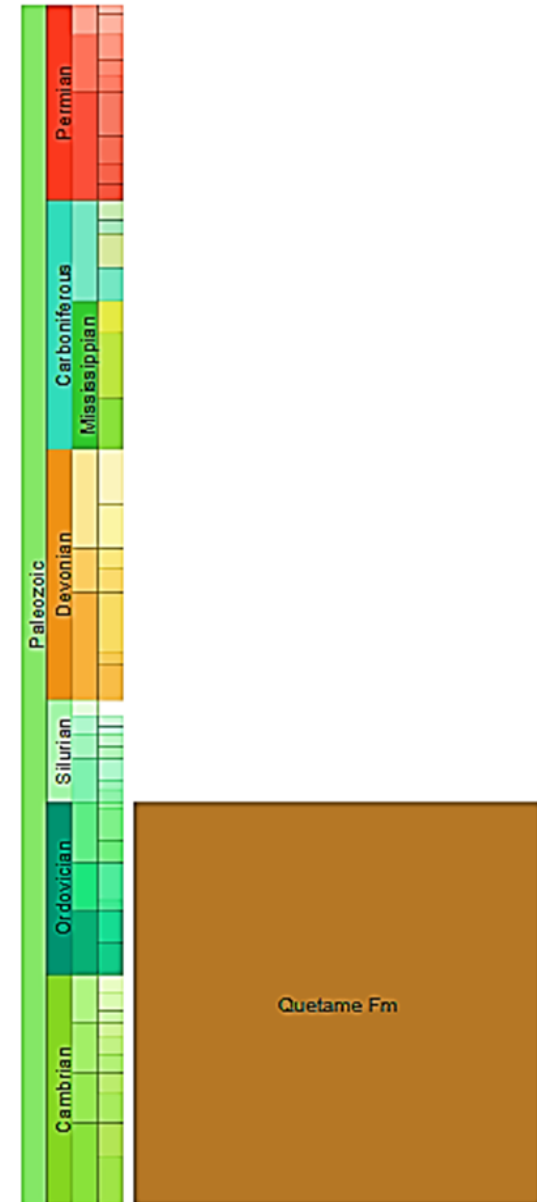
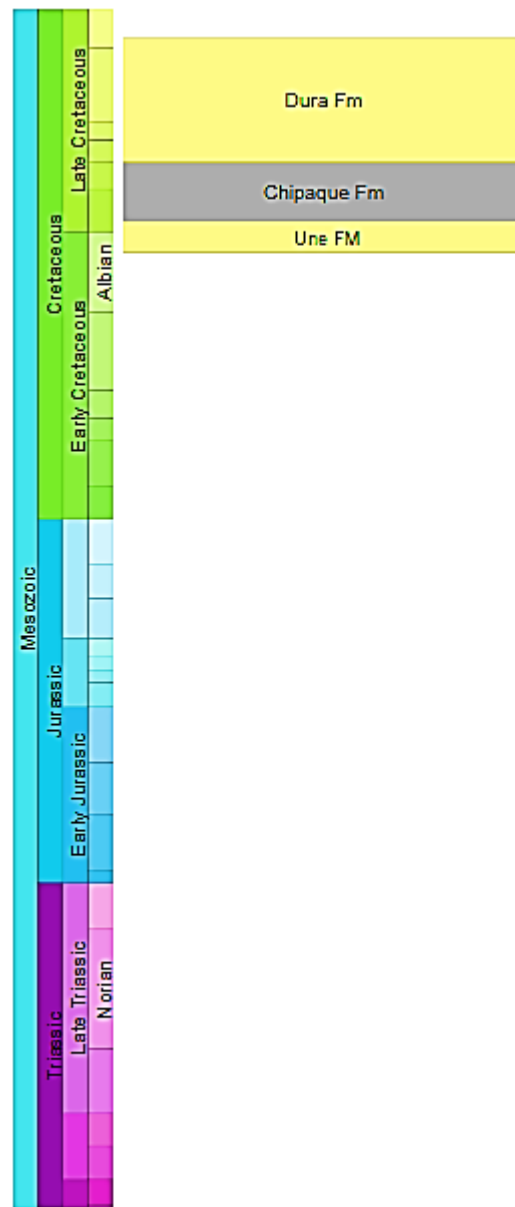
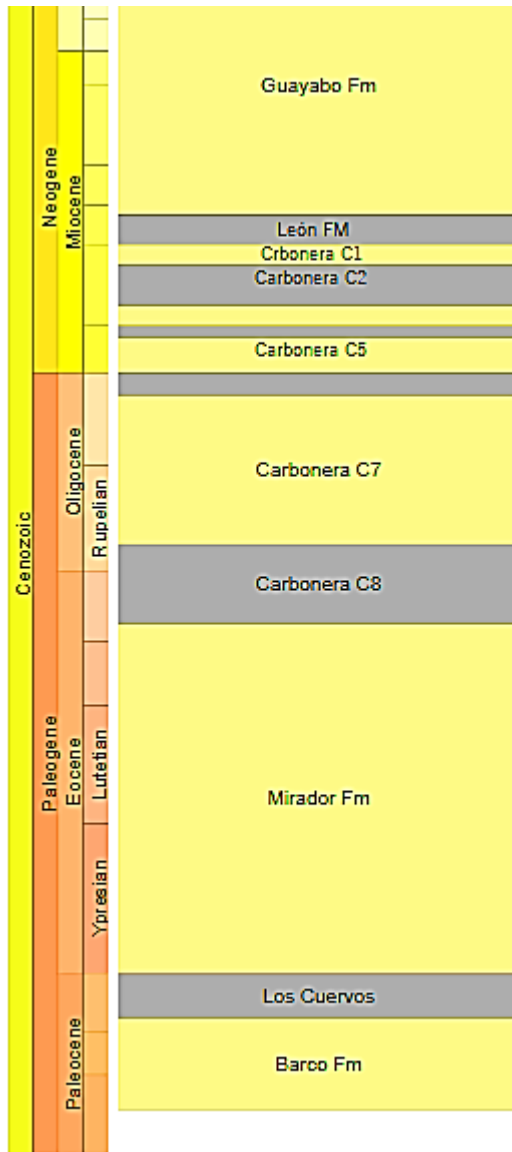
Integración de la geología y la respuesta resistiva aparente de los grupos litológicos, perfiles 3 y 4 (MT)



Integración de la geología y la respuesta aparente resistiva de los grupos litológicos, perfiles 5 y 6 (MT)

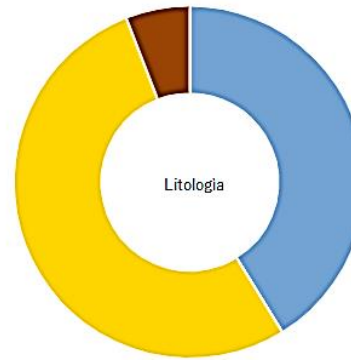


Columna estratigráfica complementaria del área de interés

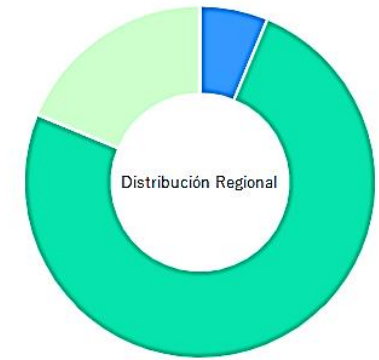
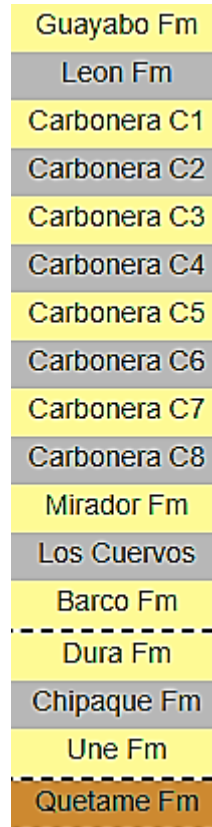


Modificado de Alfaro et al., 2017

Formación	Periodo de tiempo (ma)
Quetame FM	541 - 443
Une FM	103.6 - 98.8
Chipaque FM	98.8 - 89
Dura FM	89.8 - 70.5
Barco FM	63.5 - 58.5
Los cuervos FM	58.5 - 56
Mirador FM	56 - 36.8
Carbonera C8	36.8 - 32.4
Carbonera C7	32.4 - 24.2
Carbonera C6	24.2 - 23
Carbonera C5	23 - 21
Carbonera C4	21 - 20
Carbonera C3	20 - 09
Carbonera C2	19 - 17
Carbonera C1	17 - 15
León FM	15.9 - 14.3
Guayabo FM	14.3 - 0.01



- Lutitas
- Areniscas
- Metamórficas



- Antiguos ambientes marino/lacustres
- Ambientes marino/deltaicos
- Ambientes no marinos

ANEXO DIGITAL

Contenido:

- Procesamiento de métodos potenciales.
- Logs de deconvolución métodos potenciales.
- Elementos MatLab.
- Elementos GraFix.
- Elementos Oasis Montaje red neuronal.
- Procesamiento estaciones MT.
- Modelos Occam-Bostick 1D.
- Modelos resistivo 3D por capas.
- Elementos Voxel.
- Perfiles y procesos de inversión 2D.
- Logs de inversión modelos resistivos.
- Archivos originales .EDI
- Archivos procesados .EDI