Integración de datos geofísicos para la delimitación de paleocanales con posible presencia de oro de tipo placer usando métodos Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE),

1

Tomografía de Refracción Sísmica (TRS) y Polarización inducida (PI), en el municipio de

Timbiquí, Cauca, Colombia.

Héctor Julián quintero Ovalle Luis Sebastián Guerrero Delgado

Trabajo de Grado para Optar el Título de geólogo

Director Jairo Alberto Torres

Físico

Codirector Angi Viviana Aparicio

Geóloga

Universidad Industrial de Santander Facultad de Ingenierías Físico-Químicas Escuela de Geología Bucaramanga 2021

Agradecimientos

A la Universidad Industrial de Santander, por brindarnos los recursos y acompañamiento necesario durante la realización de nuestra carrera, y permitirnos ser parte de esta gran institución

Al profesor Jairo Alberto Torres y a la geóloga Angi Viviana Aparicio por su guía, apoyo, paciencia, consejos, tiempo y acompañamiento en el desarrollo del proyecto.

A cada uno de los docentes, que en mayor o menor medida estuvieron presentes en el desarrollo de nuestro camino para convertirnos en excelentes profesionales, por toda su orientación y todo lo aprendido durante nuestra formación.

A nuestras familias que, sin su apoyo incondicional y constante, no hubiese sido posible la culminación de nuestras carreras.

A todos mis amigos que hicieron parte de este proceso.

A Luisa Fernanda Naranjo que sin su apoyo y consejos la culminación de mis estudias no hubieran sido posibles.

Tabla de Contenido

lr	troducción	12
1	Justificación	13
2	Objetivos 2.1 Objetivo General	14 14
	2.2 Objetivos Específicos	14
3	. Antecedentes	15
4	. Marco teórico 4.1 Depósitos de Placer	16 16
	4.2 Refracción Sísmica	20
	4.3 Tomografía de resistividad eléctrica	22
	4.4 Polarización inducida	25
5.	. Marco Geológico 5.1 Ubicación Geográfica	29 29
	5.2 Modelo geológico regional	30
	5.3 Geomorfología	30
	5.4 Estratigrafía	31
	5.5 Geología Estructural	34
	5.5 Marco Metalogénico.	35
	5.6 Geología Local	37
	5.6.1 Paleocanales:	39

6. Metodología	41
6.1 Etapa 1. Recopilación de información y adquisición de datos geofísicos.	
6.1.1 Selección del área de estudio	
6.1.2 Recopilación de información	
6.1.4 Selección de arreglos geométricos	
6.1.5 Adquisición de datos geofísicos	
6.2 Etapa 2. Procesamiento e interpretación	
6.2.1 Tomografía de resistividad (TRE) eléctrica y polarización inducida (PI)	
6.2.2 Refracción Sísmica.	
7. Resultados	52
7.1 Tomografía de Resistividad Eléctrica	52
7.2 Polarización Inducida	64
7.3 Tomografía de refracción sísmica TRS	66
7.4 Modelos Geológicos	76
7.4.1 Modelos de TRE	
7.4.2 Modelos de TRS	
7.4.2 Mapas geológicos	
8. Discusión	91
9. Conclusiones	92
10. Recomendaciones	93
Referencias Bibliográficas	94

Lista de Tablas

Tabla 1. Clasificación de depósitos de placer. 17
Tabla 2. Velocidades de onda P de las rocas según. Wightman, W., Jalinoos, F., Hanna, K., &
Sirles, P. (2003)
Tabla 3. Tabla de resistividades. Tomado de Telford et al 1990
Tabla 4. Datos de la adquisición para TRS
Tabla 5. Datos de la adquisición para TRE
Tabla 6. Dimensiones y características físicas de las unidades geológicas de interés para TRE. 53
Tabla 7. Dimensiones y características físicas de las unidades geológicas de interés para TRS. 53
Tabla 8. Error RMS para el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica. 53
Tabla 9. Error RMS para el método de Tomografía de Refracción Símica

Lista de Figuras

Figura 1 Formación de placeres residuales (izquierda) y eluviales (derecha) por la meteorizació	'n
de vetas auríferas	17
Figura 2 Confluencia de afluentes para la concentración de minerales	18
Figura 3 Formación de placeres (punteado) en un cauce de flujo rápido con meandros migrante	s.
1.posicion original; 2. Posición intermedia; 3. Posición actual.	19
Figura 4 Diagrama esquemático de ondas compresionales y curvas de tiempo de viaje	21
Figura 5 Esquema básico de los métodos de resistividad	23
Figura 6 La disposición de los electrodos para un levantamiento eléctrico 2-D y la secuencia de	•
mediciones para la matriz de electrodos Wenner utilizada para construir una pseudosección	
(Loke, M. H. 2001)	24
Figura 7 Medida de IP a través del decaimiento del voltaje (Oliver, D. S., Cunha, L. B., &	
Reynolds, A. C. 1997)	27
Figura 8 Ubicación geográfica del municipio de Timbiquí. Mapa geológico del área de estudio.	•
	29
Figura 9 Perfil de paleocanal tipo en el área de Timbiquí	39
Figura 10 Seudosección Preliminar de Terremeter	44
Figura 11 Exterminar puntos malos	45
Figura 12 Seudosección de Tomografía de Resistividad Eléctrica	46
Figura 13 RMS error statistics. Desviación de los datos con respecto al valor teórico	47
Figura 14 Seudosección de tomografía de resistividad eléctrica final	47
Figura 15 Metodología utilizada	48
Figura 16 "Picado" de primeros arribos	49

Figura 17 Curva de distancia vs tiempo (dromocrona)	50
Figura 18 Modelo de velocidad-profundidad.	51
Figura 19 Modelo de capas del subsuelo.	51
Figura 20 Ubicación de zona de trabajo y líneas de resistividad	52
Figura 21 Seudosección de resistividad aparente TRE 1	54
Figura 22 Seudosección de resistividad aparente interpretada TRE 1	54
Figura 23 Seudosección de resistividad aparente TRE 2	56
Figura 24 Seudosección de resistividad aparente interpretada TRE 2	56
Figura 25 Seudosección de resistividad aparente TRE 3	57
Figura 26 Seudosección de resistividad aparente interpretada TRE 3	57
Figura 27 Seudosección de resistividad aparente TRE 4	59
Figura 28 Seudosección de resistividad aparente interpretada TRE 4	59
Figura 29 Sección de resistividad aparente	61
Figura 30 Sección de resistividad aparente interpretada	61
Figura 31 Sección de resistividad relativa.	63
Figura 32 Sección de resistividad aparente interpretada	63
Figura 33 Seudosección de cargabilidad TRS 1	64
Figura 34 Seudosección de cargabilidad TRS 2	64
Figura 35 Mapa de la zona con la ubicación de las líneas sísmicas.	66
Figura 36 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 1	67
Figura 37 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 1 interpretada	67
Figura 38 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 2	68
Figura 39 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 2 interpretada	68

Figura 40 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 4	. 69
Figura 41 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 4 interpretada	. 69
Figura 42 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 5	. 70
Figura 43 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 5 interpretada	. 70
Figura 44 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 7	. 71
Figura 45 Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 7 interpretada	. 71
Figura 46 Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 1	. 72
Figura 47 Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 1 interpretada	. 72
Figura 48 Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 2	. 73
Figura 49 Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 2 interpretada	. 73
Figura 50 Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 3	. 74
Figura 51 Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 3 interpretada	. 74
Figura 52 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 1.	. 76
Figura 53 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 2.	. 76
Figura 54 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 3.	. 77
Figura 55 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 4.	. 78
Figura 56 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 5.	. 79
Figura 57 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 1	. 80
Figura 58 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 2	. 81
Figura 59 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 4	. 82
Figura 60 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 5	. 83
Figura 61 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 7	. 84
Figura 62 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE J1	. 85

Figura 63 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE J2	86
Figura 64 Modelo geológico correspondiente a la línea TRE J3	87
Figura 65 Mapa geológico final con la ubicación de las zonas de posibles mineralizaciones	
dentro del paleocanal para TRE	88
Figura 66 Mapa geológico final con la ubicación de las zonas de posibles mineralizaciones	
dentro del paleocanal para TRS.	89

Resumen

Título: Integración de datos geofísicos para la delimitación de paleocanales con posible

presencia de oro de tipo placer usando métodos Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE),

Tomografía de Refracción Sísmica (TRS) y Polarización inducida (PI), en el municipio de

Timbiquí, Cauca, Colombia.*

Autor: Héctor Julián quintero Ovalle, Luis Sebastián Guerrero Delgado **

Palabras Clave: Paleocanal, Minería, Oro, Geofísica, Resistividad eléctrica, Velocidad de onda

P, Cargabilidad.

Descripción: En el municipio de Timbiquí en el departamento del Cuaca, por varias décadas se han venido desarrollando actividades de minería ilegal, el cual ha generado un enorme impacto ambiental en la zona, debido al uso de métodos poco rigurosos como el tanteo para la exploración y explotación de oro.

Es con esto en mente que se realizó un estudio exploratorio con los métodos geofísicos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), Polarización Inducida (PI) y Tomografía de refracción Sísmica (TRS) en el que se emplearon 6 líneas de TRE de 200 y 400 m y 8 líneas de TRS de 115 m, con el fin de determinar la geometría, extensión y ubicación de estructuras de paleocanal en la zona, que son las que contienen las concentraciones de oro para su explotación. Los datos obtenidos permiten crear perfiles geológicos en los que se pueden visualizar los paleocanales, y mapas con las ubicaciones y extensión de estos. En la zona de estudio se identificaron dos unidades geológicas predominantes, La Formación Raposo con valores de resistividad bajos y altas velocidades de onda y depósitos cuaternarios en donde se encuentran los paleocanales con los valores más altos de resistividad y bajas velocidades de onda.

^{*} Trabajo de Grado

^{**} Facultad de Ingeniería Fisicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Jairo Alberto Torres. Físico. Codirector: Angi Viviana Aparicio. Geóloga.

Abstract

Title: Integration of geophysical data for the delimitation of paleochannels with the possible

presence of pleasure-type gold using Electrical Resistivity Tomography (ERT), Seismic

Refraction Tomography (TRS) and Induced Polarization (PI) methods, in the municipality of

Timbiquí, Cauca, Colombia*

Author: Héctor Julián quintero Ovalle, Luis Sebastián Guerrero Delgado **

Key Words: Paleochannel, Mining, Gold, Geophysics, Electrical resistivity, P wave velocity,

Chargeability.

Description: In the municipality of Timbiquí in the department of Cuaca, illegal mining activities have been carried out for several decades, which has generated a huge environmental impact in the area, due to the use of lax methods such as trial and error for exploration and exploitation. of gold.

It is with this in mind that an exploratory study was carried out with the geophysical methods of Electrical Resistivity Tomography (TRE), Induced Polarization (PI) and Seismic Refraction Tomography (TRS) in which 6 lines of TRE of 200 and 400 were used. m and 8 TRS lines of 115 m, in order to determine the geometry, extension and location of paleochannel structures in the area, which are the ones that contain the gold concentrations for their exploitation. The data obtained allow the creation of geological profiles in which the paleochannels can be visualized, and maps with their locations and extent. Two predominant geological units were identified in the study area, the Raposo Formation with low resistivity values and high wave speeds and quaternary deposits where the paleochannels with the highest resistivity values and low wave speeds are found.

^{*} Degree Work

^{**}Faculty of Physicochemical Engineering. School of Geology. Director: Jairo Alberto Torres. Physical. Co-director: Angi Viviana Aparicio. Geologist.

Introducción

En el municipio de Timbiquí, la práctica de la minería de oro artesanal se ha llevado a cabo desde tiempos anteriores a la colonia, convirtiendo a esta actividad en el pilar de la economía de la región. Esto se debe principalmente a la gran cantidad de depósitos de oro aluvial presente en la zona, los cuales se encuentran en unas estructuras geológicas llamadas paleocanales, es de ahí de donde se extrae la mayor cantidad de oro por parte de los pobladores. Los métodos utilizados para encontrar dichos paleocanales con oro son arcaicos y se limitan al ensayo y error basados en sus conocimientos empíricos.

La implementación de métodos geofísicos como la Tomografía de Resistividad Eléctrica, la polarización inducida y la Tomografía de Refracción sísmica, resultan muy útiles en la caracterización de estas estructuras, ya que nos permite reducir en gran medida la incertidumbre a la hora de realizar las actividades de exploración para el mineral y así mismo permite disminuir el impacto ambiental que producen las técnicas artesanales de minería.

13

1. Justificación

La exploración y explotación de las zonas de minería de depósitos de tipo placer hoy en día son nocivas para el medio ambiente y no poseen parámetros técnicos ni científicos para su realización. Este trabajo busca usar algunas técnicas geofísicas como lo son la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), la Polarización Inducida (PI) y la Sísmica de Refracción como herramientas para identificar los paleocanales a través de la resistividad, cargabilidad eléctrica y la sísmica en la zona de estudio que además de ser ensayos no invasivos, obtienen información a partir de datos de superficie y proveen información 2D a diferencia de los tradicionales Sondeos Eléctricos Verticales (SEV). En la literatura revisada los ensayos geofísicos más usados en este tipo de depósitos son los basados en la inyección de corriente, medición de la resistividad y sísmica de refracción; como los realizados por J. Davis (1984), Kuzvart (1986), J.V Cuellar (1987) Carn (1990), Grosz (1996), Manu (2013) y Hou (2017) entre otros. Finalmente, en el área de estudio solo se encontró un documento del año 1987 realizado por Ingeominas hoy Servicio Geológico Colombiano, como el único estudio de prospección geoeléctrica y sísmica para depósitos de oro en paleocanales realizado en la zona de Timbiquí hace más de 30 años.

2. Objetivos

2.1 Objetivo General

Determinar la geometría de paleocanales con posible presencia de depósitos de oro tipo placer por medio de contrastes en la resistividad, velocidad sísmica y cargabilidad eléctrica de las rocas presentes en el área mediante la integración de datos geofísicos usando la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), la Tomografía de Refracción Sísmica (TRS) y Polarización Inducida (PI), en el municipio de Timbiquí, Cauca, Colombia.

2.2 Objetivos Específicos

Identificar las zonas con posible acumulación de mineral dentro de los paleocanales a través de la integración de los métodos geofísicos y las características físicas y geológicas de las rocas presentes.

Desarrollar una metodología de exploración de paleocanales simple y tecnificada que pueda ser aplicada por la comunidad en sus actividades de minería para incrementar la capacidad de extracción aurífera, mediante la aplicación de las técnicas de geofísicas.

Definir con precisión en un mapa los lugares en donde se encuentran los paleocanales y las estructuras geológicas que puedan tener influencia en la ubicación de los mismos.

3. Antecedentes

En el año de 1987 en el municipio de Timbiquí, Cauca se llevó a cabo un estudio geoeléctrico para la prospección aurífera del río Timbiquí, por parte del en aquel entonces Ingeominas (Servicio Geológico). En el estudio se aplicó el método de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) en el que se realizaron de 51 pruebas con AB/2 entre 30 y 125 m para detectar paleocanales. Como resultado se obtienen cuatro tipos de curvas, de las cuales se destacan las que se caracterizan por iniciar con valores de resistividad de 500 - 1000 ohm-m, asciende a 1000 - 3000 ohm-m y termina en 500 ohm-m, las cuales corresponden a paleocanales, con espesores de 10 m maximos (Castro Páez, H., Forero Onofre, H. F. 1987).

En esta zona también se realizó sísmica de refracción de onda P; se utilizó un equipo modelo Nimbus ES 1260 F; 12 canales de registro y 12 geófonos de alta sensibilidad a una separación de 6 metros, la prospección o identificación de los paleocanales se dio mediante el estudio de las curvas tiempo-distancia. Se identificaron 2 unidades, una de velocidades sísmicas de entre 300 m/s y 920 m/s. (material no consolidado) y la otra con velocidades de entre 1220 m/s a 1830 m/s. (Roca madre) (Cuellar. J. 1987).

4. Marco teórico

4.1 Depósitos de Placer

Según Evans (1987) estos depósitos pertenecen a la clase terrígena, formados por procesos sedimentarios ordinarios que concentran minerales pesados, a través de la acción de la gravedad en medios líquidos (agua), aunque también puede ocurrir concentración en medios sólidos y gaseosos. Los minerales pesados deben primero liberarse de su roca fuente y deben poseer una alta densidad, resistencia química a la intemperie y durabilidad mecánica. Los minerales placer que tienen estas propiedades son: casiterita, cromita, columbita, cobre, diamante, granate, oro, ilmenita, magnetita, monacita, platino, rubí, rutilo, zafiro, xenotima y circón.

Los depósitos de placer se han formado a lo largo del tiempo geológico, pero la mayoría son de edad Terciaria y más recientes. Estos depósitos son pequeños y, a menudo, efímeros, ya que se forman en la superficie de la tierra, en el nivel de la base local o por encima de él, por lo que muchos son eliminados por la erosión antes de que puedan ser enterrados. Por lo general son de baja ley, pero pueden explotarse porque son materiales sueltos, fáciles de trabajar, que no requieren trituración y para los cuales se pueden utilizar plantas de extracción hidráulica o semi-móviles relativamente baratas. La minería suele adoptar la forma de dragado, que es el método de minería más barato de todos. Es probable que los placeres más viejos estén litificados, inclinados y enterrados parcial o totalmente debajo de otras rocas litificadas en formaciones geológicas como paleocanales. Esto significa que los costos de explotación son mucho más altos, por lo cual, para que sean económicamente rentables, deben ser de alta ley o contener minerales inusualmente valiosos como el oro. (Evans 1987).

Tabla 1.

Clasificación de depósitos de placer.

Origen	Clase (Uso tradicional)	Uso en McDonald (1983)
Acumulación <i>in situ</i> durante la meteorización	Placer Residual	Eluvial
Concentración en un medio solido	Placer Eluvial	Coluvial
Concentración en medio liquido (agua)	Placeres de playa	Fluvial
Concentración en un medio gaseoso	Placeres Eólicos	Desierto

Nota. Tomado y modificado de Evans 1987.

En términos generales y según Lozano, H., & Pulido, O. H. (1986), los depósitos de oro de

placer requieren tres condiciones fundamentales para su formación y permanencia (p.11):

- Existencia del mineral en depósitos primarios (venas, filones auríferos, depósitos de sulfuros auríferos, depósitos polimetálicos con presencia de oro, minerales auríferos como pirita, esquisto granítico, otros sedimentos auríferos y depósitos de placer antiguos).
- Periodo de meteorización, en una superficie con topografía relativamente madura, que permitan liberar el mineral de los depositas o rocas que lo contienen.

Figura 1

Formación de placeres residuales (izquierda) y eluviales (derecha) por la meteorización de vetas auríferas.



Nota. Toma de Evans 1987. Pag 246.

3) Concentración del mineral, generalmente por acción del agua. En general la fracción de minerales pesados de un sedimento es de grano más fino que los componentes livianos. Segundo, la selección y composición de los sedimentos está controlada tanto por la densidad como el tamaño de las partículas, conocida como la razón hidráulica, por lo que un grano grande de cuarzo requiere de la misma corriente que uno pesado y pequeño para moverse. Si existe una corriente fuerte todos los granos de arena de un sedimento estarán en movimiento, pero si la velocidad decrece se depositarán primero los minerales pesados gruesos, luego los minerales pesados finos y solo después los minerales livianos gruesos. Si la velocidad de la corriente no disminuye más, se producirá una concentración de minerales pesados en el sedimento. Consecuentemente, estas concentraciones ocurren en condiciones de flujo irregular y esto puede ocurrir en varias situaciones, dado que la roca fuente esté dentro del área de captura. (Evans 1987).

Figura 2

Confluencia de afluentes para la concentración de minerales.



Nota. Tomado de Evans 1987. Pag 247.

Uno de los lugares que provee condiciones muy favorables para la concentración de minerales pesados son los cauces con meandros; mientras más rápido sea el flujo en la parte externa de un

18

meandro, más lento será el flujo en su parte interna y a medida que el meandro migra puede originar una concentración de minerales pesados (Fig.3).

Figura 3

Formación de placeres (punteado) en un cauce de flujo rápido con meandros migrantes. 1.posicion original; 2. Posición intermedia; 3. Posición actual.



Nota. Tomado de Evans 1987. Pag 247.

Para que los paleocanales con depósitos auríferos se formen, el flujo no debe ocuparlos y erosionarlos nuevamente. Los ejemplos de lo que puede causar la preservación a largo plazo incluyen que los canales se encuentren en un ambiente de depósito neto y / o estén en una cuenca sedimentaria en hundimiento. Los paleocanales también se pueden preservar a corto plazo en llanuras aluviales sin depósito neto en las que el río migra lejos de su curso anterior. La preservación es a corto plazo porque a menos que los depósitos del canal estén enterrados, el flujo eventualmente volverá a ocupar su curso anteriormente ocupado, reelaborando y erosionando los depósitos del canal.

4.2 Refracción Sísmica

El levantamiento de refracción sísmica es un método geofísico usado tradicionalmente en muchos tipos de programas de exploración. La aplicación inicial de estos estudios fue el mapeo de domos de sal en los primeros días de la exploración petrolera. Este método ahora se usa de manera rutinaria en estudios de cimentaciones, proyectos de ingeniería civil y estudios de ubicación, ingeniería ambiental, investigaciones geotécnicas, aguas subterráneas, análisis de seguridad de presas y alineación de túneles (Lankston 1989; Hodgkinson y Brown 2005; Bridle 2006; Yilmaz et al. 2006). Además, es popular y se usa ampliamente para obtener imágenes de la estructura del subsuelo. Es atractivo por su operación de campo rentable y fácil interpretación de datos (Zhang y Toksöz 1998).

La refracción sísmica es un principio geofísico regido por la Ley de Snell. Si una capa, en la que las ondas tienen una velocidad V1, está sustentada por otra capa con velocidad V2, entonces la ley de Snell se puede dar en la Ecuación (1).

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2}$$

donde, i es el ángulo de incidencia y r es el ángulo de refracción. La onda de compresión que viaja directamente desde la fuente a un receptor (geófonos) es una onda compresional que viaja muy cerca de la superficie. La velocidad de la onda (V1) es la distancia desde la fuente al receptor (X) dividida por el tiempo (t) que tarda en viajar directamente al receptor (Ecuación (2))

$$V_1 = \frac{X}{t}$$

20

La ecuación de la línea recta representa la llegada directa al gráfico del tiempo de viaje (Figura 1). Por lo tanto, la ecuación (2) cambia a la ecuación (3)

$$t = \frac{X}{v_1}$$

La tomografía de refracción sísmica es un método geofísico para interpretar datos de la refracción sísmica, utiliza una técnica de inversión para determinar la velocidad en modelos 2-D y 3-D. Como resultado, la tomografía de refracción puede, en algunos casos, modelar con mayor precisión y proporcionar una mejor resolución de la estructura compleja de las velocidades del subsuelo. (Redpath 1973).

Las imágenes tomográficas de la distribución de velocidades, en la práctica se puede determinar dentro de un perfil en lugar de modelar las velocidades como capas. Este método de inversión calcula iterativamente el tiempo de viaje del modelo inicial, que debe crearse antes de que comience la inversión, y lo compara con los datos reales. El modelo final se obtiene cuando el desajuste o el error cuadrático medio (RMS) está en el valor más bajo (Jinmin, et al. 2013).

Figura 4

Diagrama esquemático de ondas compresionales y curvas de tiempo de viaje.



Nota. Tomado y modificado de (Jinmin, et al. 2013).

Tabla 2.

Material	Velocidad de onda P (km/s)
No consolidado	0.4 - 1.3
Arcilla	0.6 - 1.6
No consolidado	1.5 - 2.2
mojado	
Till	1.9 - 2.6
Mudstone	3.0 - 4.3
Arenisca	3.0 - 5.0
Limolita	4.2 - 5.8
Granito	4.9 - 5.9
Basalto	5.2 - 6.2

Velocidades de onda P de las rocas según. Wightman, W., Jalinoos, F., Hanna, K., & Sirles, P. (2003).

4.3 Tomografía de resistividad eléctrica

La tomografía de resistividad eléctrica es ahora ampliamente utilizada para estudios hidrogeológicos, prospección y extracción de minerales, así como en aplicaciones medioambientales y de ingeniería (Aizebeokhai et al. 2010; Griffiths y Barker 1993; Loke 2009) y la técnica poderosa para investigar poco profundas estructuras eléctricas subterráneas en varios entornos (Sass 2007; Hauck et al. 2003). El levantamiento TRE mide los cambios de resistividad tanto en la dirección vertical como en la dirección horizontal a lo largo de la línea de levantamiento común al mismo tiempo. Dichos estudios generalmente se llevan a cabo utilizando una gran cantidad de electrodos (25 o más) conectados por un cable de varios núcleos a un sistema de medidor de resistividad con una unidad de conmutación automática (Loke, M. H. 2001). Este método es sensible al fluido de los poros, el contenido de arcilla y la presencia de sales.

El levantamiento TRE se produce inyectando corriente en el suelo a través de dos electrodos de corriente y midiendo la diferencia de voltaje resultante en dos electrodos de potencial. Este

proceso se repite para muchas configuraciones de electrodos de corriente / potencial para producir una pseudo sección de resistividad aparente, y los datos resultantes luego se procesan usando inversión 2-D. Las variaciones en el sedimento subyacente o las unidades de roca indicadas por diferentes resistividades eléctricas se pueden observar como fuertes gradientes de resistividad, aunque la distribución de resistividad del subsuelo podría interpretarse y mapearse a simple vista (Han-Lun et al. 2010).

Independientemente de que la Tomografía eléctrica sea una técnica multielectródica, la base teórica de su funcionamiento es análoga al de los métodos de resistividad convencionales. Ver Figura

Figura 5

Esquema básico de los métodos de resistividad.



Partiendo de estos conceptos básicos, la gran innovación del método de Tomografía eléctrica con respecto a los métodos convencionales reside en que ahora todas las medidas se realizarán de forma totalmente automatizada, es decir sin necesidad de mover manualmente ningún electrodo. Ello se debe a que por un lado trabajaremos con un gran número de electrodos en el terreno

23

(dispuestos equidistante), y por otro lado a que nuestro dispositivo de medida de resistividades se encargará de realizar automáticamente toda la secuencia de medidas preestablecida, formando para ello y según las especificaciones predefinidas, todas las posibles combinaciones de 4 electrodos. De esta forma se irá obteniendo la variación de resistividad del subsuelo tanto en profundidad como lateralmente. En la figura tenemos un ejemplo de la secuencia de medición utilizando el dispositivo Wenner.

Figura 6

La disposición de los electrodos para un levantamiento eléctrico 2-D y la secuencia de mediciones para la matriz de electrodos Wenner utilizada para construir una pseudosección (Loke, M. H. 2001).



En el método TRE, la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo se obtiene inyectando corriente eléctrica (por los electrodos de corriente) en el suelo y midiendo la diferencia de potencial (electrodos de potencial) en dos puntos determinados de la superficie. El método se basa en la aplicación de la ley de Ohm:

 $\rho a = K. \Delta V/Yo$

Donde ρa es la resistividad aparente. k es una constante geométrica que depende solo de las posiciones recíprocas de los electrodos de corriente y potencial; ΔV es la diferencia de potencial medida (voltios) e I es la intensidad de la corriente inyectada (amperios). El valor de la resistividad aparente es una función de varias variables como la geometría de la matriz de electrodos, la ubicación y expansión de los electrodos, la resistividad y otras características de los materiales del subsuelo, como el grosor de las capas, sus ángulos de inmersión, homogeneidad e isotrópicos. propiedades (Keller y Frischknecht 1966).

Los valores de resistividad aparente dependen de la distribución de resistividad real. La verdadera distribución de resistividad en el medio investigado puede estimarse mediante un procedimiento de inversión basado en la minimización de una función adecuada. Esta función es generalmente la suma de la diferencia al cuadrado entre las resistividades aparentes medidas y calculadas. El medio investigado se discretiza en una cuadrícula de celdas 2D (o 3D), donde a cada celda se le asigna un valor de resistividad inicial. El método actual de solución minimiza la diferencia entre las resistividades aparentes medidas y calculadas utilizando la formulación de inversión restringida por suavidad, que restringe el cambio en los valores de resistividad del modelo para que se vuelvan suaves (Loke, M. H. 2001). El método de "inversión robusta con restricción de suavidad" ha demostrado ser mucho más útil cuando los cuerpos del subsuelo tienen límites definidos (Loke, M. H. 2001).

4.4 Polarización inducida

El método de polarización inducida mide el decaimiento de voltaje en materiales terrestres, en respuesta a una corriente que es inducida en el subsuelo, el cual genera el efecto IP. Tal efecto corresponde a un fenómeno complejo que se produce cuando fluidos en espacios porosos de la roca entran en contacto con: minerales de lustre metálico, grafito, arcillas u otros minerales

25

producto de alteración, desencadenando una transferencia electrónica entre estos materiales y electrolitos iónicos del medio que los contiene (roca caja). Por tanto, el efecto IP refleja la habilidad de minerales, rocas o litologías de actuar como un capacitor eléctrico. La corriente que es inyectada al subsuelo permite en primera instancia medir la resistividad aparente ρ a través de un diferencial de voltaje Vc medido (Figura II8). Una vez suprimida la corriente el voltaje medido a través de los electrodos no decae a cero instantáneamente, sino que lo hace en el orden de milisegundos a segundos (Telford et al., 1990).

El efecto de la polarización inducida es la respuesta al grado en que el suelo puede retener la corriente eléctrica al ser inyectada. Esto es, consideramos una corriente aplicada E0, que se interrumpe un tiempo después de ser inyectada, la diferencia de potencial no desaparece instantáneamente, si no que decae gradualmente, Es, desde que se corta la corriente en un tiempo t0, hasta que se disipa completamente, en t1. (Oliver, D. S., Cunha, L. B., & Reynolds, A. C. 1997). Éste fenómeno ha sido atribuido a un tipo de energía almacenada en el material mientras que el flujo de corriente es aplicado. Esta energía almacenada podría ser de origen mecánico, químico etc., sin embargo, la energía de origen químico es el tipo de energía más relevante en este proceso, y sería producto de (a) variaciones en la movilidad de iones de los fluidos presentes en la estructura de la roca, o (b) producto de las variaciones en la conductividad iónica y electrolítica en presencia de minerales metálicos. El primer fenómeno se conoce como polarización electrolítica o de membrana el cual podría ocurrir o no en presencia de minerales metálicos, mientras que el segundo es conocido como polarización electrónica o de sobrevoltaje, el cual depende de la presencia de minerales metálicos.

Figura 7

Medida de IP a través del decaimiento del voltaje (Oliver, D. S., Cunha, L. B., & Reynolds, A. C. 1997).



Medición en dominio del tiempo

Se trata de la manera más simple de medir el efecto IP en el "time domain", y consiste en comparar el voltaje residual V(t) existente después de suprimir la corriente, versus voltaje estable Vc medido mientras la corriente es aplicada.

Cargabilidad: viene definido por la fórmula:

$$M = \frac{1}{Vc} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt$$

"La cargabilidad corresponde a la medida más utilizada dentro de mediciones del tipo "timedomain" y consiste en el cálculo de la integral de la caída de voltaje entre un tiempo t1 y t2, en varios puntos de la curva. El intervalo de medición entre t0 y t1 viene definido por el número de ventanas de cargabilidad medidos a través de la curva de caída de potencial" (Aguilef Carmona, S. G. 2012 p.24).

Tabla 3.

Tabla de resistividades. Tomado de Telford et al 1990.

Tipo de roca	Rango de resistividad (Ωm)
Granito	4.5 x10^3 (húmedo)– 1.3 x10^6 (seco)
Cianita	102-106
Diorita	1.9 x10^3 (húmedo) – 2.8 x10^4(seco)
Cuarzo diorita	2 x10^4 – 2 x10^6 (húmedo)
Dacita	2 x10^4
Andesita	4.5 x10^4 (húmedo) - 1.7 x10^2 (seco)
Diabasa	20-5 x10^7
Lavas	102- 5 x10^4
Gabro	103-106
Basalto	10-1.3 x10^7 (seco)
Mármol	102- 2.5 x10^8 (seco)
Skarn	2.5 x102 (húmedo) -2.5 x108 (seco)
Cuarcita	10-2 x10^8
Shale	20-2 x10^3
Conglomerados	2 x10^3-10^4
Areniscas	1-6.4 x10^8
Limolita	50-107
Dolomita	3.5 x102- 5 x103
Arcilla	1-100

5. Marco Geológico

5.1 Ubicación Geográfica.

Figura 8

Ubicación geográfica del municipio de Timbiquí. Mapa geológico del área de estudio.



Nota. Tomado y modificado de la plancha geológica 340 y 341 Iscundé de la ANH-SGC.

El área de Cheté y Coteje donde se realizará el estudio se localiza en la porción noroeste del departamento del Cauca, a 15 kilómetros río abajo al sureste del municipio de Timbiquí, Colombia (Figura 8).

5.2 Modelo geológico regional

La zona de estudio se localiza en el occidente colombiano, allí se encuentra la faja costanera del Océano Pacífico que abarca desde el departamento de Nariño, al sur, hasta el Golfo de Urabá, al norte, incluyendo la Serranía del Baudó y el Tapón del Darién. La cuenca del Pacífico colombiano está localizada en la margen continental activa donde la placa de Nazca subduce a la placa suramericana, produciendo un efecto compresivo sobre la misma. El choque ha generado esfuerzos, pliegues, y elevaciones geológicas que han venido formando un sistema activo de bandas sedimentarias costeras y han formado también dos dorsales submarinas, Malpelo y Coiba, y el graben de Yáquina que es una dorsal de expansión reciente (Cantera,1993).

En la zona de estudio y en el área de influencia se han diferenciado dos provincias geológicas a partir de rasgos geomorfológicos, tectónicos y litológicos. Estas son la provincia de la Cordillera Occidental (Provincia Litosférica oceánica cretácea occidental -PLOCO (Nivia, 1990)) que está conformada por cadenas montañosas con fuertes pendientes controladas estructuralmente por grandes fallas, y la llanura costera del Pacífico que es la zona en la cual se llevará a cabo el estudio, está constituida principalmente por depósitos sedimentarios terciarios y cuaternarios, depósitos marinos recientes y aluviones. Esta unidad se extiende desde las estribaciones de la Cordillera Occidental hasta la línea costera del Océano Pacifico (Martínez, 2000).

5.3 Geomorfología

La llanura Pacífica presenta una morfología de colinas bajas muy disectadas de paredes abruptas y valles relativamente estrechos. Esta morfología se va suavizando hacia el océano, hasta convertirse en una zona relativamente plana producto de la influencia de las corrientes de los ríos mayores que forman amplias llanuras de inundación y la interacción con los cambios de marea, que en estas zonas son perceptibles. Esta región está constituida por diferentes geoformas producto de la acumulación de grava, arena, arcillas y sedimentos fluviales causada por la pérdida de capacidad de transporte de los ríos. Los ríos presentan meandros amplios no encajonados donde se encuentran con inundaciones permanentes formando ciénagas, pantanos, y manglares de forma semilunar que generalmente se llenan de turbas y sedimentos finos. (Camacho, 200. P.32).

Las sedimentitas de la Formación Raposo presentan un drenaje dendrítico-denso muy fino, con colinas de aristas agudas de vertientes muy inclinadas con valles estrechos, encajonadas y de poca extensión. Estas unidades en algunas partes llegan hasta la línea costera formando prominentes acantilados. (Camacho, 2003. p.32).

5.4 Estratigrafía

En la llanura costera del Pacífico, afloran unidades litológicas que van desde el cretácico hasta el cuaternario, entre las que se encuentran, el Grupo Dagua, el Grupo Diabásico y la Formación Raposo la cual se subdivide en miembro inferior (N2rpi) de afinidad continental y superior(N2rps) de afinidad marina, poseen composición litológica similar, diferenciándose únicamente por el contenido faunístico presente.

31

Cretácico:

- Grupo Dagua:

-Formación Cisneros: Está conformada por una secuencia de pizarras y filitas silíceas y carbonosas, con interestratificaciónes de metaarenitas y metacaliza Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. (1987).

-Formación Espinal: Esta consta de interestratificaciónes de chert, arenita, caliza, shale silíceo y localmente de arenita conglomerada. (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987)

Grupo Diabásico: Consta de una secuencia de vulcanitas básicas compuestas por basalto y diabasa con estructura almohadillada y con interestratificaciónes piroclásticas y sedimentarias, especialmente caliza, chert y limolita. También se encuentran complejos ultramaficos en áreas cercanas a las cabeceras del rio Timbiquí, así como plutones calcoalcalinos, de edad cretácica superior (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).

Paleógeno:

- Paleoceno-Eoceno: Consiste en 400 m de sedimentitas abisales detríticas, biogénicas y calcáreas con influencia turbidítica (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).
- Eoceno: Consta de conglomerados con arenita arcillosa mal seleccionada, arcillolita gris azulosa e intercalaciones menores de caliza y limolita calcárea. (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).

Neógeno:

Plutonismo: Consiste en cuerpos intrusivos de composición cuarzodiorítica a diorítica los cuales se pueden ubicar en los cerros de Timbiquí y Napi (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).

- Formación Raposo Inferior: La Formación Raposo hacía la base, consta de conglomerados de guijarros y guijos que decrecen en tamaño hacia el techo y al occidente, pasando a sedimentitas de grano fino de areniscas arcósicas, limolitas y lodolitas. (Aspden J. A., Nivia, A. Y D. Millward, 1984)
- Formación Raposo Superior: Consiste principalmente de lodolitas de color gris azuloso oscuro con intercalaciones de conglomerados, areniscas y delgados niveles calcáreos y concreciones silíceas de hasta 30 cm de diámetro. Las estructuras sedimentarias y la litología indican que la secuencia fue depositada en ambiente continental a marino somero, con una zona de aportes localizada al oriente y provenientes de las rocas terciarias y cretáceas de la Cordillera Occidental (Aspden J. A., Nivia, A. Y D. Millward, 1984).

Cuaternario:

- Depósitos Aluviales (Q2al): Formados por arenas de grano muy fino, limos y arcillas, que varían en color desde gris claro a gris oscuro. Toda la unidad representa alta bioturbación, así como coloraciones naranjas por efectos de oxidación. (ANH, 2011)
- *Terrazas Aluviales (Q2t):* Unidades constituidas por conglomerados matriz soportados, cuyos clastos, que son de areniscas, limolitas y chert, están unidos por matriz de arena gruesa. También se presentan sobre los conglomerados y en contactos irregulares, arenas de grano fino y arcillas. El color gris oscuro es característico para estas unidades (ANH, 2011).

5.5 Geología Estructural

La descripción de rasgos estructurales en el Pacífico es materia de controversias, debido a la falta de estudios geológicos de detalle (Camacho, 2003). De manera general, en la llanura del pacífico se han cartografiado tres sistemas de fallas; el primero con orientación NE-SW, que corresponde con el tren principal de la Cordillera Occidental, el segundo con dirección NW-SE y por último el sistema de fallas locales con dirección E-W. De acuerdo con McCourt et al (1990), las fallas principales han tenido más de un periodo de movimiento y generalmente las que presentan orientación en la dirección NE son las más antiguas.

El municipio de Timbiquí y la zona de estudio se ven afectadas por el fallamiento de la llanura del pacifico, en la cual, se han cartografiado tres sistemas de fallas, la Espina, San Francisco y Quebrada Colón.

Falla la espina: Se localiza en el borde de la Cordillera Occidental y la llanura del Pacífico y pone en contacto el Litodema Ultrabásico de Guapi con las rocas de la vulcano-sedimentarias del Cretácico (PLOCO), y presenta una dirección N30-40°E. Estas fallas son consideradas del Neógeno, pero no afectan las unidades del Mioceno tardío-Pliocenas de las Formaciones Raposo y Mayorquín (Camacho. 2003).

Falla San Francisco: Se localiza al occidente de la anterior falla y presenta una dirección de N20-35°E. Pone en contacto el Litodema Ultrabásico de Guapi con la secuencia volcanosedimentaria de la Formación Timbiquí (Camacho. 2003).

Falla de la Quebrada Colón: Presenta una dirección NW-SE siguiendo el trazo de la quebrada que le da el nombre. Tiene un desplazamiento destral y afecta las anteriores fallas NE. Afectan las rocas de las Formaciones Raposo y Mayorquín y no se descarta la actividad neotectónica. El sistema de fallas NW-SE es interpretado como una estructura fundamental en los Andes

34

Colombianos que pueden ser correlacionables con estructuras paralelas responsable de la segmentación vulcano-tectónica de los Andes Septentrionales (Camacho, 2003).

5.5 Marco Metalogénico.

La metalogenia se refiere al estudio de la génesis de depósitos minerales con énfasis en sus relaciones espaciales y temporales (espacio-tiempo) con los rasgos geológicos regionales tectónicos, petrográficos, magmáticos etc., es decir el estudio de la relación de los depósitos minerales con su entorno geológico regional. Crowson P. (2003) Para el área de estudio se manifiestan depósitos aluviales (aluviones) con presencia de oro, el cual ha sido transportado de su sitio de origen (fuente primaria) y depositado en valles y paleo valles.

Se ha encontrado oro nativo en los conglomerados de Formación Raposo y en cada uno de los depósitos superficiales cuaternarios diferenciados. En cada caso, la mineralización se debe a una concentración de tipo placer cerca de la base de la unidad. (McCourt, W. J.1990). Los granos han sido laminados y redondeados repetitivamente por el transporte fluvial. El material viene acompañado de minerales pesados como; magnetita, cromita, epidota, barita, pirita, fluorita y minerales secundarios de cobre, los últimos cinco asociados con paragénesis de vetas hidrotermales. (McCourt, W. J.1990). El oro ha sido entonces derivado de la erosión producida por el levantamiento de la Cordillera Occidental.

El levantamiento de la Cordillera Occidental durante la mayor parte del Paleógeno provocó una pausa en la sedimentación en las partes de la cuenca de la Costa del Pacífico. Rocas tectonizadas ultramáficas y máficas probablemente parte de un conjunto ofiolítico de edad mesozoica pueden haber sido emplazadas tectónicamente en esta época. (McCourt, W. J.1990). La subducción a lo largo del borde continental produce el vulcanismo de la Formación Timbiquí. El magmatismo relacionado con esta subducción del Paleoceno superior al Eoceno se caracterizó por erupciones

explosivas, predominantemente subáreas, a veces submarinas, de lavas y tobas predominantemente andesíticas. Una Intrusión de cuarzo diorita aproximadamente hace 22 Ma afectó las rocas volcánicas de la Formación Timbiquí y una actividad hidrotermal produjo una alteración argílica local e intensa en las rocas volcánicas y generó un sistema de vetas mesotérmicas a epitermales con mineralizaciones de metales preciosos y metales base. (McCourt, W. J.1990). Las rocas de la Formación Raposo se depositaron en la cuenca de la costa del Pacífico durante el Neógeno, la Formación Raposo inferior o continental compuesta de lutitas y areniscas con conglomerados basales gruesos que contienen clastos de rocas ígneas, se derivó de la masa terrestre ascendente de la nueva Cordillera Occidental, mientras que la Formación Raposo superior o marina, se compone de foraminíferos del Eoceno Inferior al Oligoceno Medio, fue depositada durante una transgresión marina a mayor distancia del borde oriental de la cuenca (Aspden J. A., Nivia, A. Y D. Millward, 1984). La abundancia de detritos volcánicos en ambas formaciones sugiere derivación por erosión de suelo volcánico erguido y por volcanismo esporádico, explosivo y dacítico de andesita que acompañó a estos movimientos de la corteza. Los canales estrechos dentro de estas rocas sedimentarias indican el inicio del sistema de drenaje moderno en la época del Neógeno (Aspden J. A., Nivia, A. Y D. Millward, 1984). Casi toda la sedimentación cuaternaria en el área se limitó a los valles de los ríos incidiendo sobre las formaciones neógenas. A medida que los ríos que drenan la Cordillera Occidental desarrollaron cursos escalonados hacia el Océano Pacífico, el suministro continuo de sedimentos se redujo a tamaños de partículas progresivamente más pequeñas y se transportó río abajo a lo largo de los valles poco profundos. La falla de bloque normal comenzó alrededor de fracturas dominantes con tendencia N que se hundieron hacia el este, la falla ralentizó el movimiento del sedimento de
carga del lecho fluvial de modo que se depositó en depresiones frente a escarpes de falla, concentrando así el oro y los minerales pesados para formar ricos placeres en tramos.

5.6 Geología Local.

El área de estudio se encuentra sobre la cuenca del Pacífico o Tumaco, según la plancha geológica 340 Iscundé afloran la formación Neógena Raposo superior (N2rps) e inferior (N2rpi) y depósitos del Cuaternario (Q2al, Q2t). aunque en lugares cercanos a la Cordillera Occidental se han encontrado unidades ígneas intrusivas y Volcánicas. A continuación, se mostrarán los rasgos geomorfológicos, estratigráficos y estructurales del área.

El basamento del área estudiada forma parte del Terreno geológico Atrato-San Juan Tumaco, pero los materiales que constituyen los aluviones auríferos se originaron principalmente a partir de erosión, durante el levantamiento del Terciario tardío, de rocas mineralizadas del Terreno Dagua el cual forma, a su vez, parte de la Cordillera Occidental Colombiana. Los principales aluviones auríferos del área se localizan discordantemente sobre una secuencia sedimentaria del Terciario tardío constituida por una alternancia de conglomerados, arenitas y lodolitas, están cubiertos parcialmente por flujos de lodo, y se hallan localmente afectados. Estos paleocanales son usualmente difícilmente diferenciables en superficie y sus rasgos geomorfológicos característicos están generalmente enmascarados por la vegetación (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F.1987).

Estratigrafía:

Mioceno-Plioceno:

La zona está constituida de dos facies detríticas semejantes del terciario superior y flujos de lodos y paleocanales del cuaternario.

Facie Arenosa: Consiste en una secuencia de arenita gris azulosa de grano medio a fino, inmadura textural y composicionalmente, con interestratificaciónes de limolita gris y es frecuente encontrar nódulos silíceos alineados. Dentro de estos estratos se presentan conchas delgadas, pequeños bivalvos y vestigios de bioturbación. Localmente se distinguen foraminíferos dentro de los estratos limo-arenosos (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).

Facie areno-arcillosa: Está constituida por una secuencia de estratos de hasta 3m de espesor y arenita de grano medio a conglomerática de tonalidad amarilla con geometría lenticular, las cuales alternan con interdigitaciones de arenita de grano medio a grueso y arcillolita arenosa que conforman conjuntos de hasta 6 m. Las arenitas conglomerática con composicionalmente inmaduras, con granos subredondeados a angulares y un calibrado que varía desde malo en la base y el techo, a regular en la parte central. En su parte interior presenta acuñamientos, bandas de óxidos, imbricaciones de los cantos mayores y gradación normal. Es frecuente observar huellas de bioturbación, icnofósiles, entre las que se encuentran madrigueras arenosas horizontales. Presenta estratos de arcillolita con hojas y huellas de bioturbación (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).

Cuaternario:

Sobre las Facies de los canales terciarios se encuentran secuencias del cuaternario discordantes constituidas por arcillas y gravas grises. Los mineros de la región denominan como "caliche" a esta unidad. Debido a la gran presencia de maderos con fragmentos de roca, agilización de cantos y estructuras sedimentarias típicas de un flujo viscosos en un medio plásticos se determina que "caliche" se trata de un flujo de lodos (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987). En la zona se encuentran depósitos fluviales en canales y valles aluviales recientes y en paleocanales; estos últimos se ubican en los frentes de mina y en lugares alejados de los cauces

38

de las corrientes actuales y representan la zona económica de los placeres auríferos de la región los cuales siempre están en contacto discordante con las rocas del terciario o "Peña" como la conocen los locales (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).

5.6.1 Paleocanales: Consiste en un conglomerado con cantos de hasta 50 cm compuestos por diorita, cuarzodiorita pórfidos andesíticos y dacíticos, diabasas, aglomerados, arenita y arcillolita de la unidad litológica infra yacente, así como cantos de cuarzo y epidota; suelen ser muy ricos en magnetita y pueden presentar o no oro en forma de escamas de hasta 2 mm (H Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).

Figura 9

Perfil de paleocanal tipo en el área de Timbiquí.



Cepe: Depósitos de llanura de inundación, fragmentos de troncos y hojas dispuestos

paralelamente, dentro de una matriz areno arcillosa.

Moquillo: Grava con cantos grano-soportados, en matriz arenosa. Depósitos recientes.

Caliche: En algunos paleocanales se observan flujos de lodos suprayaciendo los depósitos del centro de canal.

La Peña: Nombre con el que se le conoce localmente a la Formación Raposo, compuesta principalmente de lodolitas, arenitas lodosas y arcillolitas.

Estructural:

LA secuencia buza uniformemente hacia el occidente con un ángulo que caria entre 10° a 20°; presenta un rumbo que oscila entre N20E y N20W y en los escarpes la roca presenta pocas familias de diaclasas (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987).

Según Forero-Onofre, H., Lopez Rendon, J. E., & McCourt, W. (1991), y derivado del estudio de los rasgos geomorfológicos de los placeres auríferos, se reconocieron unos lineamientos que parecen controlar las zonas de mineralización en Cheté y Coteje, los cuales, se presentan alineados con los ríos actuales de los valles o los paleovalles; y se detectaron unas mesetas disectadas desarrolladas a partir de un flujo de lodo que también contiene valores de oro y algunos paleocanales auríferos.

6. Metodología

6.1 Etapa 1. Recopilación de información y adquisición de datos geofísicos.

6.1.1 Selección del área de estudio

En el municipio de Timbiquí se encuentran unos depósitos de oro tipo placer en cauces o paleocanales, estos depósitos se encuentran encajados discordantemente en una secuencia sedimentaria del terciario superior, constituida por alternancias de conglomerados, areniscas y lodolitas (Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. 1987), los cuales son localizados y extraídos con métodos rudimentarios y dañinos para el medio ambiente, lo que la convierte en una zona ideal para la aplicación de métodos geofísicos con el fin de dar herramientas que puedan facilitar la ubicación de estos depósitos con poco impacto medioambiental a las comunidades que dependen de la actividad minera.

6.1.2 Recopilación de información

Se realizó la recopilación de información geofísica y geológica a través de la consulta de libros especializados en el tema, artículos en el que se empleen métodos iguales o similares a los de este trabajo y proyectos de grados en los que se utilizaron métodos de resistividad eléctrica y refracción de ondas P y trabajos geofísicos realizados en el municipio de Timbiquí y sus alrededores.

6.1.4 Selección de arreglos geométricos

Para la Tomografía de Resistividad Eléctrica y la Polarización Inducida se utilizó el arreglo Dipolo-Dipolo, por su excelente resolución y profundidad de investigación, además de obtener una mayor densidad de datos con este método.

6.1.5 Adquisición de datos geofísicos

Debido a las condiciones actuales de pandemia, fue imposible realizar una actividad de campo, por lo cual los datos geofísicos de resistividad, cargabilidad y velocidad de onda P, fueron adquiridos a través de la empresa Dimanto Ingeniería.

Tabla 4.

Datos de la adquisición para TRS.

Adquisición de datos de refracción sísmica								
Numero de Geófonos	Numero de Golpes	Tipo de Geófono	Frecuencia (Hz)	Longitud de línea (m)	Distancia entre Geófonos (m)	Equipo utilizado		
24	13	Sensor vertical	4.5	115	5	Sismógrafo PASI de 24 canales		

Tabla 5.

Datos de la adquisición para TRE.

Adquisición de datos de Resistividad							
Numero Tipo de Líneas de arreglo electrodos		Longitud de línea (m)	Longitud de línea (m) (m) Distancia entre Electrodos u (m)				
3,4 y 5	61	Dipolo-	400	5	LS de 4		
1,2 y 6	60	Dipolo	200	2.5	canales		

6.2 Etapa 2. Procesamiento e interpretación

En la primera fase se obtendrán los perfiles de elevación para cada una de las líneas adquiridas mediante los ensayos geofísicos y se procesarán las imágenes satelitales SRMT de 30 m para el reconocimiento de lineamientos y geomorfologías que funcionen como zonas de control estructural para la posible presencia de paleocanales, los cuales serán insumo en cada uno de los análisis de los datos de las técnicas geofísicas aplicadas en el estudio.

En la segunda fase, el procesamiento de los datos adquiridos mediante la técnica de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) serán analizados utilizando la herramienta Res2dinv de Geotomo Software usando una licencia comercial de propiedad del Instituto Tecnológico Metropolitano de Medellín (ITM).

En la tercera fase, los datos de cargabilidad adquiridos con el ensayo de polaridad inducida (PI) serán procesados también con la herramienta Res2dinv de Geotomo Software. En la cuarta fase de procesamiento se realizará el análisis de los datos adquiridos mediante la técnica de tomografía de refracción sísmica usando el software SeisImager, licencia que es proporcionada por el ITM.

6.2.1 Tomografía de resistividad (TRE) eléctrica y polarización inducida (PI)

Para determinar la geometría de los paleocanales, se han realizado 6 perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) bidimensionales y dos líneas de Polarización Inducida (PI). En cada línea de sondeo se utilizaron 60 nodos con una separación de 2.5 m y una extensión de 200 m para garantizar una profundidad de investigación de 44 m. El ensayo se llevó acabo utilizando un arreglo dipolo-dipolo. Todas las secciones de tomografía eléctrica fueron pre procesadas en el software TERREMETER TOOLBOX e interpretadas mediante inversión utilizando el software RES2DINV con elementos finitos de cuatro nodos.

43

El procesamiento de los se realizó en el programa Terremeter toolbox para verificar la coherencia de los datos y eliminar los registros que no tengan sentido físico, como lo podrían ser valores negativos, esto teniendo en cuenta las recomendaciones del software RES2DVIN para el procesamiento de los diferentes sondeos, como lo es que el valor máximo de resistividad y cargabilidad no sean 300 veces mayor al valor mínimo.

Figura 10

Seudosección Preliminar de Terremeter.



la tendencia de los datos en la opción "Exterminated bad datapoint", esto se muestra en la Figura 12, en ella se observa que las líneas no son totalmente planas lo que indica errores en la toma de los datos, así que se procede a eliminar los puntos que causen problemas obtener un mejor resultado.

Figura 11

Exterminar puntos malos.



Para la inversión de los datos de resistividad se utiliza un método de modelado de elementos finitos para los sondeos con topografía, un factor de amortiguamiento de 10 ya que nos permite tener una mayor resolución de la primera capa, lo cual es necesario debido a que los paleocanales se encuentran la parte más superficial del subsuelo, el tamaño de la malla horizontal es de 4 nodos para una mayor precisión y el tamaño de la malla vertical es fino ya que el valor máximo de resistividad es 300 veces mayor que el valor mínimo. Para la configuración del Error RMS se establece que un error menor al 5% es óptimo y entre el 5 y 10 % es aceptable, se utiliza un máximo de 4 iteraciones para la inversión y para el filtro de grosor vertical u horizontal se utiliza un valor de 0.5 ya que las anomalías de la resistividad que nos interesan están en la horizontal debido a que esta es la estructura característica de los paleocanales.

Se procede a realizar la inversión la cual se observan en la figura 12, si el error RMS es mayor a los parámetros establecidos anteriormente se va la opción de estadísticas "RMS error statistics" (Figura 14) para verificar cuales son los datos que se alejan de la tendencia de la gráfica de resistividad aparente y eliminarlos para posteriormente volver a correr la inversión y disminuir el error.

Figura 12

Seudosección de Tomografía de Resistividad Eléctrica.



Figura 13

RMS error statistics. Desviación de los datos con respecto al valor teórico.



Figura 14

Seudosección de tomografía de resistividad eléctrica final.



Por último, se procede a dar un sentido geológico a los valores de resistividad reales que se observan en la seudosección final (Figura 14), con el fin de generar un modelo geológico en el que se puedan observar las unidades y o estructuras de interés para el proyecto.

47

6.2.2 Refracción Sísmica.

Las imágenes de tomografías de la distribución de velocidades en la práctica se pueden determinar dentro de un perfil en lugar de modelar las velocidades como capas. Este método de inversión calcula iterativamente el tiempo de viaje del modelo inicial, que debe crearse antes de que comience la inversión, y lo compara con los datos reales. El modelo final se obtiene cuando el desajuste o el error cuadrático medio (RMS) está en el valor más bajo (Bery 2013). Es así como se levantaron 8 líneas de refracción sísmica en el área de estudio en. Para esto se utilizaron 24 geófonos de 4.5 Hz, y cables sísmicos de 115 metros con una separación de 5 metros. Los datos sísmicos adquiridos se procesaron e interpretaron utilizando el paquete de software comercial SeisImager / 2D® (Pickwin v.4.0 2008 y Plotrefa v.2.9 2008), la metodología utilizada se muestra en la (Figura 15)

Figura 15

Metodología utilizada.



La primera etapa consiste en la identificación de los primeros arribos de la señal en el sismograma (Figura 21), para esto se usó el software Pickwin. La característica principal para distinguir primeras llegadas consiste en el aumento y disminución pronunciado de la amplitud. Este fenómeno se repite a lo largo de todas las trazas que conforman el registro sísmico. Es importante no confundir primeras llegadas con ruido asociado a problemas de adquisición, por lo cual actualmente se usan algoritmos basados en principios matemáticos y físicos para realizar el filtrado y suavizado de las frecuencias con el fin de mitigar estos efectos y obtener una mejor calidad de la señal. El resultado de este "picado" son curvas de tiempo-distancia o dromocronas (Figura 17) que se construyen en función de la distancia a lo largo de la línea, el espaciado de los geófonos, la ubicación de la fuente y la primera hora de llegada. Es así como exportamos los resultados en formato .vs y continuamos con el siguiente programa (Carmona Acsención, L. M. 2014.p.12).

Figura 16



"Picado" de primeros arribos.

La segunda etapa consiste en analizar las curvas de tiempo-distancia que se generan a partir de cada línea sísmica mediante el uso del programa Plotrefa. Estas curvas fueron corregidas y

49

verificadas para la estimación exacta de la velocidad de la onda P, luego, mediante la asignación de capas, se genera un modelo inicial de inversión que contiene los parámetros; velocidad máxima, velocidad mínima y la elevación promedio de la superficie.

Figura 17





Posteriormente se realiza una inversión tomográfica por parámetros de defecto, este método comienza con un modelo de velocidad inicial y traza de manera iterativa los rayos a través del modelo con el objetivo de minimizar el error RMS entre los tiempos de viaje observados y calculados, la creación de modelos finales de velocidad de profundidad se representó en formas 2D (Figura 18), este modelo convirtió el tomograma en un modelo en capas para representar mejor la naturaleza en capas de la geología (Figura 19)

Figura 18

Modelo de velocidad-profundidad.





Modelo de capas del subsuelo.



7. Resultados

7.1 Tomografía de Resistividad Eléctrica

La zona de estudio se encuentra aproximadamente a unos 11.5 km al suroeste del municipio de Timbiquí y comprende un área de 8.9 Km2, en la que se realizaron 6 Tomografías eléctricas de resistividad como se muestra en el mapa de la figura 20.

Figura 20

Ubicación de zona de trabajo y líneas de resistividad.





Tabla 6.

Líneas de TRE							
Geología	Espesor (m)	Profundidad (m)	Resistividad (ohm/m)				
Depósitos cuaternarios	5,0-20,0	0,0-20,0	300,0-1000,0				
Paleocanal	10,0 - 20,0	0-15	300,0 - 10000,0				
Formación Raposo	20,0-45,0	5,0-50,0	1,0 - 50,0				

Dimensiones y características físicas de las unidades geológicas de interés para TRE.

Tabla 7.

Dimensiones y características físicas de las unidades geológicas de interés para TRS.

Líneas de TRS							
Geología	Espesor (m)	Profundidad (m)	Velocidad de onda P (m/s)				
Depósitos cuaternarios	5,0-20,0	0,0-20,0	300-1300				
Formación Raposo	40,0-50,0	5,0-50,0	1300-1600				

Tabla 8.

Error RMS para el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica.

Error RMS							
TRE	L1	L2	L3	L4	L5	L6	
	5,70%	7,20%	8,30%	5,20%	6,20%	7,70%	

Tabla 9.

Error RMS para el método de Tomografía de Refracción Símica.

Error RMS								
тре	JP1	JP2	JP4	JP5	JP7	J1	J2	J3
IKS	7,60%	4,80%	7,90%	6,30%	5,30%	9,60%	6,60%	4,50%

L1: Línea de TRE 1

La línea fue adquirida a 1600 m hacia el sur del río Timbiquí con una longitud de 200 m y una

profundidad estimada de 40 m.

Figura 21

Seudosección de resistividad aparente TRE 1.



Figura 22

Seudosección de resistividad aparente interpretada TRE 1.





Las TRE 1 y 2 (Figuras 22 y 24) son dos seudosecciones paralelas en la que se distinguen dos unidades geoeléctricas correspondientes a las arcillolitas de la Formación Raposo con bajos valores de resistividad que van desde los 1 los 100 ohm/m y depósitos cuaternarios correspondiente a los valores más altos de resistividad que van desde los 100 los 10.000 ohm/m. En este último se pude identificar un paleocanal aparentemente cortado a la mitad por la línea, con una longitud de 100 m. En la zona de resistividades intermedias que van desde los 100 a los 1000 ohm/m es donde se encuentra el contacto entre los materiales no consolidados y depósitos aluviales con la roca madre y es en esta zona donde se espera que se encuentre la acumulación de mineral aurífero los cuales se hallan en la parte más profunda del canal rellenando fracturamientos o depresiones.

L2: Línea de TRE 2

La línea fue adquirida a 1600 m hacia el norte del río Timbiquí con una longitud de 200 m y una

profundidad estimada de 40 m.

Figura 23

Seudosección de resistividad aparente TRE 2.



Figura 24

Seudosección de resistividad aparente interpretada TRE 2.



L3: Línea de TRE 3

La línea fue adquirida a 160 m hacia el norte del río Timbiquí con una longitud de 400 m y una

profundidad estimada de 80 m.

Figura 25

Seudosección de resistividad aparente TRE 3.



Figura 26

Seudosección de resistividad aparente interpretada TRE 3.





En la TRE 3 (Figura 26) se distinguen dos unidades geoeléctricas, la primera, correspondiente a las arcillolitas de la Formación Raposo con bajos valores de resistividad que van desde los 1 los 100 ohm/m, aunque presenta algunas heterogeneidades con valores de resistividad de hasta 300 ohm/m, esto puede deberse a la presencia de roca de un tamaño de grano más gruesas como las intercalaciones de areniscas presentes en esta formación; La segunda, a depósitos cuaternarios correspondiente a los valores más altos de resistividad que van desde los 1.000 los 10.000 ohm/m. En este último se pude identificar un paleocanal completo que cuenta con una longitud de 250 m, presenta forma de canal acuñándose a los extremos de este mismo. En la zona de resistividades intermedias que van desde los 100 a los 1000 ohm/m es donde se encuentra el contacto entre los materiales no consolidados y depósitos aluviales con la roca madre y es en esta zona donde se espera que se encuentre la acumulación de mineral aurífero los cuales se hallan en la parte más profunda del canal rellenando fracturamientos o depresiones.

L4: Línea de TRE 4

La línea fue adquirida a 70 m hacia el norte del río Timbiquí con una longitud de 400 m y una

profundidad estimada de 80 m.

Figura 27

Seudosección de resistividad aparente TRE 4.



Figura 28

Seudosección de resistividad aparente interpretada TRE 4.



En la TRE 4 (Figura 28) se distinguen dos unidades geoeléctricas correspondientes a las arcillolitas de la Formación Raposo con bajos valores de resistividad que van desde los 1 los 100 ohm/m y depósitos cuaternarios correspondiente a los valores más altos de resistividad que van desde los 1000 los 10.000 ohm/m. En este último se pude identificar el paleocanal completo, posee una longitud aproximada de 250 m y presenta forma de canal acuñándose a los extremos de este. En la zona de resistividades intermedias que van desde los 100 a los 1000 ohm/m es donde se encuentra el contacto entre los materiales no consolidados y depósitos aluviales con la roca madre y es en esta zona donde se espera que se encuentre la acumulación de mineral aurífero los cuales se hallan en la parte más profunda del canal rellenando fracturamientos o depresiones.

L5: Línea de TRE 5

La línea fue adquirida a 70 m hacia el norte del río Timbiquí con una longitud de 400 m y una

profundidad estimada de 80 m.

Figura 29

Sección de resistividad aparente.

Profundidad (m)



Figura 30

Sección de resistividad aparente interpretada.



En la TRE 5 se distinguen dos unidades geoeléctricas, la primera, correspondientes a las arcillolitas de la Formación Raposo con bajos valores de resistividad que van desde los 1 los 100 ohm/m, y la segunda a depósitos cuaternarios correspondiente a los valores más altos de resistividad que van desde los 1.000 los 10.000 ohm/m. Para esta línea de resistividad se observa una significativa reducción del paleocanal, alcanzando apenas los 70 m de longitud aproximadamente y un pequeño paleocanal en forma elíptica alargada hacia la parte más norte de la línea. En la zona de resistividades intermedias que van desde los 1000 ohm/m es donde se encuentra el contacto entre los materiales no consolidados y depósitos aluviales con la roca madre y es en esta zona donde se espera que se encuentre la acumulación de mineral aurífero los cuales se hallan en la parte más profunda del canal rellenando fracturamientos o depresiones.

L6: Línea de TRE 6

La línea fue adquirida a 730 m hacia el norte del río Timbiquí con una longitud de 400 m y una

profundidad estimada de 80 m.

Figura 31

Sección de resistividad relativa.



Figura 32

Sección de resistividad aparente interpretada.





En la TRE 6 solo se distinguen una unidad geoeléctrica, la cual corresponde a las arcillolitas de la Formación Raposo con bajos valores de resistividad que van desde los 1 los 100 ohm/m, no se detectan paleocanales de posibles acumulaciones de mineral aurífero.

7.2 Polarización Inducida

L1: Línea de polarización inducida 1

La línea fue adquirida a 1600 m hacia el sur del río Timbiquí con una longitud de 200 m y una

profundidad estimada de 40 m.

Figura 33

Seudosección de cargabilidad TRS 1

Profundidad (m)



L2: Línea de polarización inducida 2

La línea fue adquirida a 1600 m hacia el sur del río Timbiquí con una longitud de 200 m y una

profundidad estimada de 40 m.

Figura 34

Seudosección de cargabilidad TRS 2



Debido a que la muestra de datos da una gran cantidad de datos con valores sin sentido físico, es imposible realizar una interpretación correcta de los valores de cargabilidad para el método de Polarización Inducida. Esta presenta datos de cargabilidad superior a los -1000 ms y ahora error superior al 20 %.

7.3 Tomografía de refracción sísmica TRS

La zona de estudio se encuentra aproximadamente a unos 11.5 km al suroeste del municipio de Timbiquí y comprende un área de 0.11 Km2, en la que se realizaron 8 Tomografías de refracción sísmica como se muestra en el mapa de la figura 32.

Figura 35

Mapa de la zona con la ubicación de las líneas sísmicas.





66

J1: Línea de TRS J Pedrero 1

La línea fue adquirida a 680 m hacia el Norte del río Timbiquí con una longitud de 115 m y una profundidad estimada de 20 m.

Figura 36

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 1.



Figura 37

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 1 interpretada.



Profundidad (m)

Velocidad de onda P (m/s)

J2: Línea de TRS J Pedrero 2

La línea fue adquirida a 680 m hacia el Norte del río Timbiquí con una longitud de 115 m y una profundidad estimada de 20 m.

Figura 38

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 2.



Figura 39

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 2 interpretada.



Velocidad de onda P (m/s)

J4: Línea de TRS J Pedrero núm 4

La línea fue adquirida a 680 m hacia el Norte del río Timbiquí con una longitud de 115 m y una profundidad estimada de 20 m.

Figura 40

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 4.



Figura 41

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 4 interpretada.



Profundidad (m)



69

J5: Línea de TRS J Pedrero número 5

La línea fue adquirida a 680 m hacia el Norte del río Timbiquí con una longitud de 115 m y una profundidad estimada de 20 m.

Figura 42

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 5.



Figura 43

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 5 interpretada.



J7: Línea de TRS J Pedrero 7

La línea fue adquirida a 680 m hacia el Norte del río Timbiquí con una longitud de 115 m y una profundidad estimada de 20 m.

Figura 44

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 7.



Figura 45

Seudosección de velocidad de onda P TRS JP 7 interpretada.



P1: Línea de TRS Piedrero 1

La línea fue adquirida a 680 m hacia el Norte del río Timbiquí con una longitud de 115 m y una

profundidad estimada de 20 m.

Figura 46

Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 1.



Figura 47

Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 1 interpretada.




P2: Línea de TRS Piedrero 2

La línea fue adquirida a 680 m hacia el Norte del río Timbiquí con una longitud de 115 m y una profundidad estimada de 20 m.

Figura 48

Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 2.



Figura 49

Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 2 interpretada.



P3: Línea de TRS Piedrero 3

La línea fue adquirida a 680 m hacia el Norte del río Timbiquí con una longitud de 115 m y una profundidad estimada de 20 m.

Figura 50

Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 3.



Figura 51

Seudosección de velocidad de onda P TRS Piedrero 3 interpretada.



Profundidad (m)

Velocidad de onda P (m/s)

De la figura 36 a 51 se puede observar los resultados del método de refracción sísmica de ondas P, este método es especialmente bueno para la detección de discontinuidades en el subsuelo. Se pueden identificar dos unidades importantes, el material no consolidado correspondiente a los depósitos cuaternarios de velocidades de onda P que van desde los 300 a los 900 m/s y a las arcillolitas de la Formación Raposo que van de los 1300 a los 1800 m/s; las velocidades de onda de entre 900 y 1300 m/s corresponden a la zona de contacto y transición entre las dos litologías anteriormente mencionados y es donde se pueden dar las acumulaciones de oro.

7.4 Modelos Geológicos

7.4.1 Modelos de TRE

TRE 1

Figura 52

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 1.



TRE 2

Figura 53

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 2.

SE



NW

Las figuras 52 y 53 corresponden a los modelos geológicos obtenidos a partir de la interpretación de las líneas TRE 1 y 2, las cuales son paralelas, con una separación de 225 m y se ubica en la parte sur de la zona de estudio. En el perfil se puede observar dos litologías predominantes, los depósitos aluviales del cuaternario y la Formación Raposo, conformada por arcillolitas de color negro con una gran presencia de material orgánico como troncos y hojas; esta se encuentra en contacto discordante con el paleocanal presente en los depósitos cuaternarios, este último, posee un espesor que varía desde los 30 hasta los 5 metros y posee una longitud de 100 metros aproximadamente; debido a la forma y extensión que posee la estructura, se infiere que se tomó la mitad del paleocanal. Por lo que es posible que las acumulaciones de oro se encuentren a 40 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 1 y a 50 metros sobre la línea y a una profundidad de 20 m para la TRE 2; ya que estas son las zonas más profundas a la que se

TRE 3

Figura 54

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 3.





NE

La figura 54 corresponden al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRE 3 y esta se ubica en la parte noroeste de la zona de estudio. En el perfil se puede observar dos litologías predominantes, los depósitos aluviales del cuaternario y la Formación Raposo, conformada por arcillolitas de color negro con una gran presencia de material orgánico como troncos y hojas; esta se encuentra en contacto discordante con el paleocanal presente en los depósitos cuaternarios, este último, posee un espesor que varía desde los 10 hasta los 15 metros y posee una longitud de 340 metros aproximadamente; debido a la forma y extensión que posee la estructura, se infiere que se trata de un paleocanal completo. Por lo que es posible que las acumulaciones de oro se encuentren entre los 130 y los 230 metros, más específicamente a los 180 metros sobre la línea y a una profundidad de 15 m para la TRE 3; ya que esta es la zona más profunda a la que se encuentra el paleo canal y donde es más probable que se dé la acumulación del mineral.

TRE 4

Figura 55

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 4.





78

NE

TRE 5

Figura 56

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE 5.



Las figuras 55 y 56 corresponden a los modelos geológicos obtenidos a partir de la interpretación de las líneas TRE 4 y 5, las cuales son paralelas, con una separación de 126 m y se ubica en la parte sur este de la zona de estudio. En el perfil se puede observar dos litologías predominantes, los depósitos aluviales del cuaternario y la Formación Raposo, conformada por arcillolitas de color negro con una gran presencia de material orgánico como troncos y hojas; esta se encuentra en contacto discordante con el paleocanal presente en los depósitos cuaternarios, este último, posee un espesor que varía desde los 10 hasta los 15 metros y su longitud varia de los 140 a los 240 metros aproximadamente; debido a la forma y extensión que posee la estructura, se infiere que es un paleocanal completo. Para la TRE 4 la acumulación del mineral se puede encontrar a los 100 y 195 metros de la línea a una profundidad entre 10 y 15 metros siendo estas las zonas más bajas de paleocanal. Para la TRE 5 se puede observar dos estructuras, la primera, ubicada en la zona sur oeste se puede identificar que el paleocanal a reducido su tamaña considerablemente a casi la mitad, por lo que se sugiere que la acumulación del mineral se ubique a los 130 metros

sobre la línea a una profundidad de 10 m. La segunda es una pequeña estructura de forma elipse aplastada, posiblemente un pequeño paleocanal y aunque es considerablemente más pequeño que los demás encontrados, es probable encontrar acumulaciones de oro ya que se han encontrado en paleocanales de este tamaño, la concentración se daría a los 340 metros sobre la línea con una profundidad de 20 metros.

7.4.2 Modelos de TRS

TRS JP 1

Figura 57

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 1.





La figura 57 corresponde al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRS JP 1. En el perfil se puede observar una sola litología predominante, materiales no consolidados correspondientes a depósitos cuaternarios. Debido a que el método solo identifica

80

cambios en las velocidades y discontinuidades, es imposible identificar la extensión y forma completa del paleocanal, pero se pueden identificar su límite inferior y las posibles zonas de acumulación de oro; para el caso de este perfil la extensión en vertical del material no consolidado supera el alcance en profundidad del método lo que imposibilita la identificación de las zonas de acumulación del mineral de interés.

TRS JP 2

Figura 58

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 2.



La figura 58 corresponde al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRS JP 2. En el perfil se pueden observar dos litologías predominantes, depósitos cuaternarios y las arcillolitas de la Formación Raposo. La extensión del material no consolidado es 115 m con una profundidad que varía entre 6.9 a 16.8 m, las posibles zonas de acumulación de mineral se encuentran a los 10 y 100 metros sobre la línea a una profundidad de 15 m aproximadamente.

TRS JP 4

Figura 59

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 4.



Profundidad (m)

La figura 59 corresponde al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRS JP 4. En el perfil se pueden observar dos litologías predominantes, depósitos cuaternarios y las arcillolitas de la Formación Raposo. La extensión del material no consolidado es 115 m con una profundidad que varía entre 10 a 20 m, las posibles zonas de acumulación de mineral se encuentran a los 15 y 55 metros sobre la línea a una profundidad de 20 m aproximadamente.

TRS JP 5

Figura 60

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 5.

Profundidad (m)



La figura 60 corresponde al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRS JP 5. En el perfil se pueden observar dos litologías predominantes, depósitos cuaternarios y las arcillolitas de la Formación Raposo. La extensión del material no consolidado es 115 m con una profundidad que varía entre 6 a 14 m, la posible zona de acumulación de mineral se encuentra a los 75 metros sobre la línea a una profundidad de 11 m aproximadamente.

TRS JP 7

Figura 61

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE JP 7.

Profundidad (m)



La figura 61 corresponde al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRS JP 5. En el perfil se pueden observar dos litologías predominantes, depósitos cuaternarios y las arcillolitas de la Formación Raposo. La extensión del material no consolidado es 115 m con una profundidad que varía entre 0 a 15 m, la posible zona de acumulación de mineral se encuentra a los 5 metros sobre la línea a una profundidad de 15 m aproximadamente.

TRS J1

Figura 62

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE J1.

Profundidad (m)



La figura 62 corresponde al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRS J1. En el perfil se pueden observar dos litologías predominantes, depósitos cuaternarios y las arcillolitas de la Formación Raposo. La extensión del material no consolidado es 115 m con una profundidad que varía entre 8.5 a 16 m, la posible zona de acumulación de mineral se encuentra a los 20 y 70 metros sobre la línea a una profundidad de 12 m aproximadamente.

TRS J2

Figura 63

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE J2.

Profundidad (m)



La figura 63 corresponde al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRS J2. En el perfil se pueden observar dos litologías predominantes, depósitos cuaternarios y las arcillolitas de la Formación Raposo. La extensión del material no consolidado es 115 m con una profundidad que varía entre 6.8 a 10 m, la posible zona de acumulación de mineral se encuentra a los 10 y 70 metros sobre la línea a una profundidad de 10 m y sobre los 110 m a una profundidad de 8 m aproximadamente.

TRS J3

Figura 64

Modelo geológico correspondiente a la línea TRE J3.

Profundidad (m)



La figura 64 corresponde al modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de la línea TRS J3. En el perfil se pueden observar dos litologías predominantes, depósitos cuaternarios y las arcillolitas de la Formación Raposo. La extensión del material no consolidado es 115 m con una profundidad que varía entre 17.3 a 7.8 m, la posible zona de acumulación de mineral se encuentra a los 70 metros sobre la línea a una profundidad de 15 m aproximadamente.

88

7.4.2 Mapas geológicos

Zona de Trabajo de geoelectrica

Zona de Trabajo de sísmica

Figura 65



N2r Formación Raposo

0,45

0

0,9

1,35

1,8 Km

Mapa geológico final con la ubicación de las zonas de posibles mineralizaciones dentro del paleocanal para TRE.

Figura 66

Mapa geológico final con la ubicación de las zonas de posibles mineralizaciones dentro del paleocanal para TRS.





Finalmente, utilizando los datos obtenidos de los métodos de resistividad y refracción sísmica se logra obtener la localización y extensión de los paleocanales y los puntos de acumulación del mineral los cuales se encuentran indicados en los mapas de las figuras 63 y 64, en estos se puede observar que algunos de los lineamientos parecen controlar las zonas de mineralización en el área de estudio.

8. Discusión

El diseño propuesto para el levantamiento de los métodos geofísicos presenta ciertas limitaciones, producto de la poca densidad de líneas tomadas y a una inexistente fase de pre campo que permitiera analizar y determinar las mejores zonas para la realización del estudio, esto generó, que, aunque se haya logrado determinar la geometría de los paleocanales y las áreas de posible acumulación de mineral, así como la ubicación de estos, no se haya logrado definir la extensión total de los de estas estructuras geológicas. Lo anterior ahondado a la imposibilidad del acceso a la zona, puede generar una incertidumbre con respecto a las características litológicas presentes, ya que solo se cuenta con la información presente en la bibliografía sin corroboración de campo.

Mediante el uso de los métodos geofísicos de Tomografía de Resistividad Eléctrica y Tomografía de Refracción Sísmica se pudo determinar los valores de resistividad y cargabilidad para cada una de las litologías presentes en la zona, obteniendo valores de 1 – 50 oh/m y 400 – 1300 m/s para los depósitos cuaternarios y de 300 – 10000 oh/m y 1300 – 1600 m/s para las arcillolitas de la Formación Raposo. Estos resultados son concordantes con estudios realizados con anterioridad en el municipio de Timbiquí, en el que se arrojan datos de 1 – 100 ohm y 200 – 900 m/s para los depósitos cuaternarios y 1000 – 5000 oh/m y 1200 - 1800 m/s para la Formación Raposo.

91

9. Conclusiones

Los espesores de los paleocanales presentes en la zona varían desde los 10 hasta los 30 m y alcanza longitudes de 100 metros, siendo los que se ubican en la parte sur del estudio (L1 y L2) los que se encuentran a mayor profundidad.

Los valores más altos de resistividad (300 - 10000 oh/m) corresponden a los conglomerados y paleocanales presentes en la zona, los valores intermedios (50 - 300 oh/m) a la zona de contacto entre las dos unidades predominantes (Formación Raposo y Depósitos Cuaternarios) y los valores más bajos corresponden arcillolitas (1 - 50 oh/m).

Los valores de velocidad de onda P de 400 a 1300 m/s corresponden al material no consolidado y las velocidades de entre 1300 y 1600 m/s corresponden las arcillolitas de la Formación Raposo. Solo dos de los paleocanales caracterizados con TRE presenta una forma cóncava típica de estas estructuras, las demás presentan una geometría alargada, aun así, se pueden identificar varias zonas de acumulación de oro a profundidades de 30 m para las Líneas L1 y L2 y a 10 m para las líneas L3, L4 y L5, para L6 no se encontró ninguna estructura geológica.

Los paleocanales caracterizados con TRS presentan varias zonas cóncavas que pueden funcionar como trampas para la acumulación del mineral, las cuales se encuentran en la parte más profundas de esta estructura, en el contacto entre las unidades litológicas, a 20 m bajo el suelo. Una parte de los paleocanales localizados se encuentran controlados estructuralmente por lineamientos paralélelos a los causes del río Timbiquí.

La metodología de exploración propuesta en este estudio, ha demostrado ser muy eficaz para la determinación de la geometría de los paleocanales y la localización de los mismo, esto sumado a lo fácil de la aplicación de los métodos y lo económico de los mismo, lo hacen una alternativa

muy viable para remplazar las técnicas más destructivas de exploración que utilizan las comunidades mineras de Timbiquí.

10. Recomendaciones

Se recomienda realizar una fase de pre campo en el que se identifiquen claramente los lineamientos y así realizar las líneas de tomografía de forma perpendicular a la dirección de estas estructuras, para reducir la incertidumbre en la localización de los paleocanales. Tener una mayor densidad de líneas de tomografías paralelas con una separación de 200 metros que permitan caracterizar por completo los paleocanales presentes. Aplicar la Tomografía de Resistividad Eléctrica como método principal de exploración, y los

métodos de IP y TRS se usen como complementos.

Referencias Bibliográficas

- Aguilef Carmona, S. G. (2012). Analisis geológico de estudios geofísicos de Polarización Inducida (IP) en sistemas IOCG y pórfido cuprifero del Norte de Chile.
- Aizebeokhai, A. P., Olayinka, A. I., & Singh, V. S. (2010). Application of 2D and 3D geoelectrical resistivity imaging for engineering site investigation in a crystalline basement terrain, southwestern Nigeria. Environmental Earth Sciences, 61(7), 1481-1492.
- ANH., (2007) Colombian Sedimentary Basins: nomenclature, boundaries and petroleum geology, a new Proposal. Bogotá, Colombia

ANH., (2011) Mapa Geológico de la Plancha 340 Iscuandé. Colombia

- ANNELLS, R.N., FORERO 0, H.F: and RODRIGUEZ R, C.A. 1988. Geology and gold potential of the Timbiqui and Napi river basins, Gauca Department Colombia:
 MPP Project Preliminary Report 99pp. British Geological Survey Technical Report WC/88/45.
- Aspden J. A., Nivia, A. Y D. Millward, (1984). Geología de la Plancha 279 Dagua. INGEOMNAS- Misión Geológica Británica (B.G.S.). Cali, Colombia
- Cantera J., (1993). Oceanografia, en Colombia Pacífico, tomo 1, Leiva, P. (Editor), Fondo FEN, Santa fé de Bogotá, Colombia, pp.12-23.
- Camacho, G. B., (2003). Memoria explicativa mapa geológico del departamento del cauca. Colombia
- Carmona Acsención, L. M. (2014). Aplicación del método de prospección sísmica por refracción en un área parcial de ciudad universitaria.
- Carn, M., Laubacher, G., Gelot, J. L., Valdivia, E., Delgado, M., Fornari, M., & Rodriguez, W. (1990). Prospección eléctrica en placeres fluvioglaciares de oro del distrito de Ananea.

95

- Crowson P. (2003) Astride Mining: issues and policies for the mining industry. Mining Journal Books, London
- Castro Páez, H., & Forero Onofre, H. F. (1987). Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras. Prospección aurífera del río timbiquí comunidades de cheté y Coteje, departamento del cauca. INGEOMINAS.
- Cuellar Rodriguez, J. V. (1987). Estudio geoléctrico en la prospección aurífera río timbiquí, áreas de cheté y Coteje departamento del Cauca. - Bogotá INGEOMINAS 1987 - 78 p.
- Davis, J. L., Annan, A. P., & Vaughan, C. J. (1984). Placer exploration using radar and seismic methods. SEG Technical Program Expanded Abstracts 1984
- Eberle, D., Bastian, D., Ebel, N., & Schwarz, R. (2017). Locating hidden channels for placer gold exploration in the Cariboo District, British Columbia, Canada A case study. Journal of App
- El Tiempo (16 de diciembre de 2015) Nuevos desiertos avanzan detrás de la fiebre del oro.
- Evans, A. M. (1987). Introduction to ore geology.
- F. Lara. (2013). Estudio de los depósitos de oro de placer en el área de Trincheras, estado de Sonora, empleando los métodos de aeromagnetometría y espectrometría aérea de rayos gamma. Instituto Politécnico Nacional.
- Forero-Onofre, H., Lopez Rendon, J. E., & McCourt, W. (1991). Aplicacion de los sensores remotos en la detección de aluviones auriferos en la costa pacífica colombiana.
- Grosz, A. E., & Schruben, P. G. (1996). NURE geochemical and geophysical surveys-defining prospective terranes for United States placer exploration. In International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts (Vol. 2, No. 33, p. 79A).

- Hou, B., Keeling, J., & Van Gosen, B. S. (2017). Geological and Exploration Models of Beach
 Placer Deposits, Integrated from Case-Studies of Southern Australia. Ore Geology
 Reviews, 80, 437–459
- Jinmin, M., Saad, R., Saidin, M., & Bery, A. A. (2013). Electrical resistivity survey in Bukit Bunuh, Malaysia for subsurface structure of meteorite Impact study. Open Journal of Geology, 3(2), 34-37.
- Keller, G. V., & Frischknecht, F. C. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting.
- Khalil, M. H., & Hanafy, S. M. (2008). Engineering applications of seismic refraction method: A field example at Wadi Wardan, Northeast Gulf of Suez, Sinai, Egypt. Journal of Applied Geophysics, 65(3-4), 132-141.
- Kuzvart, M., Böhmer, M., & Zárubová, H. (1986). Prospecting and exploration of mineral deposits (pp. 409-426). Amsterdam Elsevier. (Volumen 21)
- Loke, M. H. (2001, January). Constrained time-lapse resistivity imaging inversion. In Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2001 (pp. EEM7-EEM7). Society of Exploration Geophysicists.
- Lozano, H., & Pulido, O. H. (1986). Situación actual del oro y la plata en Colombia: geología, génesis, aspectos mineros, reservas y producción. Boletín Geológico, 27(3), 1-56.
- Manu E., Preko K., Wemegah D.D. (2013). Application of Ground Penetrating Radar in delineating zones of Gold Mineralization at the Subenso North Concession of Newmont Ghana Gold Limited. International Journal of Scientific and Research Publications, Volume 3, Issue 5

- Martínez, C. H., (2000). Características geológicas y amenazas naturales en el municipio
 deLópez de Micay. Esquema básico de ordenamiento territorial. Diagnóstico. Popayán,
 70 p.
- M. Carn, G. Laubacher, J.L. Gelot, E. Valdivia, M. Delgado, M. Fornari, G. Herail, R. Jungbluth,
 O. Macedo, W. Rodriguez, J. Zegarra y E. Camones, (1990). Prospección eléctrica en placeres fluvioglaciares de oro del distrito de Ananea. Géodynamique 5 (1). Pag: 3-I 6.
- McCourt, W. Muñoz, C. y Villegas, H., (1990) Regional geology and gold potential of de Guapi-Napi drainage basin and upper Timbiquí river. Cauca department. SW. Colombia.. Valle and Cauca Pacific Coast Precious Metals Project (Phase II). D- 425.
- N. Abdullahi, M. Ahmad, A. Abubakar., (2018). Application of electrical resistivity tomography technique for delineation of gold mineralization in Bugai town, Birnin Gwari, Kaduna, North Western Nigeria. Environmental and Earth Sciences Research Journal Vol. 5, No. 1, March, 2018, pp. 29-35.
- Oliver, D. S., Cunha, L. B., & Reynolds, A. C. (1997). Markov chain Monte Carlo methods for conditioning a permeability field to pressure data. Mathematical geology, 29(1), 61-91.
- Nivia, A. (2001). Mapa Geológico del Departamento del Valle del Cauca, Memoria Explicativa. Ingeominas. 111p
- RCN Radio (7 de Noviembre del 2018) La fiebre del oro tiene azotado al municipio de Timbiquí. Recuperado desde https://www.rcnradio.com/judicial/la-fiebre-del-oro-tiene-azotado-almunicipio-de-timbiqui.
- Redpath, B. B. (1973). Seismic refraction exploration for engineering site investigations (No. EERL-TR-E-73-4). Army Engineer Waterways Experiment Station, Livermore, Calif.(USA). Explosive Excavation Research Lab.

- Sass, O. (2007). Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods. Journal of Applied Geophysics, 62(3), 254-269.
- Telford, W. M., Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). Applied geophysics. Cambridge university press.
- Van Der Hammen, T., (1958). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos. Bol. Geol., 6 (1-3): 108 -113.
- Wightman, W., Jalinoos, F., Hanna, K., & Sirles, P. (2003). Application of geophysical methods to highway related problems (No. FHWA-IF-04-021). United States. Federal Highway Administration.
- Wynn, J.C., Grosz, A.E., and Carlson-Foscz, V.L., 1990, Induced polarization response of some titanium-bearing placer deposits in the southeastern United States, in Fink, J.B., ed.,
 Induced polarization-Application and case histories; Investigations in geophysics: Tulsa,
 Society of Exploration Geophysicists, no. 4, p. 280-303.
- Zhang, J., & Toksöz, M. N. (1998). Nonlinear refraction traveltime tomography. Geophysics, 63(5), 1726-1737.