



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA



MODELAMIENTO Y CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DEL SECTOR PALO NEGRO SUR, MEDIANTE EL ANÁLISIS GEOFÍSICO DE TOMOGRFÍA SÍSMICA DE RUIDO AMBIENTAL, SW DE COPIAPÓ, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.

Memoria para optar al título de Geólogo.

Sergio Nicolás Fontt Gatica

Profesor Guía: MSc. Abraham Elías Gonzalez Martínez

Profesor Co-Guía: Sr. Joaquín Alonso Morales Villalobos

Profesor Comisión: Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

Concepción, 2024

A mi madre,

A mis abuelos,

A mi hermana y mi sobrino.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	5
1.2.1. Objetivo General	5
1.2.2. Objetivos Específicos	5
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	5
1.4. AGRADECIMIENTOS	6
2. MARCO TEÓRICO	8
2.1. DEPÓSITOS IOCG (<i>IRON OXIDE COPPER AND GOLD</i>)	8
2.2. MARCO METALOGÉNICO	10
2.2.1. Distrito Mantoverde	11
2.2.2. Distrito minero Candelaria – Punta el Cobre	12
2.3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS EXPLORACIÓN PREVIOS ...	13
2.3.1. Magnetometría	13
2.3.2. Método de Polarización Inducida (PI)	15
2.3.2.1. Resistividad	15
2.3.2.2. Cargabilidad	17
3. MARCO GEOLÓGICO	18
3.1. EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA	18
3.2. SISTEMA DE FALLAS DE ATACAMA (SFA)	19
3.3. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	21
4. TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE RUIDO AMBIENTAL	23
4.1. ONDAS SUPERFICIALES	23
4.1.1. Ondas Rayleigh	24
4.2. PREPARACIÓN DE DATOS DE UNA SOLA ESTACIÓN	25
4.2.1. Normalización temporal	26

4.2.2. Normalización o blanqueo espectral	28
4.3. CORRELACIÓN CRUZADA Y APILAMIENTO TEMPORAL	29
4.4. MEDICIÓN DE DISPERSIÓN	30
4.4.1. Mediciones de velocidades de grupo	30
4.4.2. Mediciones de velocidades de fase	31
4.5. CONTROL DE CALIDAD	32
4.6. <i>FLEET SPACE TECHNOLOGIES</i>	33
5. METODOLOGÍA	35
5.1. ETAPA PRE-TERRENO	35
5.1.1. Recopilación Bibliográfica	35
5.1.2. Base de Mapeo	35
5.2. ETAPA DE TERRENO	36
5.3. ETAPA POST-TERRENO	39
5.3.1. <i>Leapfrog Geo</i>	39
6. RESULTADOS	40
6.1. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	40
6.2. MODELO 3D	42
7. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS.....	46
7.1. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS	46
7.2. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES	49
7.3. MINERALIZACIÓN	54
8. DISCUSIÓN	57
8.1. ANÁLISIS DE LAS EVIDENCIAS GEOFÍSICAS	57
8.2. RELEVANCIA DEL ESTUDIO Y POTENCIAL DE EXPLORACIÓN...	58
9. CONCLUSIÓN	60
10. REFERENCIAS	63

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de Magnetometría Terrestre	3
1. 2. Perfil de inversión de Resistividad	4
1. 3. Perfil de inversión de Cargabilidad	4
1. 4. Mapa de ubicación y accesos al área de estudio	6
2. 1. Arquitectura y orígenes hidrotermales para sistemas IOCG	10
2. 2. Modelo Estructural del distrito Mantoverde	12
2. 3. Diagrama de resistividad para distintos tipos de roca y minerales	16
3. 1. Geología del sector Palo Negro Sur.....	21
4. 1. Desplazamiento de ondas Rayleigh	24
4. 2. Ejemplo de efectos de la normalización temporal en señales de terremotos	28
4. 3. Efecto del microsismo de 26 s en la correlación cruzada y el intento de eliminarlos	29
4. 4. Esquema del instrumento “Geode” que muestra cada una de las partes que lo componen	34
5. 1. Base de Mapeo correspondiente a la primera campaña de exploración.....	36
5. 2. Base de Mapeo correspondiente a la segunda campaña de exploración.....	37
5. 3. <i>Geode</i> Instalado en terreno.....	38
6. 1. Gráfico de formación de haz.....	41
6. 2. Gráfico de desplazamiento.....	42
6. 3. Nube de puntos con valores de velocidad de onda sísmica en el sector Palo Negro Sur.....	43
6. 4. Modelo numérico 3D de velocidad de onda sísmica en el sector Palo Negro Sur.....	44
6. 5. Perfil del modelo numérico 3D de velocidad de onda sísmica de la primera campaña en Palo Negro Sur.....	44
6. 6. Modelo unificado del proyecto Palo Negro.....	45
7. 1. Imagen en planta del modelo Palo Negro Sur.....	46
7. 2. Sección AA’ y AB en el modelo Palo Negro Sur.....	47
7. 3. Comparación entre modelo unificado y Carta Castilla y Totoral Viejo.....	49
7. 4. Mapa del modelo unificado en planta, con cuatro diferentes secciones que la cortan....	50
7. 5. Relación espacial entre las estructuras inferidas con el modelo y las presentes en la Carta Castilla y Totoral Viejo.....	51
7. 6. Mapa del modelo unificado en planta con estructura que lo corta en dirección WNW...	52
7. 7. Mapa del modelo unificado en planta con estructura que lo corta en dirección NNE.....	53
7. 8. Relación entre falla con orientación NNE y el Mapa de Intensidad Magnética Total (IMT).....	54
7. 9. Relación entre los 3 diferentes métodos geofísicos.....	55
7. 10. Relación espacial entre el perfil de cargabilidad (IP) y velocidades entre 2000-2750 m/s del modelo Palo Negro Sur.....	56
8. 1. Zonas sugeridas como objetivos de perforación.....	58

RESUMEN

El presente trabajo aborda la caracterización geológica y estructural del sector Palo Negro Sur, ubicado en la Región de Atacama, Chile, con el objetivo de evaluar su potencial como depósito IOCG. Para ello se realizaron estudios geofísicos de Tomografía de Ruido Ambiental, acompañados con estudios previos de Magnetometría Terrestre y Polarización Inducida (IP), permitiendo identificar anomalías que pueden estar relacionadas con cuerpos mineralizados y estructuras favorables para la acumulación de mineralización hidrotermal.

Los resultados obtenidos muestran la presencia de fallas de primer orden y subsidiarias asociadas al Sistema de Fallas de Atacama (SFA) que actúan como conductos para fluidos mineralizantes que pueden contener altos contenidos de magnetita, que estarían estrechamente vinculados con la presencia de anomalías magnéticas positivas identificadas en el área y que su distribución estaría siendo controlada por las fallas de primer orden del SFA, algo muy característico de los depósitos IOCG que se encuentran en la Franja Metalogénica del Cretácico Inferior. Además, se lograron identificar zonas de alta cargabilidad eléctrica, que sugieren la existencia de sulfuros metálicos disseminados en sectores con velocidades de onda sísmica relativamente bajas y su emplazamiento estaría controlado por las fallas subsidiarias al SFA.

El análisis de los datos geofísicos permitió delimitar áreas prioritarias para exploración, considerando las similitudes geofísicas y estructurales que se tiene con otros depósitos como el distrito Mantoverde, resaltando el potencial estratégico del área para el desarrollo de futuras campañas de sondaje y con esto, validar la posible existencia de cuerpos mineralizados, evaluar la calidad y extensión de los recursos, y confirmar la viabilidad económica del proyecto.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los depósitos de tipo IOCG (por sus siglas en inglés, “*iron oxide copper gold*”), corresponden a un tipo de depósito caracterizado por la presencia de óxidos de hierro, como la magnetita y/o hematita especular, acompañados de minerales que pueden contener cobre (calcopirita y en menor medida, bornita), además de otros elementos de interés, como el oro, tierras raras y uranio (Aguilef, 2012). En Chile, los depósitos IOCG se encuentran distribuidos entre los 22° y 30°S de Latitud, principalmente, en la Cordillera de la Costa que está constituida por rocas plutónicas y volcánicas con edades que se extienden desde el Jurásico al Cretácico Inferior, integradas en un arco magmático desarrollado sobre el basamento pre-Jurásico, en respuesta a la subducción a comienzos del Jurásico. El principal rasgo estructural de este segmento lo constituye el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) que se extiende por más de 1.000 km en dirección NNE, afectando a rocas jurásicas y cretácicas en la Franja Metalogénica del Cretácico Inferior que concentra los yacimientos de IOCG más importantes, los cuales se presentan como vetas (distrito minero Guanillo, Monte Cristo), cuerpos de brechas de origen hidrotermal y/o tectónico, en donde la roca de caja puede ser roca intrusiva diorítica (Mina Julia) o rocas volcánicas andesíticas (Mantoverde). También, pueden ser cuerpos irregulares que están constituidos por volúmenes de roca ricas en magnetita con sulfuros de cobre diseminado, o bien yacimientos estratoligados, los cuales son de mayor importancia económica, tal como, el distrito de Candelaria-Punta del Cobre. Cabe destacar, que este tipo de yacimientos se encuentra hospedado en rocas volcánicas andesíticas, en los que la mineralización dio origen a cuerpos concordantes o discordantes con la estratificación (Vivallo, 2009).

El proyecto Palo Negro, dividido en dos secciones, Norte y Sur, es parte del área Palo Negro-Hornitos, propiedad que le pertenece a la empresa Power Nickel Inc. (antes International PBX Ventures). La propiedad está ubicada aproximadamente a 47 km al SW de la ciudad de Copiapó y cubre una longitud de 14 km de extensión del SFA, la principal zona estructural de la región que se caracteriza por cortar el área en dirección NNE y poseer variados centros de extracción de Cu, Au y Ag de alta ley (Osmond, 2009), tal como el yacimiento Mantoverde de tipo IOCG, ubicada

a 100 km al norte de Copiapó y el gran yacimiento de IOCG de Candelaria, ubicado a 18 km al SE de la misma ciudad.

Este trabajo está enfocado en la sección Sur del proyecto Palo Negro, el cual se compone de rocas meta-volcánicas y meta-sedimentarias mesozoicas altamente alteradas que son intruidas por cuerpos dioríticos, tonalíticos y granodioríticos del Cretácico, reportando características similares a los yacimientos de tipo IOCG de Candelaria y Mantoverde. Se han realizado técnicas de exploración geofísica previas, tales como, la Magnetometría Terrestre que mide las variaciones magnéticas locales frente al campo magnético terrestre local que son tratadas como anomalías magnéticas en un mapa de Intensidad Magnética Total (IMT) en el que los sectores con anomalías positivas altas se deben a una alta susceptibilidad magnética (alto magnetismo) y que puede estar controlado por la presencia de un alto contenido de minerales ferromagnéticos, como la magnetita (Fig.1.1). Esta técnica fue realizada con el propósito de controlar las principales estructuras con tendencia NNE asociadas al Sistema de Fallas de Atacama, las cuales, se cree controlan el emplazamiento de la mineralización de Cu-Au relacionada con los depósitos IOCG.

A partir de lo observado en el mapa de IMT (Figura 1.1) podemos contemplar anomalías magnéticas similares a la mina La Avispada que se encuentra al norte del área y Le Couteur (2008) la describe como una zona que presenta mineralización rica en óxidos de Cu diseminados en vetas masivas de magnetita que atraviesan componentes metasedimentarios y metavolcánicos muy alterados, típica de depósitos IOCG, dando lugar a señales magnéticas más intensas similares a las que se pueden observar en Palo Negro Sur, lo que justificaría la realización de nuevas prospecciones.

El estudio de Polarización Inducida (PI) permite medir la cargabilidad y resistividad eléctrica de la roca, utilizando el método convencional del PI Dipolo-Dipolo que otorga una mayor información distribuida verticalmente en profundidad. Los estudios se llevaron a cabo, a lo largo de tres coordenadas latitudinales, calzando una de ellas en el área de estudio (Figura 1.1), en la Figura 1.2 se logra apreciar una capa de baja resistividad posiblemente relacionada a una cobertura horizontal plana de arcilla conductora u horizontes evaporíticos formados dentro de la cuenca principal ubicada al este de la propiedad (Osmond, 2009) que dificulta la transmisión de corriente

para efectuar correctamente estudios de prospección de IP/Resistividad al lecho rocoso que se encuentra por debajo.

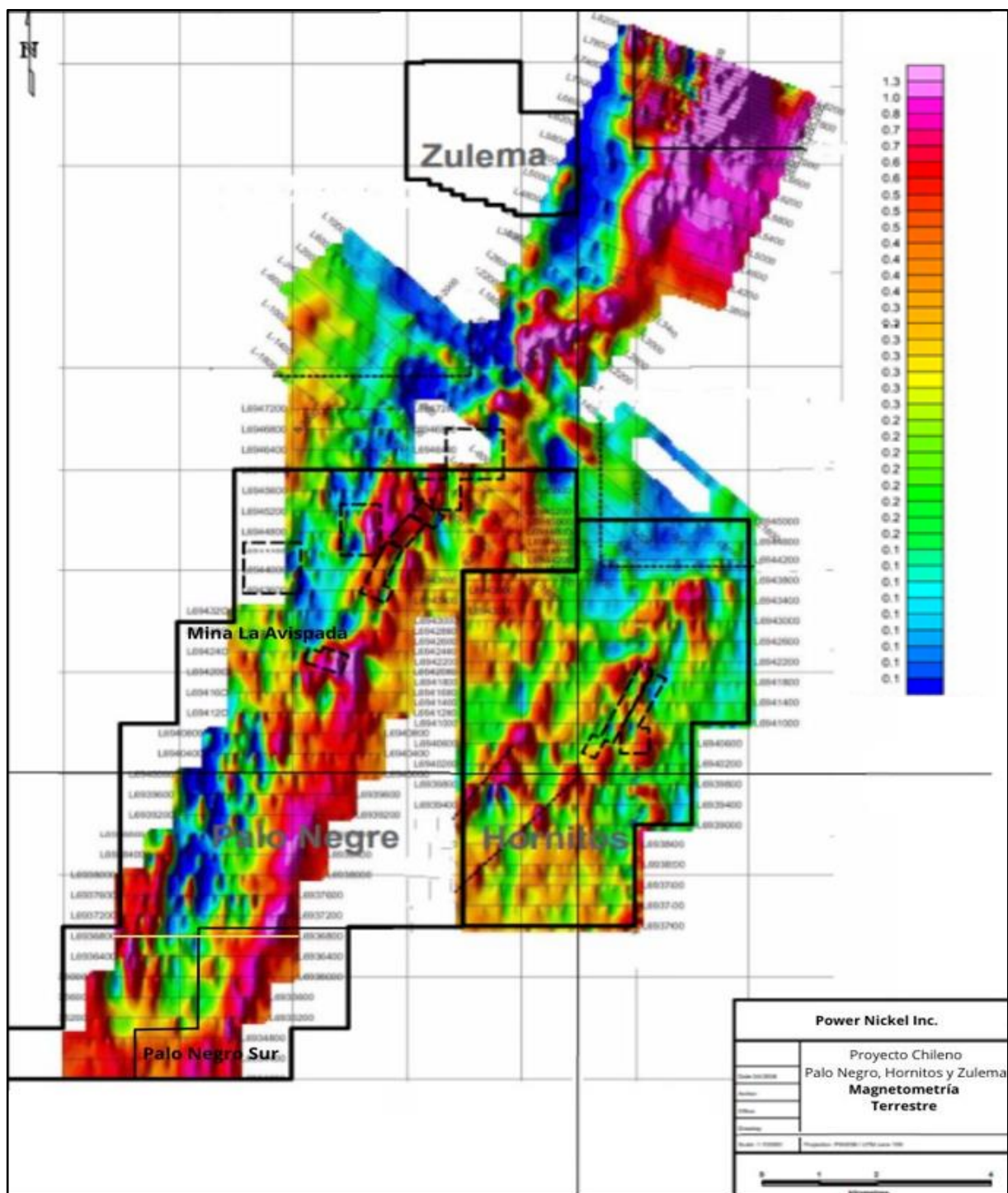


Figura 1.1: Mapa de Magnetometría Terrestre. En el sector Palo Negro Sur se logran apreciar anomalías magnéticas similares a la Mina La Avispada. La línea en color amarillo muestra la sección de PI/Resistividad que calza con el área. Extraído y modificado de Le Couteur (2008).

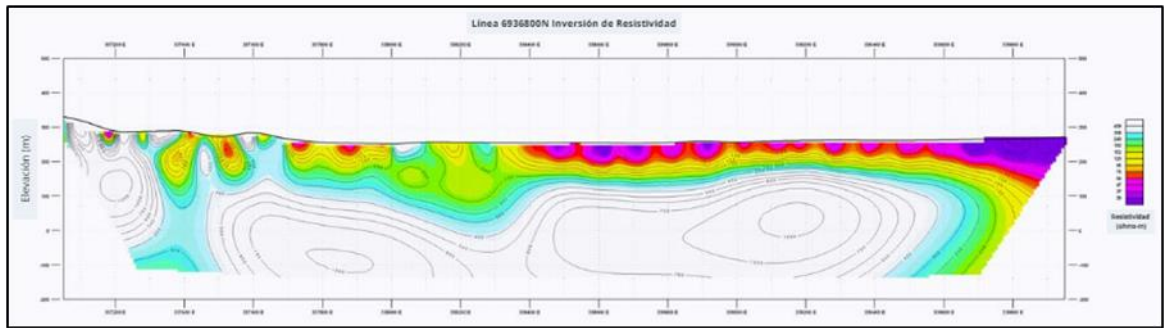


Figura 1.2: Perfil de inversión de Resistividad Extraído y modificado de Le Couteur (2008).

Analizando el perfil que atraviesa el área en dirección EW en conjunto con el mapa de IMT, en el sector oriental se aprecia una anomalía positiva de alta cargabilidad constante en profundidad (Figura 1.3) que puede estar asociada a mineralización de sulfuros con un grado de incidencia importante. Además, en el mismo sector con menor alcance en profundidad, se ven zonas de baja resistividad (tonalidad morada) que nos podría indicar sectores de alto fracturamiento y fuerte grado de alteración, o bien un sector saturado en agua. Los valores de alta resistividad (tonalidades blancas y celestes) pueden estar asociados a la presencia de rocas intrusivas que alcanzan la superficie en la parte occidental del perfil.

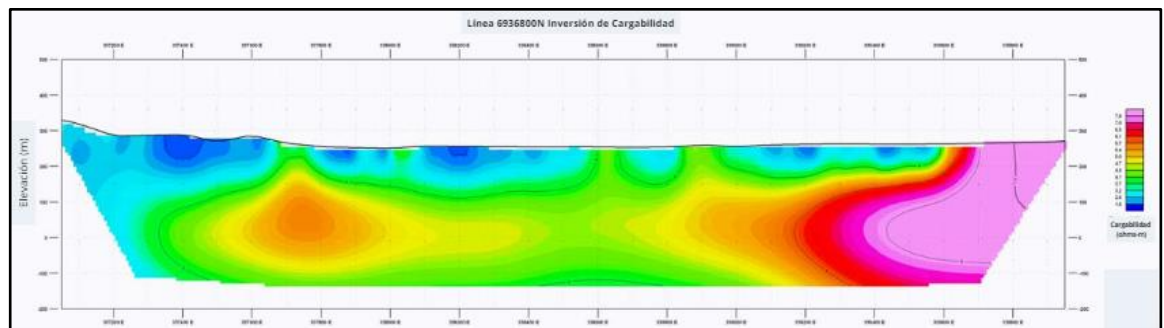


Figura 1.3: Perfil de inversión de Cargabilidad. Extraído y modificado de Le Couteur (2008).

Como se puede observar en la Figura 1.1, la anomalía positiva de alta cargabilidad mencionada anteriormente se encuentra ubicada en un sector que presenta anomalía magnética positiva, similar a la mina La Avispada, en la que se reporta mineralización de magnetita en forma de stocks y vetas (Osmond, 2009), haciendo la zona en cuestión, un posible *target* de IOCG, justificando la realización de nuevas prospecciones más detalladas y estudios geofísicos complementarios como

es el caso del método de tomografía sísmica de ruido ambiental para determinar con mayor seguridad la existencia de este *target*.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Modelar, analizar y caracterizar geológicamente los datos obtenidos por medio del método geofísico de tomografía sísmica de ruido ambiental para poder determinar la existencia de posibles *targets* de depósitos IOCG en el área Palo Negro Sur.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Obtención de datos numéricos de velocidad de onda sísmica de tipo R en el sector Palo Negro Sur, mediante el método geofísico de tomografía sísmica de ruido ambiental.
- Análisis, modelamiento y caracterización geológica y estructural de los datos obtenidos.
- Determinar y proponer la existencia de posibles *targets* de depósito IOCG.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área Palo Negro Sur, perteneciente a la propiedad Palo Negro-Los Hornitos está ubicada en la Cordillera de la Costa a 47 km al SW de la ciudad de la comuna de Copiapó, Región de Atacama. La propiedad es de muy fácil acceso, saliendo de Copiapó, a través de la Ruta 5 Norte hasta conectar con un camino de tierra que llevará en dirección a la propiedad hacia el Oeste. El área Palo Negro Sur cuenta con una elevación promedio de hasta 260 m s.n.m., sin la presencia de pendientes exageradas que impidan el paso, aunque la alta cantidad de material suelto arenoso dificulta en ocasiones el paso de las camionetas, pudiendo quedar enterradas en ocasiones.

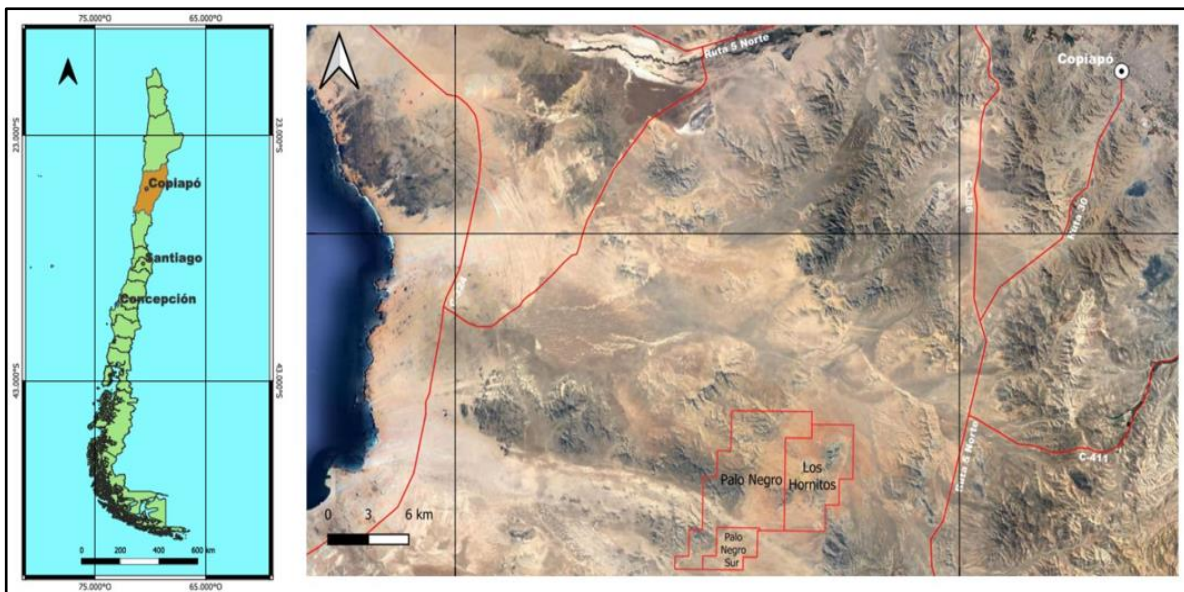


Figura 1.4: Mapa de ubicación y accesos al área de estudio. Localización exacta del área es confidencial, optando por no integrar las coordenadas.

1.4. AGRADECIMIENTOS

Inicialmente me gustaría agradecer a la empresa Power Nickel Inc por financiar este trabajo que tuvo labores de terreno entre enero y marzo del año 2024, y en especial quiero agradecerle profundamente a la encargada del proyecto la señorita Ximena Pérez Campos, por brindarme todo su apoyo durante todo el tiempo que se extendió el trabajo y darme la oportunidad de compartir buenos momentos con ella y los colegas con los que trabajé, además de enriquecerme en conocimientos vinculados con el área de la exploración minera.

En segundo lugar, me gustaría agradecer a todos los profesores que conocí durante mi etapa como estudiante de la carrera de Geología en la Universidad de Concepción, quienes me brindaron de todos sus conocimientos para que el día de mañana me pueda desempeñar como un buen Geólogo. Por otra parte, quiero darle un especial agradecimiento al profesor Abraham Gonzalez quien me dio la posibilidad de poder postularme a este proyecto y me brindó de todo su apoyo el último año de mi carrera al ser mi profesor guía durante todo el desarrollo de este trabajo.

Además, quiero agradecer enormemente a los 8 amigos que me dio esta carrera, quienes me entregaron risas y apoyo emocional, además de brindarme increíbles momentos que jamás olvidaré. También, quiero agradecer a mi mejor amigo Benjamín Gonzalez quien a pesar de estar

a cientos de km de distancia, jamás dejó de estar presente y apoyarme en cada uno de los buenos y malos episodios que viví durante el transcurso de la carrera, llamándome a altas horas de la noche de ser necesario. También darles las gracias a mi abuela y abuelo por cuidar de mi hermana y de mí y entregarnos todo su amor e importantes lecciones de vida desde pequeños, sin ustedes esto no podría ser posible, los amo.

Por último, quiero agradecer a la persona más importante en mi vida y quien recibe mi más grande admiración, un ejemplo de fuerza y valentía, mi madre a quien amo con todo mi corazón y si no fuera por ella, quien a pesar de ser madre soltera nos brindó todo su apoyo en lo económico y emocional, siendo padre y madre de mi hermana y de mí, nada de esto sería posible. Madre, este trabajo también es tuyo.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. DEPÓSITOS IOCG (*IRON OXIDE COPPER AND GOLD*)

Si bien, el cómo se generan estos depósitos sigue siendo controversial en la actualidad, para efectos prácticos de este trabajo, estará enfocado en la idea de que estos se forman gracias a sistemas magmáticos y/o hidrotermales que están controlados por estructuras regionales y que pueden ocurrir de formas muy diversas, ya sea, como vetas, cuerpos de brechas hidrotermales, mantos, Skarn o una combinación de ellos (Vivallo, 2003). La coexistencia de minerales de Cu, Fe y Au y la elevada cantidad de óxidos de hierro (magnetita y/o hematita, >10%) definen a este tipo de depósitos de posible interés económico principalmente debido a la presencia de cantidades variables de Cu, REE, P, U, Ag, Co, entre otros (Espinoza, 2024).

En Chile, este tipo de depósitos se concentran en la Franja Metalogénica longitudinal del Cretácico Inferior que se extiende a lo largo de la Cordillera de la Costa entre los 22° y 30° de latitud sur que presenta un variado conjunto de depósitos metalíferos, entre ellos pórfidos cupríferos, depósitos IOCG, depósitos de Fe-apatito y depósitos estratoligados (Maksaev *et al.*, 2007). El descubrimiento del yacimiento Candelaria del Distrito Punta del Cobre demostró el potencial económico de este tipo de yacimientos ubicados en el arco magmático Jurásico Cretácico del Norte de Chile (Sillitoe, 2003).

La franja metalogénica del Cretácico Inferior se encuentra hospedada en rocas plutónicas y volcánicas con edades que varían entre el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior y emplazados en estructuras asociadas al Sistema de Fallas de Atacama, para la cual se han descrito tantos movimientos sinistres, así como dextrales, y cuya actividad máxima se desarrolló entre los 118 a 105 Ma (Espinoza, 2024).

La mineralización en términos generales consiste en hematita, magnetita, calcopirita, pirita y bornita, con una zonación de calcopirita – magnetita en las zonas más profundas y bornita – hematita en las más superficiales, además, se puede encontrar como minerales subordinados a la uraninita, niquelina, arsenopirita, pirrotina, cobaltita y molibdenita (Vivallo, 2009).

Respecto al origen de los fluidos, existen actualmente dos teorías relativas a la fuente de los fluidos, uno magmático y otro no magmático, con diferencias de opiniones respecto de la naturaleza de estos fluidos y su proveniencia, como circulan en la corteza, las fuentes de los metales y/o procesos que llevan a la precipitación de la mena. Barton y Johnson (2004) publicaron un resumen de los posibles modelos para la mineralización IOCG basados en las principales fuentes de fluidos (Figura 2.1).

El modelo a la izquierda en la Figura 2.1 representa la fuente de origen magmático, en donde estos fluidos son liberados de magmas pobres en sulfuros, que suelen estar asociados a intrusivos ricos en potasio y de ambiente oxidado, como diorita o granitos. El ascenso de este fluido es influenciado por la flotabilidad, que se va enfriando mientras reacciona con las rocas circundantes. Además, el ambiente oxidado de estos fluidos es crítico para favorecer la formación de óxidos de Fe (magnetita y hematita), en lugar de sulfuros, en zonas de mayor temperatura dentro del sistema, típicamente en zonas más profundas y tempranas dentro del proceso hidrotermal (Barton & Johnson, 2004).

Respecto al modelo del centro de la Figura 2.1, este menciona que los fluidos provienen de fuentes externas al sistema magmático, que pueden ser superficiales, como las evaporitas (depósitos de sales formados por la evaporación de agua en ambientes áridos) o por la acumulación de fluidos en cuencas sedimentarias profundas, permitiendo en ambos casos que el fluido esté enriquecido en elementos como Cl y otros solutos que facilitan la movilización de metales sin requerir magmas específicos. El calor necesario para mover estos fluidos proviene de cuerpos ígneos cercanos, que pueden calentar al fluido, impulsando su movimiento y circulación a través de grandes sistemas de fracturas, pudiéndose mezclar con otros fluidos o reaccionando con las rocas circundantes, formándose trampas que permiten la precipitación de minerales como óxidos de hierro y, en algunos casos, sulfuros de cobre y oro. En este tipo de sistemas existe una mayor variabilidad y extensión en los patrones de mineralización, ya que pueden mezclarse con otros fluidos y atravesar distintos tipos de rocas, generando una distribución mineral más amplia y menos concentrada que en los sistemas magmáticos.

Por último, el modelo a la derecha en la Figura 2.1, representa un sistema IOCG que involucra fluidos de origen metamórfico, caracterizados por la generación de salmueras a partir de procesos

de desvolatilización y metamorfismo en rocas en rocas ricas en Cl, que liberan fluidos salinos a altas temperaturas y presiones. A medida que estos fluidos metamórficos ascienden, interactúan con las rocas circundantes y debido a su contenido salino y oxigenado, tienen una gran capacidad de disolver y transportar metales facilitando la precipitación de metales como Fe, Cu y Au en zonas de reacción. Aunque la presencia de cuerpos ígneos no es esencial para la formación de estos depósitos, su calor puede potenciar la circulación de los fluidos.

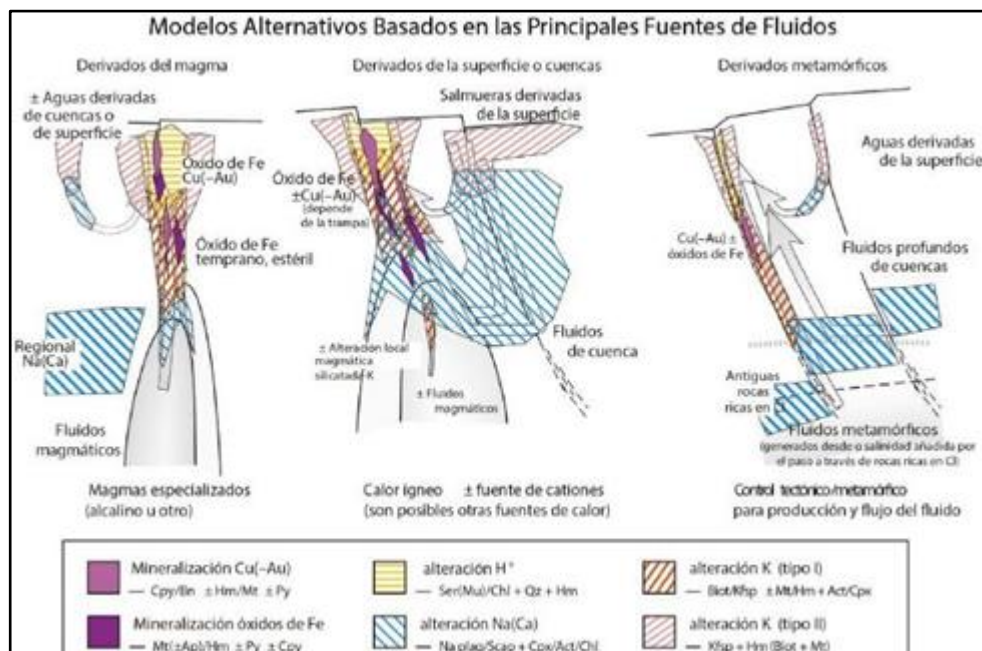


Figura 2.1: Arquitecturas y orígenes hidrotermales para sistemas IOCG. Ilustrando posibles fuentes de fluidos, recorridos del flujo hidrotermal, y distribución de alteraciones y menas. Extraído de Espinoza (2024).

2.2. MARCO METALOGÉNICO

Los más de 50 años de exploración y estudios asociados a la Metalogénesis Andina, ha permitido delimitar diferentes franjas metalogénicas longitudinales que presentan características distintivas, en cuanto a edad, posición geográfica y la mineralización que presentan. Entre las franjas metalogénicas de mayor importancia económica en el centro-norte de Chile se encuentran la Franja Jurásico, Franja Cretácico Inferior, Franja Paleoceno-Eoceno Inferior, Franja Eoceno Superior-Oligoceno Inferior, Franja Mioceno Inferior a Medio, Franja Mioceno Medio-Plioceno Inferior (Espinoza, 2024; Makshev *et al.*, 2007).

El sector Palo Negro Sur se encuentra localizada en la Franja Metalogénica del Cretácico Inferior con disposición NS que representa un arco magmático continental y una cuenca de trasarco asociada, que se desarrollaron sobre un basamento Paleozoico Tardío al Triásico y están cubiertos por depósitos aluviales y coluviales del Neógeno al Cuaternario (Aguilef, 2012). Esta Franja presenta un variado conjunto de depósitos metalíferos, tales como, los depósitos IOCG, depósitos de Fe-apatito (IOA, por sus siglas en inglés, “*iron oxide apatite*”) y depósitos estratoligados que se encuentran distribuidos a lo largo del segmento más austral (26°-30°S) del Sistema de Fallas de Atacama (Espinoza, 2024).

Entre los yacimientos más importantes de tipo IOCG asociados a este cinturón metalogénico se encuentran el distrito minero Candelaria – Punta del Cobre y Mantoverde.

2.2.1. Distrito Mantoverde

Ubicado en la Cordillera de la Costa, 100 km al norte de Copiapó, Región de Atacama, Chile, en este distrito se encuentra la mina Mantoverde que alberga uno de los más grandes depósitos de tipo IOCG en Chile y de los más importantes del mundo por su alta producción de Cu, a partir de minerales de enriquecimiento supergeno.

Las rocas provenientes del arco magmático que se encuentran en el distrito Mantoverde son principalmente rocas volcanoclásticas de composición andesítica y brechas del Jurásico Tardío que se correlacionan con la Formación La Negra, estas se encuentran intruidas por granitoides del Cretácico asociados al batolito costero. Stocks y diques intrusivos son muy comunes en profundidad en las áreas mineralizadas y muchos de ellos afloran en superficie (Rieger *et al.*, 2010).

El distrito Mantoverde representa un bloque estructural que se encuentra limitado, tanto al este y al oeste por fallas del SFA con orientación NS, y está dividido en una cuña tectónica noroeste y otra suroeste por una falla de 12 km de longitud con orientación N15° a 20°W denominada Falla de Mantoverde (FMV), que conecta las dos fallas asociadas a la SFA (Figura 2.2). La FMV y varias fallas menores con orientación NW se desarrollaron inicialmente como fallas de movimiento sinistral relacionadas a la evolución tipo “dúplex” del SFA. Luego, se genera la reactivación de la

FMV como una falla normal de tijera que provoca la rotación de los bloques, marcando una variación en el desplazamiento a lo largo del rumbo de la falta, además, se desarrollan fallas normales asociadas, curvadas con orientación NW-NS y el basculamiento del bloque NW con movimiento en esta misma dirección (Rieger *et al.*, 2010).

Cabe destacar, que el emplazamiento de minerales de Cu-Au suelen estar asociados y controlados por las estructuras que poseen orientación NNW a NW, es decir, por la propia FMV y las fallas subsidiarias subparalelas, mientras que, los cuerpos de magnetita estériles en Cu y Au están controlados por las fallas asociadas al SFA que se extienden de norte a sur y muestran diferencias respecto a los cuerpos IOCG asociados a las estructuras con orientación NNW a NW.

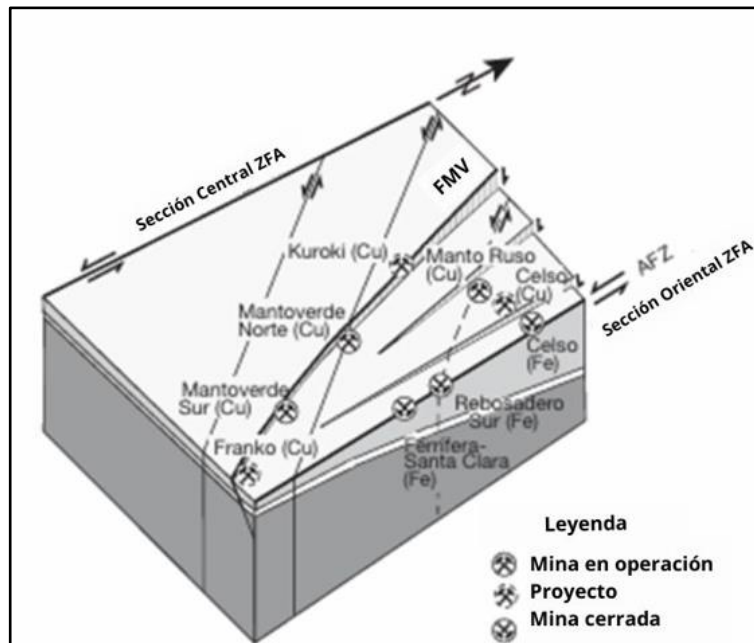


Figura 2.2: Modelo Estructural del distrito Mantoverde. ZFA=Zona de Falla de Atacama; FMV=Falla Mantoverde. Se utilizan tonos de gris y un horizonte blanco para mostrar el desplazamiento de la parte noreste del distrito. Extraído y modificado de Espinoza (2024).

2.2.2. Distrito minero Candelaria – Punta del Cobre

El distrito Candelaria -Punta del Cobre está ubicado aproximadamente a 20 km al sur de la ciudad de Copiapó, Región de Atacama, Chile, y contiguo a la comuna de Tierra Amarilla, es el distrito IOCG más importante económicamente de Chile y uno de los más significativos del mundo.

Además de poseer 9 minas que se encuentran activas actualmente, el distrito contiene el depósito de IOCG más grande de Chile, denominado Candelaria.

La mineralización en la mayoría de estos depósitos está concentrada en una sección estratigráfica relativamente restringida que incluye las rocas volcánicas de la Formación Punta del Cobre y rocas sedimentarias suprayacentes al Grupo Chañarcillo, ambos se encuentran intruidos por cuerpos plutónicos de edad cretácica. Existen dos estilos principales de mineralización, diseminada y parcheada en sulfuros que está alojada comúnmente en horizontes estratigráficos o en vetas y brechas que cortan a través de fallas y zonas de fracturas (del Real *et al.*, 2018; Espinoza, 2024).

Si bien, la mineralización tiene un control preferentemente estratigráfico, a diferencia del distrito Mantoverde, las estructuras localmente también juegan un rol fundamental en la determinación y control de la mineralización, en el distrito Candelaria-Punta del Cobre, ya que en algunos depósitos del área se puede observar mineralización en estructuras de vetas a escala de centenares de metros a unos cuantos kilómetros con orientación NW a NE que registran cinemática de deslizamiento sinistral durante el relleno de vetas. También, en algunos depósitos las zonas de mineralización diseminada y de reemplazo, así como las fracturas mineralizadas, se desplazan con orientaciones similares a las fallas que la albergan (del Real *et al.*, 2018).

2.3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS DE EXPLORACIÓN PREVIOS

2.3.1. Magnetometría

El objetivo de los estudios magnéticos es investigar la geología subsuperficial de la Tierra resultante de las propiedades magnéticas de las rocas subyacentes, ya que existen ciertos tipos de minerales magnéticos formadores de rocas, como la magnetita, que son suficientes para producir anomalías magnéticas. Por lo que, esta técnica y la velocidad de operación de estudios aéreos hacen que sea ampliamente utilizada para la búsqueda de depósitos que contienen minerales magnéticos, como es el caso de los depósitos IOCG.

Los materiales ferromagnéticos poseen un fuerte magnetismo espontáneo que puede existir incluso en ausencia de un campo magnético externo, así como una alta susceptibilidad, es decir, una alta capacidad para ser magnetizado en respuesta de un campo magnético aplicado. La mayoría de los

minerales formadores de rocas exhiben una susceptibilidad magnética muy baja, por lo que las rocas deben su carácter magnético en proporción a sus minerales magnéticos que contiene, existiendo solo dos grupos geoquímicos que proporcionan tales minerales. El grupo del Fe-Ti-O, entre los que se encuentra la magnetita (Fe_3O_4) y la ulvoespinela (Fe_2TiO_4), aunque el otro óxido común, la hematita (Fe_2O_3), es antiferromagnético, por lo tanto, no genera anomalías magnéticas. El otro grupo es el de Fe-S, que proporciona a la pirrotina ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$), cuya susceptibilidad magnética depende de su composición real (Kearey, *et al.*, 2002).

Por otra parte, tenemos el caso de los minerales paramagnéticos, como la pirita, que pueden influir en los estudios de magnetometría debido a su susceptibilidad magnética positiva que puede inducir una magnetización débil cuando se encuentra en un campo magnético externo que podrían generar pequeñas anomalías en áreas con una alta concentración de minerales paramagnéticos, pudiendo complicar la interpretación de los datos.

La magnetita, siendo el mineral magnético más común, hace razonable clasificar el magnetismo de una roca según su contenido total de magnetita, a pesar, de que el tamaño, la forma y dispersión de este mineral en la roca afecten su carácter magnético. Las rocas ígneas básicas son generalmente muy magnéticas relativamente por su alto contenido de magnetita, tendiendo a disminuir su proporción con el aumento de acidez. Por lo que, en general, la susceptibilidad de una roca tiende a ser extremadamente variable y no es posible identificar con certeza la litología causante de una anomalía solo por la información magnética que contenga (Kearey, *et al.*, 2002).

A pesar de esto, las rocas sedimentarias son efectivamente no magnéticas a menos que contengan una cantidad significativa de magnetita en la fracción de minerales pesados (Kearey, *et al.*, 2002), por lo tanto, donde se observan anomalías magnéticas sobre áreas cubiertas de sedimento, como es el caso de la zona de estudio, puede que estas anomalías estén asociadas a diques, flujos de lava, intrusiones básicas masivas e inclusive cuerpos de magnetita.

La magnetometría al ser una técnica rápida y rentable representa uno de los métodos geofísicos más utilizados para la búsqueda de depósitos minerales metálicos de tipo IOCG, al ser capaz de localizar anomalías magnéticas significativas, que pueden estar asociadas a la presencia de cuerpos

minerales con alto contenido de magnetita, tal como se puede observar en el mapa de IMT realizado previamente para cubrir las principales estructuras con tendencia NE que se cree controlan la mineralización. Cabe destacar que al mapa de IMT se le aplicó la reducción al polo (RTP) que es una técnica de procesamiento que recalcula los datos de intensidad magnética total, buscando librar a las anomalías magnéticas de los patrones de ángulos oblicuos y proyectando estas centradas en el cuerpo que causa la anomalía. Gracias a esto, se pueden identificar anomalías magnéticas positivas localizadas dentro del proyecto Palo Negro que podrían estar vinculadas con altas concentraciones de magnetita, como es el caso de la anomalía ubicada en la mina La Avispada en la que previamente Osmond (2009) reportó stocks y vetas rellenas de magnetita (Figura 1.1.)

2.3.2. Método de Polarización Inducida (PI)

Existen variados métodos de prospección eléctrica, donde unos aprovechan los campos eléctricos de la Tierra, mientras que otros utilizan la inducción de corrientes artificiales a subsuelo, empleando corrientes directas o alternas de baja frecuencia. El método de Polarización Inducida (PI) es un método geofísico que aprovecha la capacidad del subsuelo para retener totalmente una carga eléctrica para localizar zonas donde los minerales conductores de electricidad estén diseminados en sus rocas anfitrionas. Siendo ampliamente utilizado en la exploración de yacimientos metálicos, pudiendo ser capaz de identificar la posible existencia de concentraciones anómalas de sulfuros en profundidad. (Aguilef, 2012; Kearey *et al.*, 2002).

Entre las propiedades eléctricas de subsuelo que el método permite caracterizar se encuentra la resistividad eléctrica y la cargabilidad.

2.3.2.1. Resistividad

Para el caso de la resistividad eléctrica, esta se relaciona directamente con la capacidad que tiene un material para resistir el flujo de corriente eléctrica, específicamente se refiere a cómo diferentes tipos de suelos o rocas impiden o permiten el paso de la corriente. Esta propiedad depende de las características de cada mineral, de su porosidad, la composición de los fluidos presentes en los poros y su grado de saturación en estos. Por lo general, se considera que los minerales formadores de rocas no conducirían corriente, pero las variables antes mencionadas podrían cambiar la

situación. Según Telford *et al.*, 1990, existen 4 tipos de conductores con diferentes metales asociados y son los siguientes:

- Metales (Au, Ag, Cu, Sn): Presentan resistividades muy bajas (Figura 2.3.), ya que los electrones tienen una gran movilidad producto del enlace metálico, pero a escala macroscópica, su conductividad no es significativa.
- Semiconductores: Minerales como la calcopirita, bornita, pirita, magnetita, pirrotina (Figura 2.3.) necesitan de la presencia de campos eléctricos fuertes para producir conducción.
- Dieléctricos: Feldespatos, micas, cuarzo, calcita y silicatos (Figura 2.3.), en general forman parte de este grupo que presentan valores de resistividad más altos donde los enlaces iónicos y/o covalentes son predominantes, permitiendo mantener los electrones fuertemente ligados.
- Electrolitos (Soluciones salinas): La corriente eléctrica se sustenta en los cationes y aniones presentes en la solución acuosa.

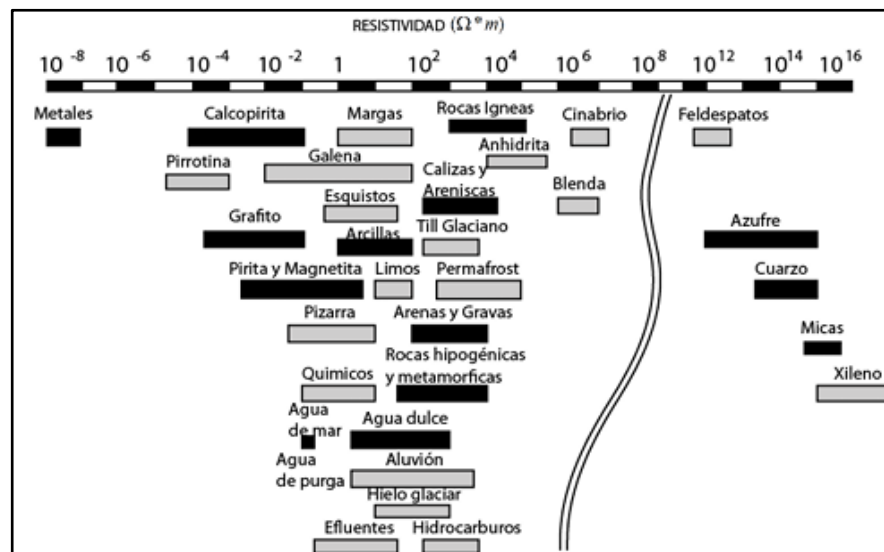


Figura 2.3: Diagrama de resistividad para distintos tipos de roca y minerales. Extraído de Aguilef (2012).

Las tomografías de resistividad eléctrica resultantes medio de este método, permiten obtener imágenes de subsuelo y observar cambios en la composición geológica. Los datos obtenidos se recopilan en diferentes profundidades y conforman un perfil que muestra la variación de la resistividad, identificando los valores que presentan discrepancia muy grande en comparación con el entorno, lo que denominamos comúnmente como anomalías, pudiendo encontrar zonas de alta resistividad que pueden indicar capas impermeable que se relacionan a menudo con la presencia de rocas volcánicas y/o intrusivas con o sin alteración y la presencia de rocas mineralizadas con óxidos no saturadas en agua, mientras que los anomalías con valores de baja resistividad pueden sugerir la presencia de fluidos o materiales más conductivos que se relacionan con la presencia de rocas que han sufrido alteración hidrotermal y mineralización de sulfuros (Aguilef, 2012).

2.3.2.2. Cargabilidad

La Polarización Inducida es un método geofísico que mide la cargabilidad eléctrica del subsuelo, es decir la capacidad de cualquier mineral o roca para retener temporalmente una carga eléctrica, mediante la inyección de una corriente controlada en el terreno. Al detenerse esta inyección, cae paulatinamente el voltaje inducido, variación que puede ser medida en función del tiempo, pudiendo obtener la cargabilidad aparente del terreno.

Existen diferentes formas de desplegar los electrodos de medición en terreno, dependiendo del tipo y las características físicas del cuerpo que se quiere medir. Siendo utilizado previamente en el área de estudio el método de PI Dipolo-Dipolo que permite obtener información distribuida verticalmente en profundidad permitiendo una interpretación más directa en profundidad.

Para cualquier tipo de medición IP/Resistividad el parámetro de polarización es sensible ante la presencia de sulfuros metálicos diseminados en subsuelo, por lo que las respuestas altas de polarización responden por lo general a la mineralización diseminada de sulfuros metálicos, presencia de grafito o la presencia de algunos tipos de arcillas y/o de un conjunto de aluminosilicatos hidratados como la zeolita producto de la alteración argílica y sericítica. Mientras, las anomalías de baja cargabilidad suelen estar relacionada a la presencia de rocas volcánicas y/o intrusivas con un grado de alteración menor, o bien a rocas mineralizadas con óxidos metálicos (Aguilef, 2012).

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA

La evolución tectónica de los Andes centrales al norte de Chile se caracteriza por el desarrollo, a comienzos del Jurásico, de la subducción de una placa oceánica bajo el supercontinente Gondwana en el sector occidental de lo que es actualmente Sudamérica, marcando el inicio del ciclo Andino, conformando una estructura de arco-cuenca de trasarco (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007) y desarrollándose arcos magmáticos sucesivos, cambiando la posición del frente magmático con el tiempo hacia el este, acompañado de períodos de engrosamiento cortical causados por deformaciones compresivas, provocando la migración del tectonismo en la misma dirección. Siendo posible, distinguir variados eventos entre los que se encuentra el arco con intensa actividad magmática del Jurásico-Cretácico Inferior, paralelo al margen continental levemente orientado en dirección NW, en lo que hoy se conoce como Cordillera de la Costa (Charrier *et al.*, 2007; Fredes Bown, 2017).

Durante el Jurásico-Cretácico el margen occidental de Gondwana se vio afectado por una tectónica esencialmente extensional, controlando la formación de arcos volcánicos y cuencas de trasarco que han sido rellenadas por secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias de carácter sin-extensional con edades del Jurásico Tardío-Valanginiano de ambiente continental a transicional con los depósitos de la actividad magmática del arco del Jurásico Temprano que sobreyace, asociados a la Formación La Negra, reflejando el vulcanismo continuo hasta el Cretácico Inferior en esta región. (Espinoza, 2024). En general, las litologías de estas sucesiones están caracterizadas por la depositación de la Formación Punta del Cobre.

Luego, durante el Aptiano-Albiano se genera el alzamiento del margen continental, provocando la deformación del relleno sedimentario de las cuencas de trasarco, producto de una disminución del ángulo de subducción. Esto, marca la separación de los depósitos del Jurásico-Cretácico Superior con los posteriores depósitos generados durante Cretácico Tardío observados en una fuerte discontinuidad (Charrier *et al.*, 2007). Estos depósitos están asociados a la reactivación de las condiciones extensionales que formaron cuencas controladas por fallas normales a lo largo del arco magmático.

Acompañado de la generación y el relleno de las cuencas cretácicas ubicadas en la Región de Atacama sucede el evento de deformación compresiva de corta duración denominado K-T que marca una discordancia regional extendida que separa las rocas del Cretácico Tardío y el Paleoceno (Charrier *et al.*, 2009). Posteriormente, se produce un nuevo evento de extensión provocando abundante actividad volcánica y plutónica que está representada por complejos volcánicos-plutónicos ligados a calderas (Charrier *et al.*, 2007).

Finalmente ocurre un evento de deformación compresiva durante el Eoceno, provocando el alzamiento de la Cordillera de los Andes. A partir del Mioceno Medio hasta el Plioceno se depositaron sobre la Cordillera de la Costa extensos depósitos de sedimentos aluviales, fluviales y coluviales (Arévalo, 2005).

3.2. SISTEMA DE FALLAS DE ATACAMA (SFA)

El Sistema de Fallas de Atacama (SFA) es una de las estructuras más importantes del antearco de los Andes Centrales que se extiende a lo largo de 1000 km entre Iquique y La Serena, el cual, se desarrolló contemporáneamente a la formación del arco Mesozoico de la Cordillera de la Costa y propició la arquitectura estructural que permitió el ascenso del magma (Charrier *et al.*, 2007).

Consiste en una serie de estructuras frágiles de grandes dimensiones en respuesta a movimientos sinistral, que se encuentran interconectadas y de orientación predominante NS y NNE y otras subsidiarias de orientación NNW a WNW formando dúplex a escala regional y local (Aguilef, 2012; Espinoza, 2024). El SFA experimentó una evolución cinemática compleja, predominando un deslizamiento *dip-slip* dúctil y sinistral durante el Cretácico Inferior, generando rocas de falla, de tipo milonitas, adyacente a las estructuras. Posteriormente, la cinemática del SFA evolucionó a una deformación frágil sinistral durante el Cretácico Medio. La formación de depósitos IOCG en el norte de Chile está íntimamente vinculado con el emplazamiento de intrusivos del Cretácico Inferior y su interacción con el SFA que facilitó la intrusión de plutones calcoalcalinos y shoshoníticos y actuó como conductor para fluidos hidrotermales ricos en hierro y cobre. Se ha demostrado que el evento hidrotermal de alteración, marcado por depósitos de hematita y magnetita, en fallas con orientación NS, ocurrió poco después del emplazamiento de estos plutones (Creixell *et al.*, 2009; Marschik & Fontboté, 2001; Parada *et al.*, 2005).

Respecto a las fallas subsidiarias con orientación WNW generalmente de naturaleza transtensional, estas actúan como estructuras que permiten la migración y acumulación de fluidos mineralizantes, generando zonas de baja presión y alta permeabilidad al interactuar con estructuras regionales del Sistema de Fallas de Atacama, en la que fluidos ricos en cobre, se concentran y precipitan en trampas estructurales (Creixell *et al.*, 2009). Estas fallas son el resultado de deformación localizada, desarrollándose para acomodar los esfuerzos tectónicos residuales en una etapa posterior a la intensa actividad transpresiva de la región. Además, se ha propuesto que estas fallas están asociadas a procesos tectónicos transtensivos, desarrollados durante la transición hacia un régimen más extensional en etapas avanzadas del ciclo tectónico del SFA (Scheuber & González, 1999; Grocott & Taylor, 2002).

Las Franjas miloníticas generadas entre cuerpos plutónicos, como los que describe Blanco *et al.* (2003), en la Carta de Castilla y Totoral Viejo, desempeñan un papel importante en el control estructural de los depósitos IOCG en el norte de Chile. Estas zonas de cizalle dúctil-frágil, desarrolladas durante el Cretácico Inferior en un contexto tectónico dominado por el SFA, actuaron como canales de alta permeabilidad para fluidos hidrotermales mineralizantes. Los intrusivos calcoalcalinos y shoshoníticos, como los del Complejo Plutónico Retamilla y el Complejo Plutónico Infiernillo (Región de Atacama), inyectaron fluidos ricos en hierro y cobre, que aprovecharon las zonas de milonitización para migrar y depositarse en trampas estructurales generadas por la interacción entre fallas subsidiarias al SFA y los plutones (Creixell *et al.*, 2009; Marschik & Fontboté, 2001).

La deformación tectónica durante el Cretácico Inferior, que incluyó eventos transtensionales y compresivos, no sólo favoreció el desarrollo de estas franjas miloníticas, sino que también controló el emplazamiento y la interacción de los plutones con las fallas asociadas al SFA. Esto es evidente en depósitos como Punta del Cobre, donde las estructuras miloníticas favorecieron la mineralización IOCG en ambientes de baja presión y alta permeabilidad (Creixell *et al.*, 2009; Marschik & Fontboté, 2001).

A lo largo del Sistema de Fallas de Atacama se encuentran diferentes depósitos IOCG, tales como, Mantoverde, Diego de Almagro y variados depósitos IOA, correspondientes a la Franja del

- **Diorita Cuarcifera Barros Luco (Hauteriviano-Barremiano):**

Las rocas que afloran en el área se caracterizan principalmente por ser rocas ígneas de composición diorítica cuarcífera con hornblenda y biotita que incluye franja de protomilonitas y ortomilonitas de hornblenda y biotita (Blanco *et al.*, 2003).

- **Tonalita Las Zorras (Berriasiano):**

Rocas ígneas de composición tonalítica que presentan cristales de hornblenda y/o biotita. Además, incluye una franja de ortomilonitas de hornblenda y biotita ((Blanco *et al.*, 2003).

- **Depósitos eólicos (Cuaternario):**

Corresponden a depósitos de arena medias a gruesas dispuestas en mantos o dunas parabólicas, compuestas principalmente por cuarzo y material bioclástico, caracterizado por la presencia de una cantidad considerable de conchas de gastrópodos (Blanco *et al.*, 2003).

Litológicamente se pueden clasificar como depósitos eólicos inactivos, compuestos principalmente por arena bioclástica de tamaño medio a grueso y coloración blanca o depósitos activos en formade dunas compuestos por arena cuarcífera, bioclásticas y/o calcáreas.

- **Depósitos Aluviales (Cuaternario):**

Consisten en una serie de depósitos de ripios, gravas, arenas mal clasificadas, que han sido transportados como flujos gravitacionales, ocupando laderas de bajas pendientes y rellenan quebradas (Espinoza, 2024)

Estos, también se pueden clasificar como depósitos aluviales inactivos compuestos principalmente por bloques, gravas y arenas, con matriz de arena y arcilla, y en depósitos aluviales activos compuestos por bloques, gravas y arenas, con matriz areno-arcillosa y/o Limos de color rojizo pardo.

4. TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE RUIDO AMBIENTAL

El uso del ruido sísmico presenta ventajas sobre los métodos sísmicos de fuentes activas, ya que pueden alcanzar mayores profundidades a través de un amplio rango de ruidos sísmicos de baja frecuencia que están compuestos principalmente por ondas superficiales, abriéndose a la posibilidad de ser utilizados en entornos urbano.

El método geofísico de tomografía sísmica de ruido ambiental utiliza las vibraciones de fondo tenues provenientes de fuentes naturales, ya sea meteorológicas u oceánicas que poseen frecuencias menores a 1Hz y antropogénicas con frecuencias mayores a 1 Hz (Cárdenas *et al.*, 2020). Ambas constituyen el fondo sísmico de la Tierra, denominado microsismos.

Para entender correctamente el funcionamiento de este método geofísico y los datos que logramos obtener, además del procesamiento de estos, hay que comprender las ondas superficiales y sus propiedades, dando énfasis en las ondas Rayleigh que serán medidas entre múltiples pares de estaciones para obtener imágenes detalladas de la estructura del subsuelo a diferentes profundidades. Por otra parte, debemos tener en consideración que el tratamiento de los datos de ondas sísmicas de ruido ambiental se divide en cuatro etapas: (1) Preparación de datos de una sola estación, (2) correlación cruzada y apilamiento temporal, (3) medición de las curvas de dispersión. (4) control de calidad, donde se incluyen los errores y la selección de las mediciones aceptables (Bensen *et al.*, 2007).

4.1. ONDAS SUPERFICIALES

Cuando la energía es liberada desde un punto cualquiera del centro de la Tierra, esta se transmite en tres dimensiones como ondas P y S, pero llegando a superficie se transforma en otro tipo de ondas conocidas como ondas superficiales, donde la energía es dispersada en dos dimensiones y disminuye con la distancia. A lo largo de la superficie, existen dos formas en como la energía se propaga: ondas Love y ondas Rayleigh. Las ondas Love están polarizadas transversalmente (ondas S horizontal) y requieren cierto incremento de la velocidad con la profundidad o, más bien, una geometría esférica, mientras que las ondas Rayleigh están polarizadas radialmente (Ondas P y ondas S vertical) y existen en cualquier superficie libre, cuya amplitud disminuye

exponencialmente a medida que aumenta la distancia desde la superficie. Considerando que el método de tomografía sísmica de ruido ambiental consiste en extraer y analizar las fuentes de ruido sísmico cercanas a la superficie asociadas a las ondas Rayleigh, a partir de la correlación cruzada entre estaciones, se hará énfasis a este tipo de ondas en específico para entender su comportamiento (Bensen *et al.*, 2007; Sánchez, 2017).

4.1.1. Ondas Rayleigh

En estas las partículas del frente de onda están polarizadas para vibrar en el plano vertical similar al de las olas del mar (Figura 4.1), teniendo un movimiento resultante que puede considerarse como la combinación de las vibraciones de onda P y S vertical.

Estas ondas causan un movimiento elíptico retrogrado de las partículas, teniendo mayor eje en la dirección vertical y un menor eje en la dirección de propagación, generando que las partículas se muevan en círculos o elipses sin un desplazamiento significativo desde su posición inicial

Al propagarse a lo largo de la superficie terrestre, estas ondas permiten estudiar las capas superficiales del subsuelo, lo que permite caracterizar suelos y estratos cercanos a la superficie, además de que pueden penetrar a distintas profundidades según su longitud de onda permitiendo estudios geofísicos a diferentes niveles de subsuelo.

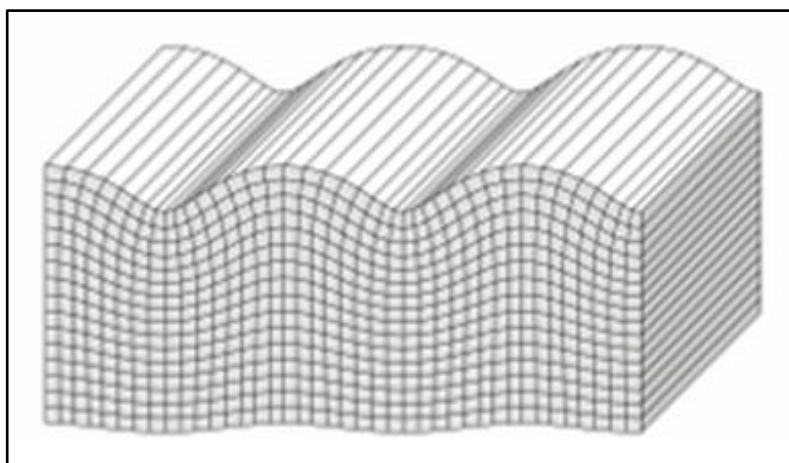


Figura 4.1: Desplazamiento de ondas Rayleigh. Extraído de Sánchez (2017).

4.2. PREPARACIÓN DE DATOS DE UNA SOLA ESTACIÓN

Inicialmente se deben preparar los datos de ondas de cada estación de manera individual, con tal de resaltar el ruido ambiental, eliminando señales de sismos e irregularidades instrumentales que inhiben las ondas que son de interés para este método.

En períodos de tiempo superiores a 15 segundos, el procesamiento de los datos se vuelve especialmente crucial, ya que existe una mayor interferencia causada por los sismos en profundidad, además considerando que estos intervalos tienden a ser más largos que la banda de microsismos, con períodos que van de 5 a 17 segundos y que la amplitud del ruido ambiental alcanza su pico en esta banda, es necesario aplicar métodos efectivos para filtrar las señales de sismos y otras interferencias que puedan dificultar el análisis de los datos sísmicos a largo plazo. Por ello, es necesario aislar el ruido de fondo para obtener información aún más precisa y útil (Bensen *et al.*, 2007).

Un adecuado procesamiento de los datos requiere de: (1) la eliminación de la respuesta del instrumento, donde se retiran los efectos de este para que los datos sólo reflejen las señales sísmicas, (2) eliminación de la media y eliminación de la tendencia, donde se ajustan los datos para quitar cualquier desplazamiento o tendencia lineal que altere la interpretación y (3) filtrado del paso de banda en el sismograma, en el que se aplica un filtro para conservar sólo las señales dentro de un rango de frecuencias específicos, eliminando, así, el ruido de otras frecuencias, para luego aplicar una (4) normalización temporal y el blanqueo espectral, que ajustan la amplitud y el espectro de la señal para uniformar las variaciones y destacar patrones importantes. Estas modificaciones son no lineales, lo que significa que el orden en el que se aplican puede afectar el resultado final (Bensen *et al.*, 2007).

Este procedimiento se aplica a un día completo de datos y si los datos de ese día tienen el menos del 80% de tiempo activo (es decir, tiempo de registro específico), se descartan, aunque el usuario tiene la capacidad de poder ajustar el umbral bajo su propia discreción.

Dado que este procedimiento se aplica a una sola estación y no pares de estaciones, es relativamente rápido y menos intensivo en términos de tiempo y recursos computacionales, en

comparación con las fases posteriores que involucran correlaciones cruzadas, apilamientos y mediciones más detalladas, que se explicarán más adelante.

4.2.1. Normalización temporal

Es el procedimiento más importante a la hora de procesar los datos de una sola estación, ya que la normalización temporal es una técnica que permite reducir la influencia de sismos, fallos de los instrumentos de medición y fuentes de ruido cercanas a la estación, que podrían distorsionar las correlaciones cruzadas entre los datos de diferentes estaciones.

Los sismos son uno de los mayores problemas para procesar los datos de manera automatizada porque suceden de manera impredecible. Considerando que muchos de los sismos a pequeña escala no suelen registrarse en catálogos sísmicos y que la llegada de ciertas fases de ondas superficiales a períodos cortos no se puede determinar con precisión, es importante que la eliminación de señales de sismos debe ser un proceso adaptable a los datos en tiempo real, es decir, las técnicas deben ser capaces de identificar y eliminar de manera dinámica las señales sísmicas asociadas a sismos según las características de los datos obtenidos, en lugar de basarse únicamente en datos predefinidos como un catálogo sísmico (Bensen *et al.*, 2007).

Para la identificación y eliminación de manera automática de las señales de sismos y otros contaminantes, Bensen *et al.* (2007), describe 5 diferentes métodos que permitirían mejorar la calidad de los datos para un análisis posterior, los cuales son:

1. Normalización “one bit”, que consiste en reemplazar todas las amplitudes positivas de señal por 1 y las negativas por -1, conservando únicamente el signo de la señal original. Es un proceso muy agresivo y ha demostrado mejor la relación señal-ruido (SNR) en estudios previos, especialmente en experimentos acústicos, estudios sísmicos tempranos de onda corta y ruido ambiental.
2. Umbral de recorte, que se establece en función de la amplitud de raíz media cuadrática (rms) de la señal de un día específico y cualquier parte que supere este umbral es recortada. Este

método ha sido empleado en varios estudios sísmicos, como una forma eficiente de eliminar anomalías de alta amplitud.

3. Detección automática de eventos, en las que, si se detecta que la amplitud de una señal supera un umbral crítico, se eliminan 30 minutos de la forma de onda, es decir, si se supera este umbral parte de la señal que captura el movimiento del suelo en función del tiempo. Aunque este método suele ser útil, su eficacia se ve limitada por las variaciones en las amplitudes en diferentes estaciones lo que dificulta la elección de un umbral uniforme.
4. Normalización de la media absoluta móvil, que es promovido en el estudio realizado por Bensen *et al.*, 2007 como el principal. Este método tiene como función calcular un promedio móvil del valor absoluto de la señal dentro de una ventana de tiempo fija y ajusta la amplitud de la señal dividiéndola por ese promedio.
5. Normalización iterativa del “nivel de agua”, que reduce cualquier amplitud que supere un múltiplo de la amplitud rms diaria. El proceso se repite hasta que toda la señal está por debajo de este nivel, convirtiendo este método en el más intensivo en términos de tiempo, ya que requiere múltiples iteraciones para alcanzar los resultados deseados.

Cada método tiene ventajas y limitaciones, y la elección del más adecuado depende de los objetivos del análisis y las características de los datos sísmicos. Según Bensen *et al.* (2007), se prefiere el método de normalización media absoluta móvil por su flexibilidad y capacidad para adaptarse mejor a los datos, especialmente en regiones de alta actividad sísmica, como es el caso de Chile. En estas áreas, ajustar la normalización temporal a las frecuencias de los sismos es clave como se puede observar en la Figura 4.2, ya que, si es aplicada sin el ajuste a los datos que no están filtrados, pequeños sismos podrían no ser detectados, al estar sus señales muy cerca del nivel de ruido de fondo. Sin embargo, si la normalización se realiza después de aplicar un filtro que aisle la banda de frecuencias donde ocurren los sismos, estos serán eliminados de manera más eficiente, reduciendo su impacto en las correlaciones cruzadas entre estaciones, mejorando la precisión del análisis sísmico.

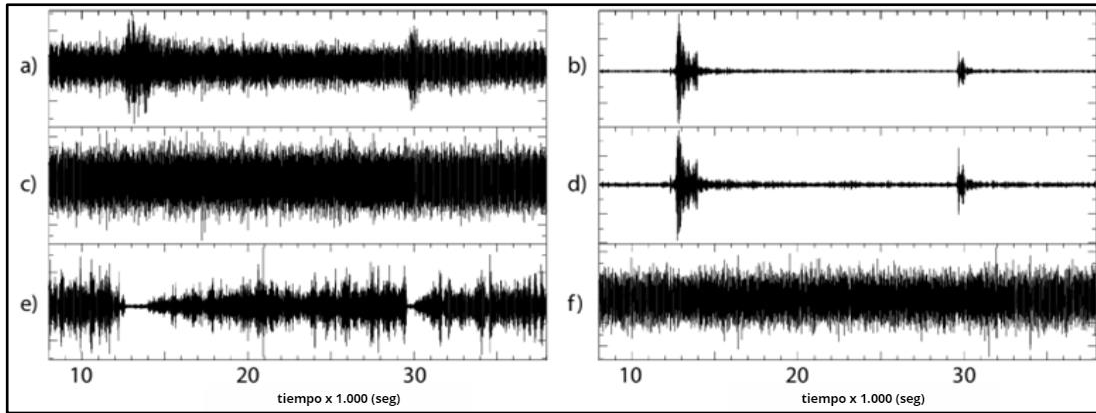


Figura 4.2: Ejemplo de efectos de la normalización temporal en señales de sismos. (a) Datos de banda ancha en bruto muestran dos sismos apenas sobre el ruido de fondo. (b) Datos filtrados entre 15 y 50 segundos, evidenciando más claramente las señales de los sismos. (c) Datos normalizados temporalmente con media absoluta móvil basada en datos en bruto. (d) Datos filtrados, mostrando que las señales no han sido eliminadas. (e) Datos normalizados con media absoluta móvil basada en datos filtrados. (f) Datos filtrados, mostrando que las señales han sido eliminadas. Extraído y modificado de Bensen *et al.* (2007).

4.2.2. Normalización o blanqueo espectral

El ruido ambiental en los datos sísmicos no posee una distribución uniforme en todas las frecuencias, denominado como ruido “espectralmente blanco” (Bensen *et al.*, 2007). En cambio, tiene picos específicos en ciertas bandas de frecuencias, como los microsismos primarios que ocurren en períodos de 15 segundos, y los microsismos secundarios, en períodos de 7,5 segundos y que aumente en períodos muy largos, superiores a 50 s, formando una señal que se conoce como el “zumbido” de la Tierra. Además de estas señales, cerca de los 26 s se alcanza un pico más pequeño, causado por una fuente persistente de ruido de banda estrecha en el Golfo de Guinea (Shapiro *et al.*, 2006 en Bensen *et al.*, 2007), que se hace visible después de aplicar la normalización temporal que ayuda a reducir los efectos de sismos y otros ruidos que podrían ocultar ese tipo de señales que genera una interferencia notable en los datos como se puede observar en la Figura 4.3(a), pudiendo distorsionar las correlaciones cruzadas entre estaciones sísmicas.

Para solucionar este problema se puede aplicar un blanqueamiento espectral, que permite ampliar la banda de la señal de ruido ambiental, reduciendo así, el impacto generado por el ruido de 26 segundos como se puede observar en la Figura 4.3(b). Por esto la normalización o blanqueamiento espectral es una técnica muy clave para reducir los desequilibrios en las amplitudes de señales de

ondas sísmicas para una única estación, ya que sin esta normalización ciertos ruidos predominantes podrían enmascarar las señales relevantes, como las de ruido ambiental.

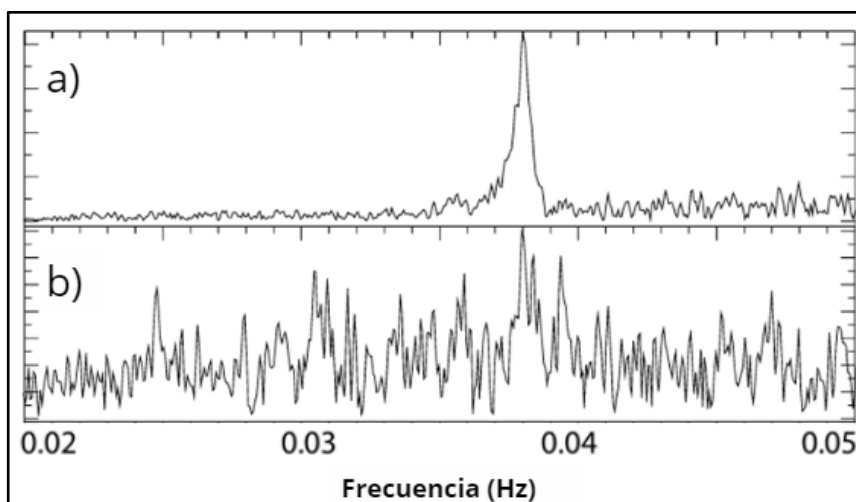


Figura 4.3: Efecto del microsismo de 26 s en la correlación cruzada y el intento de eliminarlos. En la figura (a) se ve el espectro de amplitud de correlación cruzada que revela un pico espectral del período de 26 seg. (b) Desaparece el pico de 26 segundos, luego, de haber sido normalizados espectralmente. Extraído de Bensen *et al.* (2007).

4.3. CORRELACIÓN CRUZADA Y APILAMIENTO TEMPORAL

Aunque algunas distancias pueden ser demasiado cortas o largas entre pares de estaciones para obtener mediciones confiables, es correcto y muy común realizar entre todos los posibles pares de estaciones correlaciones cruzadas. Esto da como resultado un total de $n(n - 1)/2$ pares, siendo n el número de estaciones (Bensen *et al.*, 2007).

Considerando que este proceso se realiza diariamente en el dominio de frecuencia, para sumar o “apilar” las correlaciones pasan al dominio del tiempo, generando series temporales más larga y obteniendo datos semanales, mensuales o anuales. La linealidad del procedimiento garantiza que el resultado sea mucho más consistente, sin importar si se trabaja con datos diarios o series más extensas. Así, las correlaciones cruzadas resultantes son funciones temporales con coordenadas de tiempo positivas y negativas que van normalmente de -5000 a 5000 segundos, pero la longitud de la serie temporal necesaria dependerá de las velocidades de grupo de las ondas y de la mayor distancia entre estaciones (Bensen *et al.*, 2007).

En el análisis de las correlaciones cruzadas se logran distinguir dos tipos de señales, la señal causal, que corresponde a los desfases positivos que representan las ondas que se desplazan hacia la estación y la señal “acausal”, asociada a desfases negativos que indican ondas viajando en el sentido opuesto. En teoría, si las fuentes de ruido están distribuidas homogéneamente, las señales causal y acausal deberían ser idénticas, pero en la práctica se observa una asimetría en amplitud y el contenido espectral, lo que indica diferencias tanto en el proceso de origen como en la distancia a la fuente en las direcciones radiales alejadas a las estaciones. Para resolver esto, a menudo se comprimen y se promedian las señales de las partes causal y acausal obteniendo una señal de un solo lado llamada señal “simétrica”. Además, apilar series temporales más largas resulta beneficioso, ya que mejora la relación señal-ruido, permitiendo obtener resultados más claros y útiles en el estudio de las ondas.

4.4. MEDICIÓN DE DISPERSIÓN

Luego de haber calculado y apilado las correlaciones cruzadas diarias, obtenemos la forma de onda resultante con las que se puede medir las velocidades de grupo y de fase como función del período mediante un análisis de frecuencia-tiempo tradicional. Este proceso necesita ser automatizado debido a la gran cantidad de estaciones.

Bensen *et al.* (2007). Promueve un análisis de frecuencia-tiempo que permite la automatización, aunque con una interacción significativa con el analista. En este contexto, se define la señal analítica en el dominio de frecuencia, lo que permite obtener mediciones de dispersión al transformar la señal de interés.

4.4.1. Mediciones de velocidades de grupo

A partir del análisis de frecuencia-tiempo (FTAN), se pueden obtener las mediciones de velocidades de grupo, que son una medida de la velocidad a la que se propaga una onda sísmica a través de un medio, considerando que diferentes frecuencias de una onda interactúan y pueden dispersarse debido a la naturaleza del medio por el que se propagan.

En primer lugar, se debe generar una imagen FTAN que representa el logaritmo del cuadrado de la envolvente de la señal analítica, organizada en una matriz para obtener una curva de velocidad

de grupo cruda. Posteriormente, se aplica un filtrado por coincidencia de fase para eliminar el ruido contaminante y las interferencias, así obtener una señal no dispersa y por ende una curva de velocidad más precisa. Finalmente, se mejora la resolución de frecuencia mediante filtros Gaussianos más amplios y así se obtiene una imagen FTAN limpia que permite seguir la cresta de dispersión y obtener una curva de velocidad mucho más refinada.

Las imágenes de FTAN generadas a partir de ruido ambiental tienden a ser más simples y presentan menos complicaciones, lo que permite evitar los efectos del *multipath*, es decir, que una única señal original llega a un receptor a través de múltiples trayectorias que pueden ser causadas por reflexión, refracción o difracción de la onda en diversos objetos o superficies en el entorno. Por esto, para asegurar la continuidad de la curva de dispersión y eliminar saltos o comportamientos irregulares en los datos, se establecen criterios que permiten rechazar curvas con comportamiento claramente anómalos o interpolar los datos a partir de pequeñas irregularidades seleccionando máximos locales en lugar de absolutos. Si las discontinuidades son demasiado grandes o persistentes, se termina rechazando la curva de dispersión. Con esto, podremos realizar un proceso automatizado nos permitirá obtener una curva de velocidad de grupo alternativa que busca mejorar la precisión de las mediciones en comparación con los enfoques tradicionales, pudiendo comprender de mejor manera las características de las ondas sísmicas (Bensen *et al.*, 2007).

4.4.2. Mediciones de velocidades de fase

La importancia de estas mediciones recae en el hecho de que permiten describir cómo se propagan las diferentes frecuencias de una onda sísmica a lo largo de un medio.

Inicialmente se necesita medir la velocidad de grupo, además de obtener información adicional sobre la fase de la señal que depende del término de propagación, que está relacionado con el tiempo de viaje de la onda, la fase inicial de la fuente (momento del evento sísmico) y un término de ambigüedad de fase, debido a la naturaleza cíclica de esta. En el caso de las correlaciones de ruido ambiental, la fase de la fuente es cero, lo que simplifica el cálculo.

Para resolver el problema de la ambigüedad de fase, se puede comparar la velocidad de fase calculada con modelos globales 3D o mapas de velocidades de fase preexistentes, lo que ayudaría a seleccionar el valor correcto.

4.5. CONTROL DE CALIDAD

Dado que el número de trayectorias entre estaciones aumenta de forma cuadrática con el número de estaciones, el proceso de análisis de correlaciones cruzadas de ruido ambiental debe estar diseñado para minimizar la intervención humana. Esto aumenta la probabilidad de que se produzcan mediciones de dispersión incorrectas, por lo que es necesario implementar medidas de control de calidad para identificar y descartar mediciones erróneas, así como calcular estadísticas de garantía de calidad para las mediciones que sean aceptadas.

Una de las primeras medidas, es que la distancia entre dos estaciones debe ser de por lo menos 3 veces la longitud de onda de la señal y con esto podemos obtener mediciones más confiables. La segunda medida aborda la necesidad de validar la confiabilidad de las mediciones de dispersión, que se puede hacer comparando dichas mediciones con eventos sísmicos reales, como sismos cercanos a las estaciones de medición. Aunque, un método más útil y confiable para evaluar la calidad de las mediciones de dispersión de ruido ambiental es la repetibilidad temporal, que se basa en que existen fuentes de ruido ambiental que cambian con las estaciones del año, entonces sí se puede obtener la misma medición bajo diferentes condiciones estacionales, es un buen indicador de que la medición es confiable, a diferencia de las mediciones derivadas de sismos, donde las condiciones cambian de manera tan predecible (Bensen *et al.*, 2007). Por último, tenemos como tercera medida que las mediciones sean coherentes en su conjunto y esta coherencia se puede evaluar a través de un análisis tomográfico suave se consideran compatibles entre sí. Tal como lo hace en su trabajo Yang *et al.* (2007), en donde demuestra que, en promedio, las mediciones de dispersión derivadas de la tomografía de ruido ambiental se ajustan mejor que las derivadas de datos de sismos.

Luego de que se hayan realizado estas cuatro fases principales para el procesamiento de datos de ruido ambiental, se obtienen mediciones confiables, flexibles y que puedan ser aplicables a una amplia variedad de configuraciones de observación, además de ser completamente automatizados,

teniendo en cuenta las medidas de control de calidad de los datos para identificar y rechazar mediciones defectuosas y calcular estadísticas de aseguramiento de la calidad para las mediciones aceptadas. Esto transforma a cualquier sensor en una fuente y receptor virtual, a partir del cual se puede obtener información de velocidad de onda sísmica en subsuelo, lo que es bastante ventajoso debido a la abundante presencia de ruido sísmico natural y antropogénico (Bensen *et al.*, 2007; Olivier *et al.*, 2022).

Un ejemplo de cómo se utiliza este método geofísico de tomografía sísmica de ruido ambiental es la obtención de imágenes de alta resolución de estructuras geológicas bajo la superficie y a profundidad, considerando que es una técnica bastante rentable y respetuosa con el medio ambiente, particularmente en la exploración minera, como es el caso de *ExoSphere*, servicio comercializado por *Fleet Space Technologies*.

4.6. FLEET SPACE TECHNOLOGIES

Fleet Space Technologies, una destacada empresa espacial australiana, actualmente está revolucionando los sectores de la exploración minera, ya que posee en su haber un servicio de tomografía sísmica de ruido ambiental llamado *ExoSphere*, que utiliza dispositivos compactos llamados *Geode* que permiten realizar mediciones sísmicas en tiempo real. Estos aparatos son más sensibles a las señales de baja frecuencia que los geófonos nodales tradicionales, lo que permite recopilar datos de manera más rápida. Además, están equipados con un módem que permite la conexión Internet de las Cosas (IoT, por sus siglas en inglés, *internet of things*) directamente vía satélite (DtS-IoT, por sus siglas en inglés, *direct to satellite-internet of things*), por lo que no tiene la necesidad de una estación base para transmitir los datos. Por otro lado, tienen la capacidad de procesar parte de los datos en el mismo dispositivo, antes de enviarlos, permitiendo transmitir los datos de manera rápida y efectiva a la nube para su análisis posterior.

Actualmente la compañía *Fleet Space Technologies* sigue en líneas generales el procedimiento propuesto por Bensen *et al.* (2007), aunque en los últimos dos años han añadido a este método nuevas tecnologías que permiten un procesamiento de los datos más sofisticado y eficiente con respecto a la forma tradicional de procesarlos. Con respecto a la normalización temporal de los datos, utilizan la normalización “one bit” desde el mismo *Geode*, gracias a su tecnología *Edge computing*, la cual, permite que los datos producidos por los dispositivos de la internet de las cosas

se procesen más cerca de donde se crearon en lugar de enviarlos a través de largos recorridos para que lleguen a centros de datos y nubes de computación, permitiendo disminuir hasta 24 veces el tamaño del paquete de datos y filtrar la información de amplitud mientras se mantiene la información de base, antes de ser enviado a través de la red satelital.

El dispositivo *Geode*, con un peso aproximado de 9 kg, como se puede observar en la Figura 4.4, está compuesto de:

- Un módem satelital, que debe colocarse en el suelo de modo que el lado descubierto esté orientado hacia la posición de los satélites (ecuador). Un satélite no necesariamente puede estar encima del aparato, es posible que esté en ángulo con el *Geode* lo que significaría que cualquier objeto puede estar en la distancia bloqueando la conexión con el satélite.
- Una batería con una duración aproximada de 40 horas y una capacidad de 53,6 Ampere por hora, con un cargador individual compatible entre 115 VAC y 230 VAC.
- Un elemento geófono de 2 Hz de capacidad con una sensibilidad de 260 V/ m/s. Además, está compuesto de una caja que almacena los componentes eléctricos, el digitalizador del sensor y la pica.

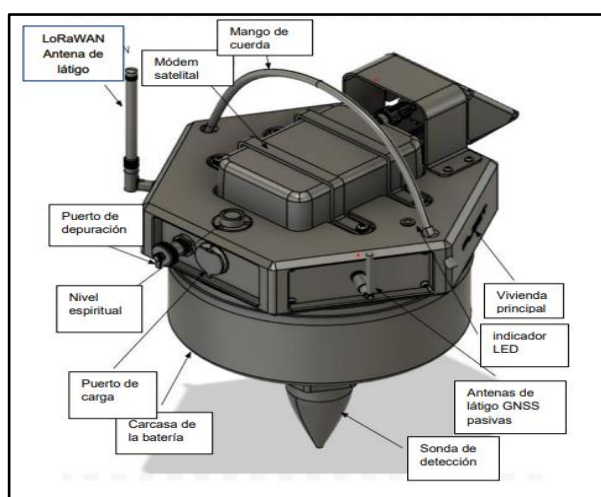


Figura 4.4: Esquema del instrumento *Geode*, muestra cada parte que lo compone.

5. METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo está enfocado en tres diferentes etapas de elaboración, las cuales son: pre-terreno, terreno y post-terreno. La etapa de pre y post-terreno estuvieron enfocadas principalmente en trabajo de gabinete, en el que, para el caso del pre-terreno, se hizo una extensa y detallada recopilación bibliográfica y la generación de bases de mapeo del área de estudio para tener una idea de cómo es la topografía del sector y los diferentes accesos a este. Para la etapa de post-terreno, acompañado de una nueva recopilación bibliográfica de ser necesario, se tiene la elaboración de un modelo 3D del sector, a partir de los datos obtenidos durante la campaña de terreno, en el que se utilizó la tecnología de *Fleet Space Technologies*, para la obtención de datos numéricos de velocidad de onda sísmica en subsuelo, por medio de tomografía de ruido ambiental.

5.1. ETAPA PRE-TERRENO

5.1.1. Recopilación Bibliográfica

Etapla previa al trabajo de terreno, en la que se llevó una extensa revisión bibliográfica, enfocada en la geología, el control estructural y los tipos de yacimientos que se encuentran cercanos al área Palo Negro Sur. Por otra parte, se utilizaron los dos reportes técnicos previos que se hicieron entre los años 2008 y 2009, los cuales, entregan información sobre la geología y sus estructuras. Además, de análisis de estudios geofísicos realizados previamente, tales como, la Magnetometría Terrestre y la Polarización Inducida (PI)/Resistividad. Gracias a esto, se puede tener una idea inicial del posible vínculo que tiene el área con depósitos de tipo IOCG.

5.1.2. Base de Mapeo

Otro de los trabajos que se hicieron antes de realizar las salidas de campo al área de estudio, fue la generación de bases de mapeo por medio de la herramienta *QGIS Desktop*. En estas se registraron el área de estudio, los puntos de colocación de los sensores denominados *Geodes*, las rutas de acceso al sector y curvas de nivel para tener conocimientos de las variaciones de altura que haya en el lugar,

5.2. ETAPA DE TERRENO

Se realizó una primera campaña de exploración por medio del método geofísico de tomografía sísmica de ruido ambiental en el área Palo Negro Sur. Se utilizaron un total de 64 *Geodes* que fueron enterrados hasta 20 cm de profundidad en cada uno de los puntos estratégicos desplegados en una malla propuesta por *Fleet Space Technologies* que se puede observar en la base de mapeo hecha previamente (Figura 5.1). Los *Geodes* se encargaron de recolectar los datos de ondas superficiales Rayleigh, que son generadas por ruidos ambientales, derivados de fuentes naturales y antropogénicas. La malla de puntos de la primera campaña (Figura 5.1) contempla una separación entre los aparatos de 450 m aproximadamente, con datos que alcanzan hasta los 1.200 m de profundidad con una resolución de 90 m, tardando los equipos 3 días en tomar continuamente los datos de velocidad de ondas sísmicas.

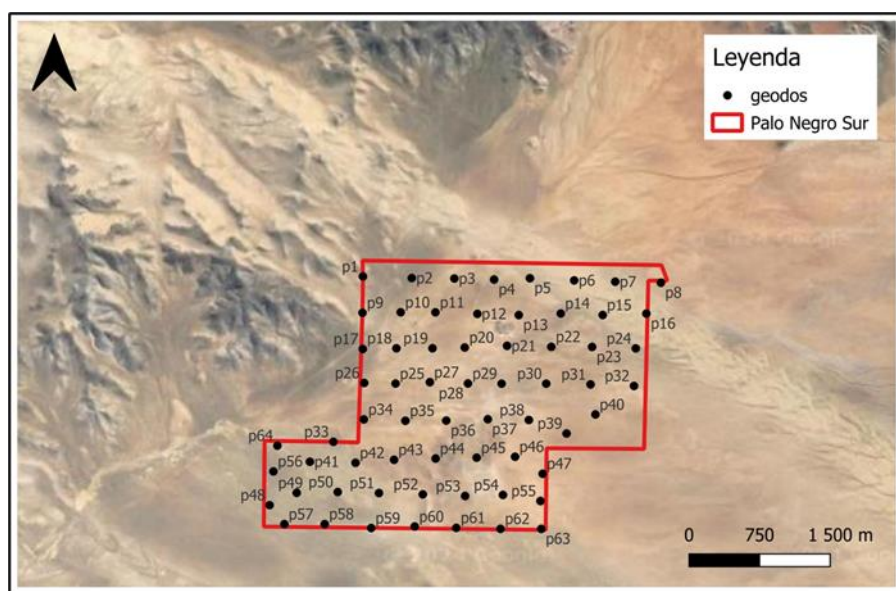


Figura 5.1: Base de Mapeo correspondiente a la primera campaña de exploración. Se observan los puntos en los que fueron instalados los *Geodes* dentro del área de estudio.

Luego de que se procesaran los datos y fueran posteriormente analizados, se llegó a la conclusión de que se debía realizar una segunda campaña, a partir, de una nueva malla propuesta por *Fleet* que buscaba identificar estructuras, asociadas al Sistema de Fallas de Atacama, que se puedan encontrar en el área. Cabe destacar, que esta malla de puntos no sólo toma parte de la sección sur de Palo Negro (Figura 5.2), ya que la información que puedan aportar estos nuevos datos luego de

ser analizados, son de utilidad para ambas secciones del proyecto. En esta nueva malla el espaciado entre los aparatos es de 420 m aproximadamente a una profundidad nuevamente de 1200 m, pero con una resolución de 85 m, además de que el aparato tardó 5 días en tomar continuamente los datos de velocidad de ondas sísmicas.

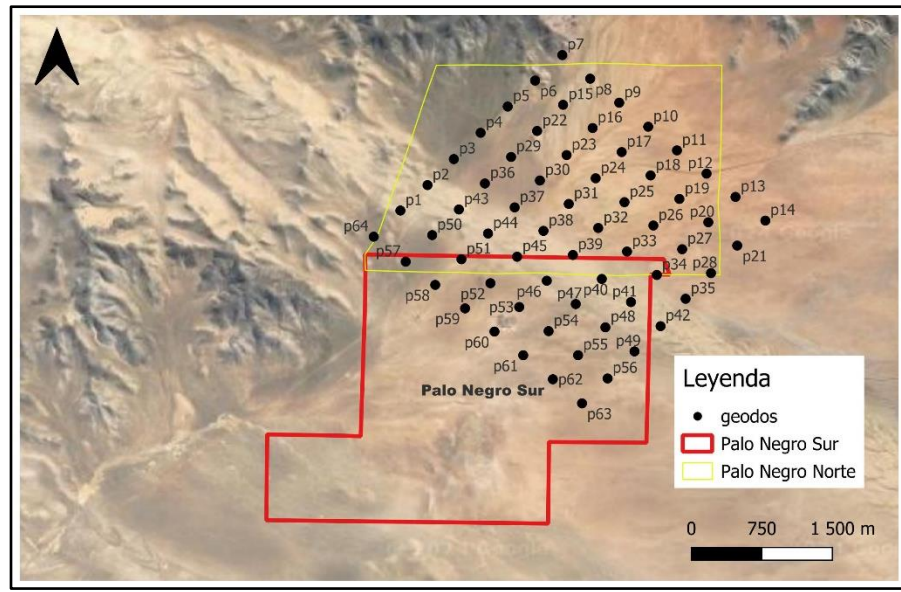


Figura 5.2: Base de Mapeo correspondiente a la segunda campaña de exploración. Se observan los puntos en los que fueron instalados los *Geodes* intersectando ambas secciones y estando fuera de estas.

Para la instalación de los *Geodes* en cada punto, estos fueron transportados en camioneta, dentro de cajas que podían contener hasta 4 de estos aparatos, pero debido a las condiciones del terreno que en ocasiones no permitían el paso del vehículo, estos debían ser transportados en mochilas que fueron adaptadas para el trabajo de instalación, además de que era necesario tener las manos libres, producto de que las complejidades del terreno lo requerían. Al llegar al punto de instalación, se debía cavar un hoyo de aproximadamente 20 cm en un área preferentemente despejada de cualquier obstrucción tanto angular como vertical que impidiese la conexión de la antena del aparato con el satélite en órbita. Luego, se cubre la mayoría del cuerpo, dejando sólo expuesta la parte azul de este (Figura 5.3) en donde se encuentran las antenas y el modem que generan el procesamiento de los datos previos, la conexión con el satélite y el posterior traspaso de los datos.

Una vez que se encuentra instalado el *Geode*, con el nivel de burbuja ubicado en la cabeza de este, regulamos que el aparato esté nivelado con la superficie para luego orientar la parte descubierta del modem con el ecuador (norte), que es donde debiese encontrarse el satélite.



Figura 5.3: *Geode* instalado en terreno. Orientada hacia el norte y con la luz LED encendida.

Para finalizar el proceso de instalación, se enciende el aparato comprobando que el LED en la parte superior alcance un solo parpadeo, indicando una conexión correcta del satélite. En caso de que esto no resulte, se debe contactar con soporte técnico para solucionar el problema o cambiar de *Geode*.

Posteriormente, a través de la plataforma *ExoSphere* se puede revisar constantemente el funcionamiento y el estado de los *Geodes* instalados en el terreno, además de la calidad de los datos. Ya completado el proceso de recopilación de datos, se procede a extraer los equipos procurando limpiar el exceso de arena.

Para el caso de Palo Negro Sur, los datos se obtienen a partir de las funciones de correlación cruzada entre pares de estaciones, utilizando el enfoque descrito por Bensen *et al.* (2007) en donde, los datos sísmicos continuos se dividen inicialmente en segmentos de 5 a 10 minutos, eliminando señales transitorias al ser filtrados, teniendo un impacto mínimo en el conjunto de datos. Se aplica

un blanqueo espectral (de 0,1 a 10,0 Hz) junto con una normalización *one-bit*, lo que permite reducir períodos y frecuencias que contienen ruido no deseado. Ya con los datos procesados, se calcula un conjunto de correlaciones cruzadas para cada uno de los pares de estaciones únicos. Las funciones de correlación cruzada resultantes para cada par de estaciones se apilan luego de forma lineal.

5.3. ETAPA POST-TERRENO

Luego de haber recolectado los datos en terreno, empieza el proceso de generación de modelos tridimensionales, a partir de los registros de velocidad de onda sísmica de ruido ambiental. Para ello fue utilizado el *software Leapfrog Geo*, con el que se pudieron desarrollar modelos sólidos basados en estos valores de velocidad, generando una representación en profundidad del sector definido en cada una de las campañas de exploración y que por medio de la recopilación bibliográfica previa y posterior a la etapa de terreno se busca darle un contexto geológico al modelo, intentado identificar estructuras, asociaciones litológicas y la posible existencia de *targets*, es decir, zonas prioritarias donde se podría determinar la presencia de posibles yacimientos mineros.

5.3.1. *Leapfrog Geo*

Para el modelamiento tridimensional de los datos de velocidad de onda sísmica obtenidos, fue utilizado este programa que tiene la capacidad de desarrollar modelos implícitos dinámicos mediante la aplicación de su tecnología en 3D, *FastRBFTM*. El modelo implícito es un método que ajusta matemáticamente una superficie a una serie de puntos de datos conocidos que implica la interpolación de esa superficie entre dichos puntos. Por lo que las superficies a modelar son creadas utilizando aproximaciones finitas de superficies con un detalle infinito (Fraile del Río, 2015). Esto permite que los modelos generados sean coherentes con los datos conocidos y puedan ser actualizados rápidamente a medida que se actualizan los datos.

6. RESULTADOS

6.1. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS.

Para el procesamiento de los datos *Fleet Space Technologies* utiliza las funciones de correlación cruzada entre pares de estaciones utilizando el enfoque descrito por Bensen *et al.* (2007), mencionado anteriormente en el capítulo 4. Los datos sísmicos continuos se dividieron inicialmente en segmentos de 5 a 10 minutos, lo que permite eliminar señales transitorias mediante un filtrado que genere un impacto mínimo en el conjunto de los datos. Posteriormente fue aplicado un blanqueo espectral (de 0,1 a 10,0 Hz) junto con una normalización *one-bit*, que permite reducir periodos y frecuencias que contienen ruido no deseado. Teniendo los datos ya procesados, se calcula un conjunto de correlaciones cruzadas para cada una de las estaciones, obteniendo funciones de correlación cruzada para cada par de estaciones que son apiladas de forma lineal.

Se presenta un gráfico de formación de haz (Figura 6.1), el cual es una cuadrícula coloreada que representa la distribución de la potencia del campo de ondas en función del acimut para la banda de frecuencia indicada, que permiten identificar la dirección de las fuentes de ruido dominantes y estimar su ubicación (punto verde). En un entorno de ruido perfecto, la potencia de haz estaría distribuida uniformemente en todas las direcciones, pero esto rara vez ocurre y no es necesario en la práctica, ya que se pueden obtener buenos resultados de tomografía sísmica de ruido ambiental mediante la compensación y el filtrado de los datos basados en la información obtenida en el gráfico de formación de haz.

Para el caso de Palo Negro Sur (Figura 6.1), los *Geodes* desplegados en terreno son representados con triángulos de color negro. En el gráfico de haz del sector se puede apreciar que el ruido sísmico ambiental proviene principalmente del SE y NE del área, con una velocidad máxima de 2998 m/s representada por el punto verde. El estudio muestra una potencia máxima de haz de aproximadamente 0.12 lo que sugiere fuentes locales de ruido relativamente débiles.

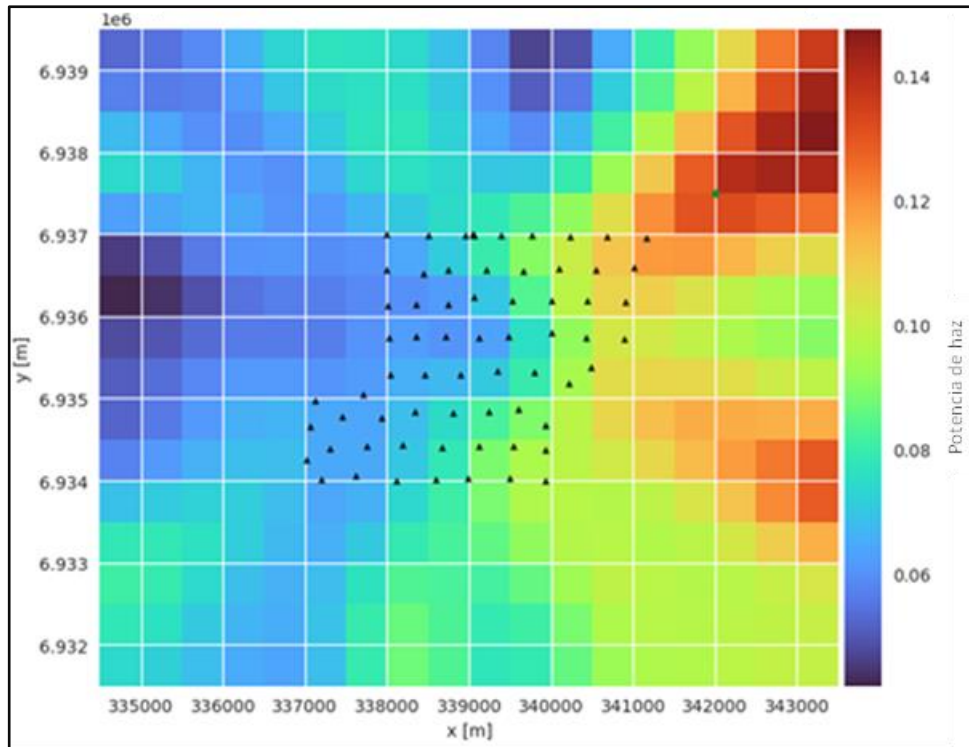


Figura 6.1: Gráfico de formación de haz. Los triángulos de color negro representan la posición de los *Geodes* instalados en Palo Negro Sur durante la primera campaña.

El gráfico de desplazamiento (Figura 6.2) muestra la señal de correlación cruzada entre pares de estaciones representada en función del tiempo de retardo y la distancia entre el par de *Geodes*. Para dos sensores los retardos positivos indican el tiempo de viaje para una onda superficial que viaja desde el sensor A al B, mientras que los negativos indican el camino recíproco. El gráfico de desplazamiento se muestra para todo el ancho de banda de la señal.

Los datos de alta calidad muestran un desplazamiento bien definido en forma de “V” con alta amplitud, lo que indica que el ruido ambiental proviene de todas las direcciones y que las correlaciones cruzadas entre los pares de estaciones se están recuperando correctamente. Este patrón se observa en Palo Negro Sur como lo muestra la Figura 6.2, lo que indica una distribución más uniforme de las fuentes de ruido locales alrededor de los aparatos.

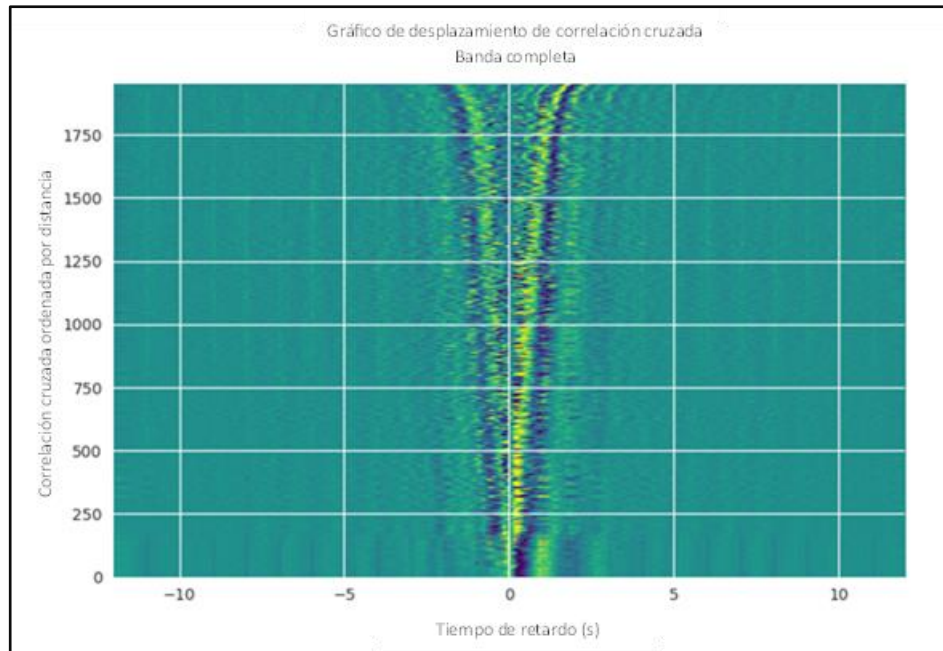


Figura 6.2: Gráfico de desplazamiento. Se aprecian datos de alta calidad, proveniente de todas las direcciones, evidenciado por la forma en “V” del gráfico.

Posteriormente se aplicó un filtrado adicional a la función de correlación cruzada, considerando que se obtuvieron un total de 1915 funciones de correlación de ruido, con el fin de conservar únicamente los datos de trayectorias entre estaciones con alta relación señal/ruido (SNR) y un rango esperado de velocidades a diferentes frecuencias, ya que los de baja SNR no aportan información útil o confiable, a partir de un valor mínimo estimado para garantizar mayor calidad y precisión en los resultados obtenidos, reduciendo el conjunto a 1323 pares que cumplen los criterios para el modelado de velocidad de onda sísmica.

6.2. MODELO 3D

Para la obtención de un modelo de velocidades en 3D, *Fleet Space Technologies* utiliza un enfoque completamente probabilístico, ya que las estimaciones de error o incertidumbre se calculan en cada etapa y van siendo transferidas a las etapas siguientes, permitiendo que el modelo evolucione de manera adaptativa. La incertidumbre funciona como peso adaptativo de los datos, donde los de alta calidad tienen un mayor peso en la inversión que los de baja calidad, priorizando la información que sea más confiable y garantizando un modelo más preciso y de mayor calidad.

Aunque para efectos prácticos de este trabajo, fue utilizada la herramienta *Leapfrog Geo*, la cual nos permite modelar los datos ya procesados de velocidad de onda sísmica, obtenidos a través de la plataforma *Exosphere* como archivo CSV. Una vez importado el archivo, *Leapfrog Geo* convierte estos datos en un conjunto de puntos que pueden ser visualizados en un espacio 3D (Figura 6.3). A partir de estos mismos puntos es que el software puede crear modelos implícitos, lo que significa que no será necesario definir explícitamente cada nodo de la malla o superficie, sino que el software utiliza la información de los puntos para generar un modelo 3D basado en las ecuaciones implícitas. Además, el modelo puede ser refinado, añadiendo más puntos, modificando las superficies, o ajustar la precisión de este.

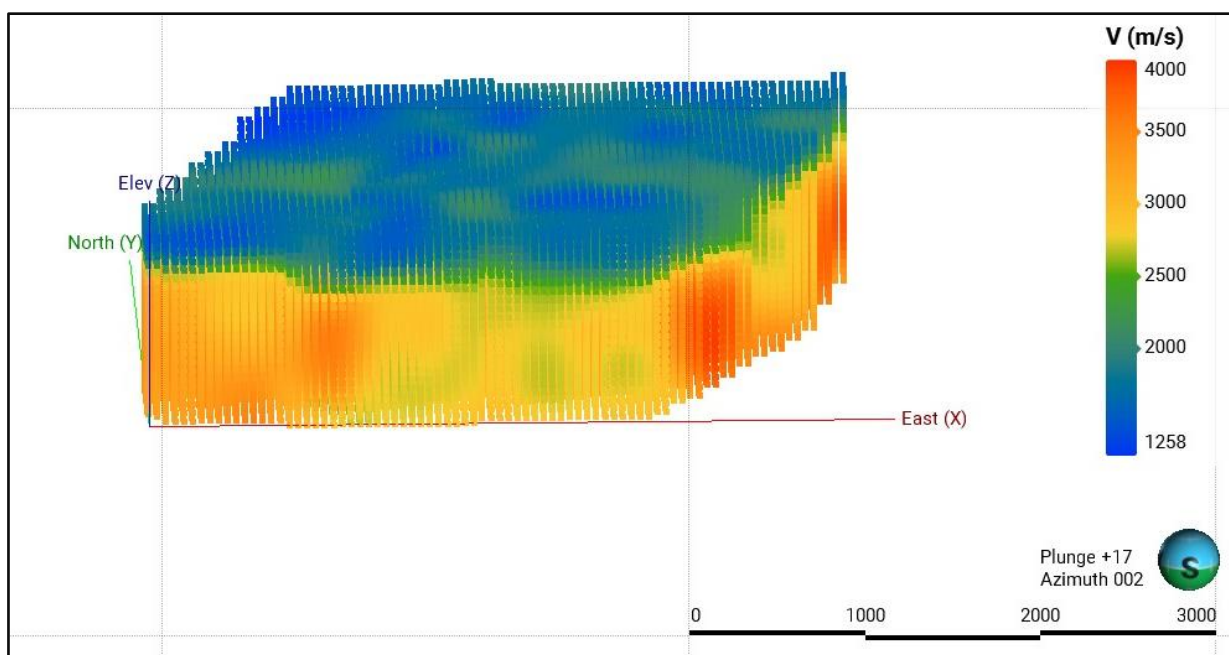


Figura 6.3: Nube de puntos con valores de velocidad de onda sísmica en el sector Palo Negro Sur. Estos datos fueron obtenidos, por medio de la primera campaña realizada.

Con esto se obtiene un modelo numérico 3D del sector Palo Negro Sur (Figura 6.4), que entrega cuerpos volumétricos divididos por intervalos de velocidades que pueden estar asociados a diferentes características geológicas y/o estructurales determinadas en compañía de la recopilación bibliográfica y los estudios geofísicos previos. En detalle, un perfil del modelo Palo Negro Sur (Figura 6.5) se caracteriza por presentar una capa superficial extensa y gruesa de baja velocidad

(<2500 m/s), que alcanza profundidades de hasta 250 m e inclusive más en sectores localizados de la propiedad, y una capa inferior de velocidad variable, de valores intermedios a altos.

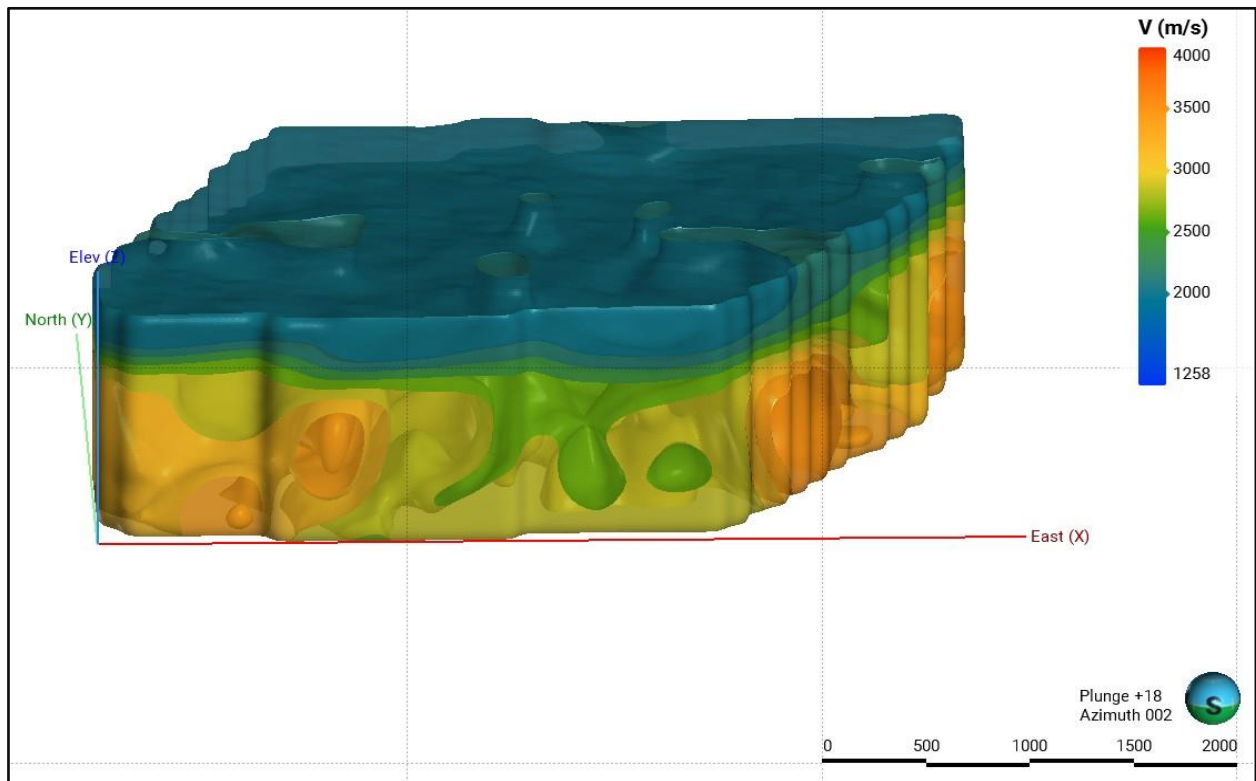


Figura 6.4: Modelo numérico 3D de velocidad de onda sísmica en el sector Palo Negro Sur. El modelo está dividido en cuerpos volumétricos de velocidades de ondas sísmicas.

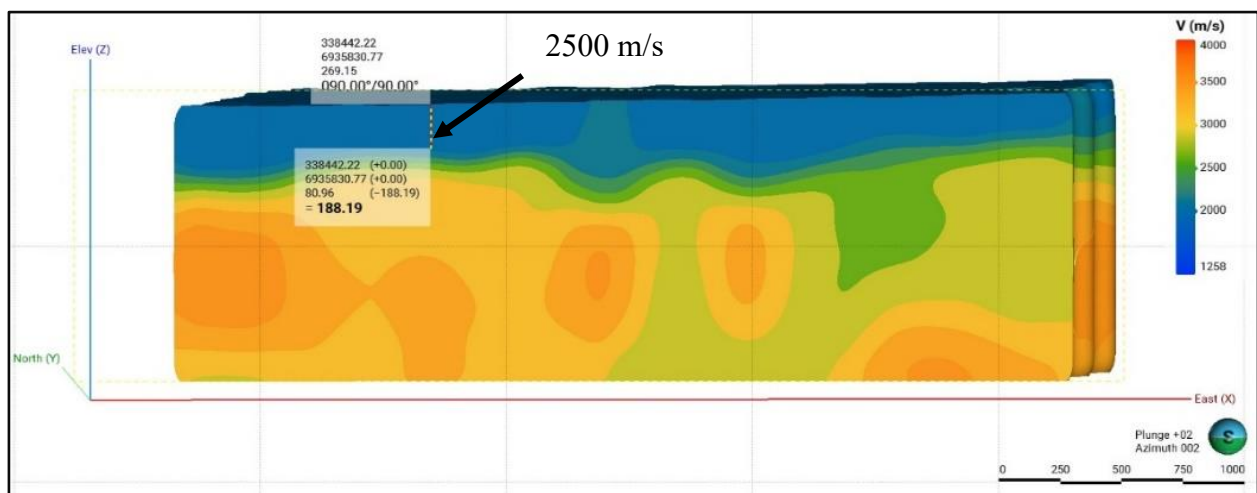


Figura 6.5: Perfil del modelo numérico 3D de velocidad de onda sísmica de la primera campaña en Palo Negro Sur. Se observa una capa con velocidades menores a los 2500 m/s que se extiende desde la superficie, alcanzando más de 250 m de profundidad en ciertos sectores.

Si bien, el modelo numérico hecho con la primera campaña de exploración nos entrega información relevante en el ámbito geológico y estructural del sector, el haber realizado una segunda campaña de exploración fue con el principal propósito de unir la sección norte y sur del proyecto Palo Negro, con la finalidad de encontrar estructuras asociadas al Sistema de Fallas de Atacama que pudiesen controlar la mineralización. Por lo que *Fleet Space Technology* unió los datos obtenidos en Palo Negro Norte y Sur, en conjunto con los datos obtenidos en la segunda campaña que atraviesa ambas secciones, tal como se puede ver en la Figura 5.2., obteniendo un modelo que une los datos de las tres campañas realizadas en la propiedad, al cual le llamaremos **modelo unificado** (Figura 6.6). Al igual que el modelo de Palo Negro Sur, este presenta una capa superficial extensa de baja velocidad (<2500 m/s) que alcanza profundidades variables. La zona entre los 2500 m/s y la base del modelo, también presenta un rango de velocidad que varía en toda la extensión del modelo, presentando velocidades más altas hacia el oeste con una notable baja en el sector sureste.

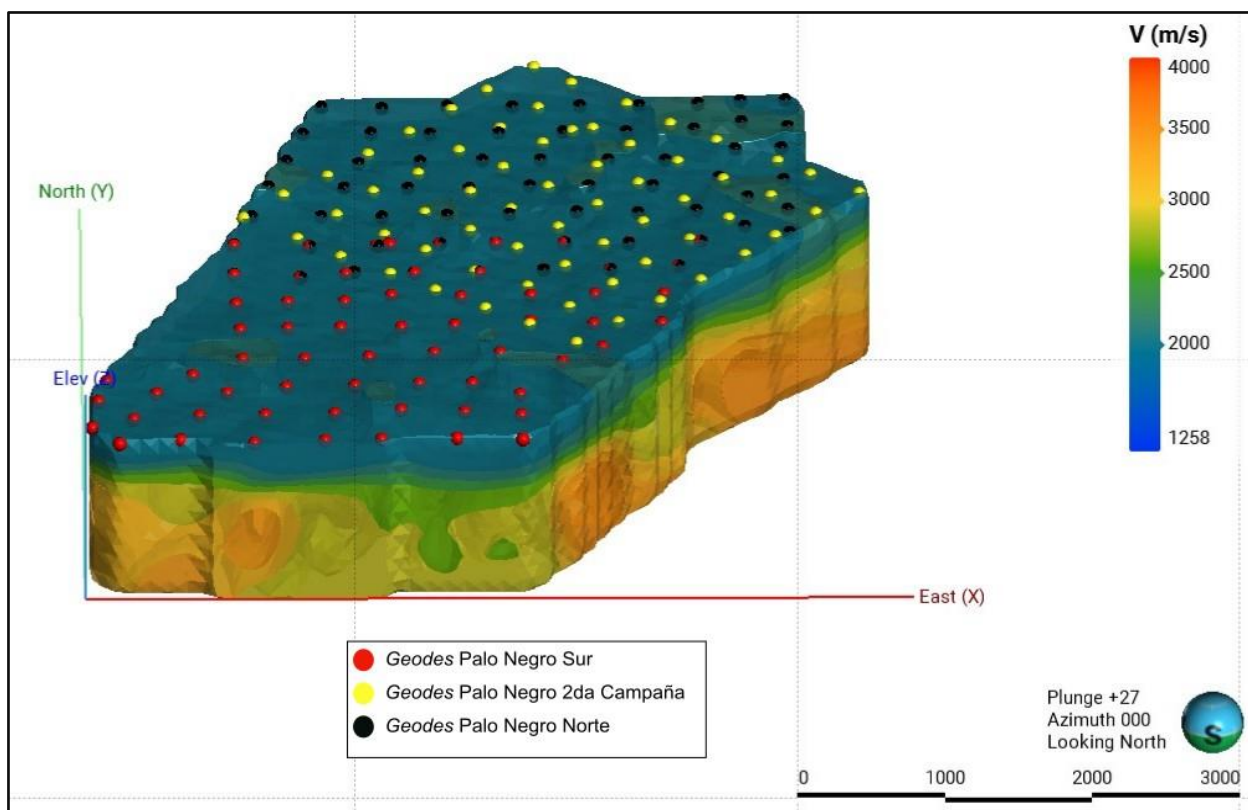


Figura 6.6: Modelo unificado del proyecto Palo Negro. En este modelo se encuentran combinados los datos de la campaña realizada en Palo Negro Norte (esferas negras), Palo Negro Sur (esferas rojas) y la segunda campaña (esferas amarillas) que intersecta ambas secciones.

7. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

A partir de los resultados obtenidos, se pueden inferir ciertas características geológicas y estructurales, tanto en el modelo de Palo Negro Sur, así como el modelo unificado, las cuales veremos a continuación.

7.1. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

- **Cobertura Sedimentaria.**

Tanto el modelo de Palo Negro Sur, como el modelo unificado mapean una capa superficial gruesa de baja velocidad (<2500 m/s), con variaciones en el espesor pudiendo alcanzar hasta los 250 m de profundidad (Perfil AB, Figura 7.1). Esta capa superior de baja velocidad es una respuesta típica asociada a una cubierta sedimentaria reciente no consolidada que cubre la mayoría del área de estudio (Figura 7.1) y está directamente relacionada con los depósitos eólicos y aluviales del Cuaternario, descritos previamente. También, hay pequeños sectores en los que afloran velocidades entre 2000-2250 m/s en superficie, aun así, en superficie predominan velocidades menores a 2000 m/s asociadas a la cobertura mencionada anteriormente.

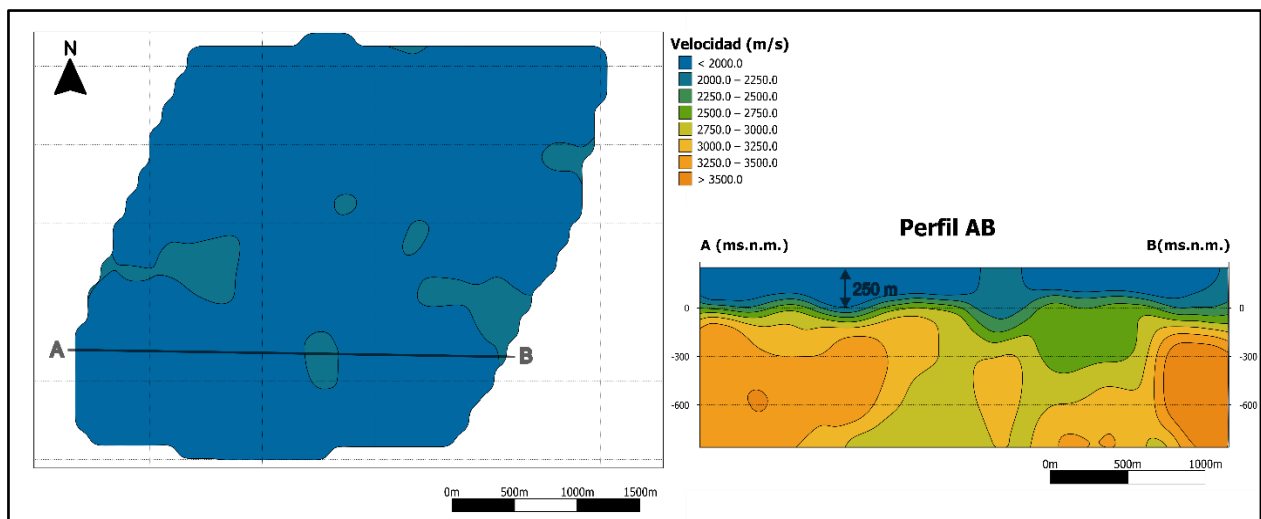


Figura 7.1: Imagen en Planta del modelo Palo Negro Sur Se observa un dominio en superficie de velocidades menores a 2000 m/s, asociadas a una cobertura que se extiende en profundidad alcanzado velocidades menores a 2500 m/s.

- **Intrusivo**

A partir del modelo Palo Negro Sur, en compañía con el perfil de resistividad que se encuentra en el área, obtenido por medio del método geofísico de Polarización Inducida (PI), se puede inferir la presencia de intrusivos en profundidad que son cubiertos por la capa de sedimentos no consolidados que los sobreyace, como se observa en la Figura 7.2, en donde tenemos el perfil AB y el perfil de Resistividad que cortan en el mismo sector al modelo de Palo Negro Sur y que a velocidades que superan los 3000 m/s encontramos un cuerpo en el modelo que muestra una morfología bastante similar a la capa de color blanco en el perfil de Resistividad y que se extiende hasta la superficie hacia occidente, en donde Blanco *et al.* (2003), reporta afloramientos de intrusivo correspondiente a la Tonalita Las Zorras en el sector de Palo Negro Sur. Por lo tanto, sabiendo que, a velocidades tan altas y valores de alta resistividad, ambas propiedades características de rocas de alta dureza como un roca intrusiva y que, además, se reportan afloramientos, en el área, pertenecientes a la Tonalita Las Zorras (que calzan con los valores de resistividad) y más hacia el este de Diorita Cuarcífera Barros Luco, podemos deducir la presencia de intrusivos que están cubiertos por una cobertura sedimentaria no consolidada y que pudiesen presentar en el borde de contacto entre estos, deformación dúctil, asociada al Sistema de Fallas de Atacama como lo plantea Blanco *et al.* (2003).

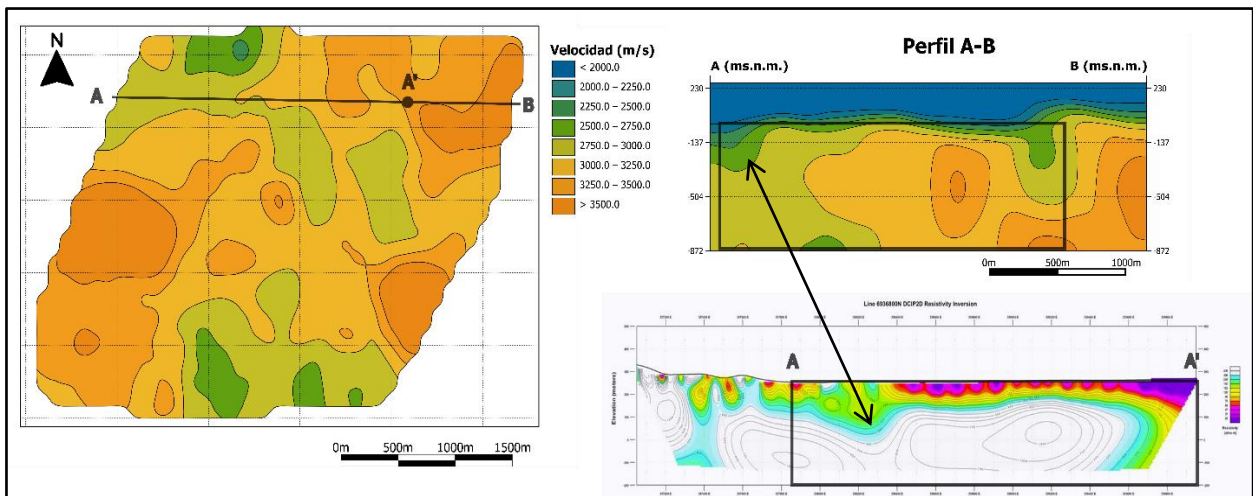


Figura 7.2: Sección AA' Y AB en el modelo de Palo Negro Sur. Estas secciones reflejan la posible existencia de cuerpos intrusivos en el área, cubiertos casi en su totalidad por los sedimentos no consolidados reportados en el área.

- **Diorita Cuarcífera Barros Luco – Tonalita Las Zorras**

Si bien, Osmond (2009) reporta que la propiedad Palo Negro contiene metasedimentos y metavolcánicos del Mesozoico, el hecho de que esté completamente cubierto el sector imposibilita la veracidad de estos hechos, al menos en Palo Negro Sur, y hace difícil poder deducir su existencia por medio de los métodos geofísicos. No es el caso de los cuerpos plutónicos, ya que tanto la tomografía sísmica de ruido ambiental, como el perfil de resistividad, acompañado de la bibliografía refuerzan la posible existencia de intrusivos en el sector Palo Negro Sur que se pueden apreciar en la Carta de Castilla y Totoral Viejo (Blanco *et al.*, 2003)

El modelo unificado, nos permite inferir la presencia no sólo de un cuerpo intrusivo, como es el caso del perfil de Resistividad, sino que de dos cuerpos con velocidades superiores a los 3000 m/s, vinculadas con la presencia de cuerpos intrusivos. Como se puede observar en el mapa de la Figura 7.3, podemos inferir la presencia hacia el oeste del cuerpo intrusivo tonalítico Las Zorras del Cretácico Inferior (144-135 Ma, Berriasiano), mientras que hacia el este podría estar ubicado la Diorita Cuarcífera Barros Luco, también del Cretácico Inferior (130-120 Ma, Hauteriviano-Barremiano). Por otra parte, en el perfil AB de la Figura 7.3 se identifica señales de menor velocidad alrededor de estos cuerpos que podría estar asociada a la actividad de fluidos hidrotermales que tienen un impacto significativo en la respuesta de velocidad, debido a la alteración de la roca anfitriona y la precipitación de minerales arcillosos, como los que se lograron observar en la Mina La Avispada, ubicada al NW de la propiedad (Osmond, 2009).

Además, en el mismo perfil se identifica una señal con velocidades entre 2750-3000 m/s, que pueden estar asociada a una franja milonítica generada entre los cuerpos plutónicos y que fue desarrollada durante el Cretácico Inferior en un contexto tectónico dominado por el mismo SFA, tal como sucede al NE de la propiedad, donde Blanco *et al.* (2003) en la Carta de Castilla y Totoral Viejo, reporta zonas de deformación dúctil (milonitas) que afecta a ambos cuerpos y que posee cizalle asociado a un movimiento de rumbo sinistral generado durante los eventos transtensionales y compresivos del SFA en el Cretácico Inferior.

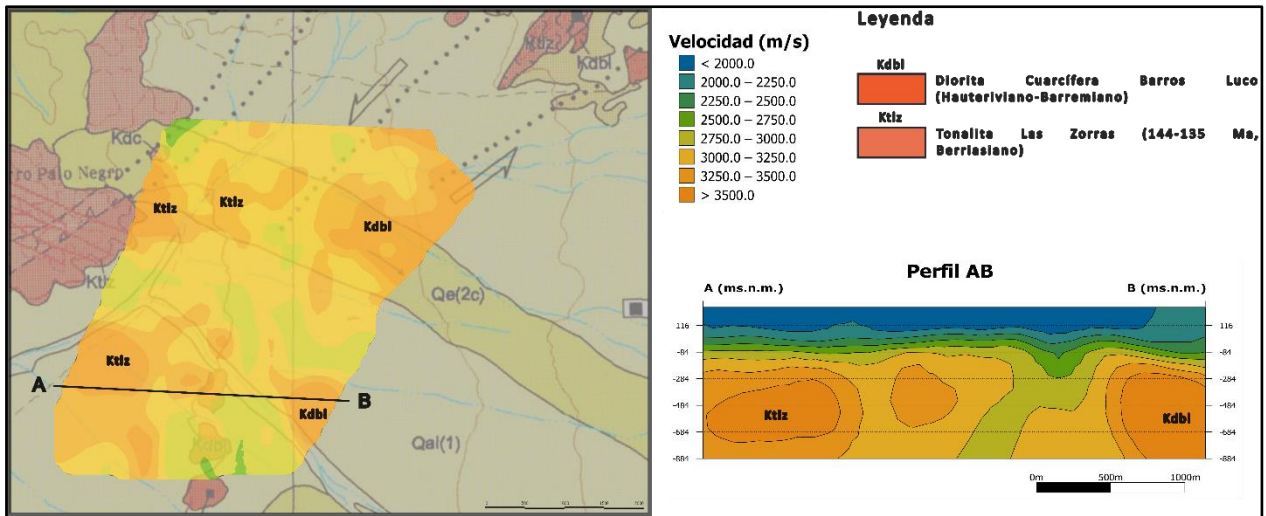


Figura 7.3: Comparación entre modelo unificado y Carta Castilla y Totoral Viejo. Perfil AB da entender la existencia en la propiedad de dos posibles cuerpos intrusivos.

7.2. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES

• Estructuras con Orientación NE

En los perfiles que se aprecian en la Figura 7.4, se logra identificar una tendencia de baja velocidad que cruza el sector norte y sur del modelo unificado, en dirección NE. Esta respuesta, muestra como velocidades menores a 3000 m/s e inclinadas preferencialmente hacia el oeste, atraviesan los bloques intrusivos descritos previamente.

Con variaciones en el espesor, esta zona con velocidades que rondan entre los 2500 y 3000 m/s, puede ser interpretada como una zona de falla de hasta centenares de metros que se alinea con los mapas históricos de la región (Figura 7.5) y se ramifica desde el Sistema de Fallas de Atacama. Por lo que, podemos inferir que esta zona de falla con velocidades menores se correlaciona con zonas de intensa fracturación y deformación dúctil, donde se desarrollan milonitas que facilitarían la migración de fluidos hidrotermales debido a un aumento en la permeabilidad de la roca, favoreciendo la infiltración y circulación de estos (Veloso *et al.*, 2010). Pérez *et al.* (2009), plantea que la mineralización de Fe (magnetita) se encuentra espacialmente asociada a fallas con orientación NNE a NE y en menor medida a fallas NS a NNW del SFA.

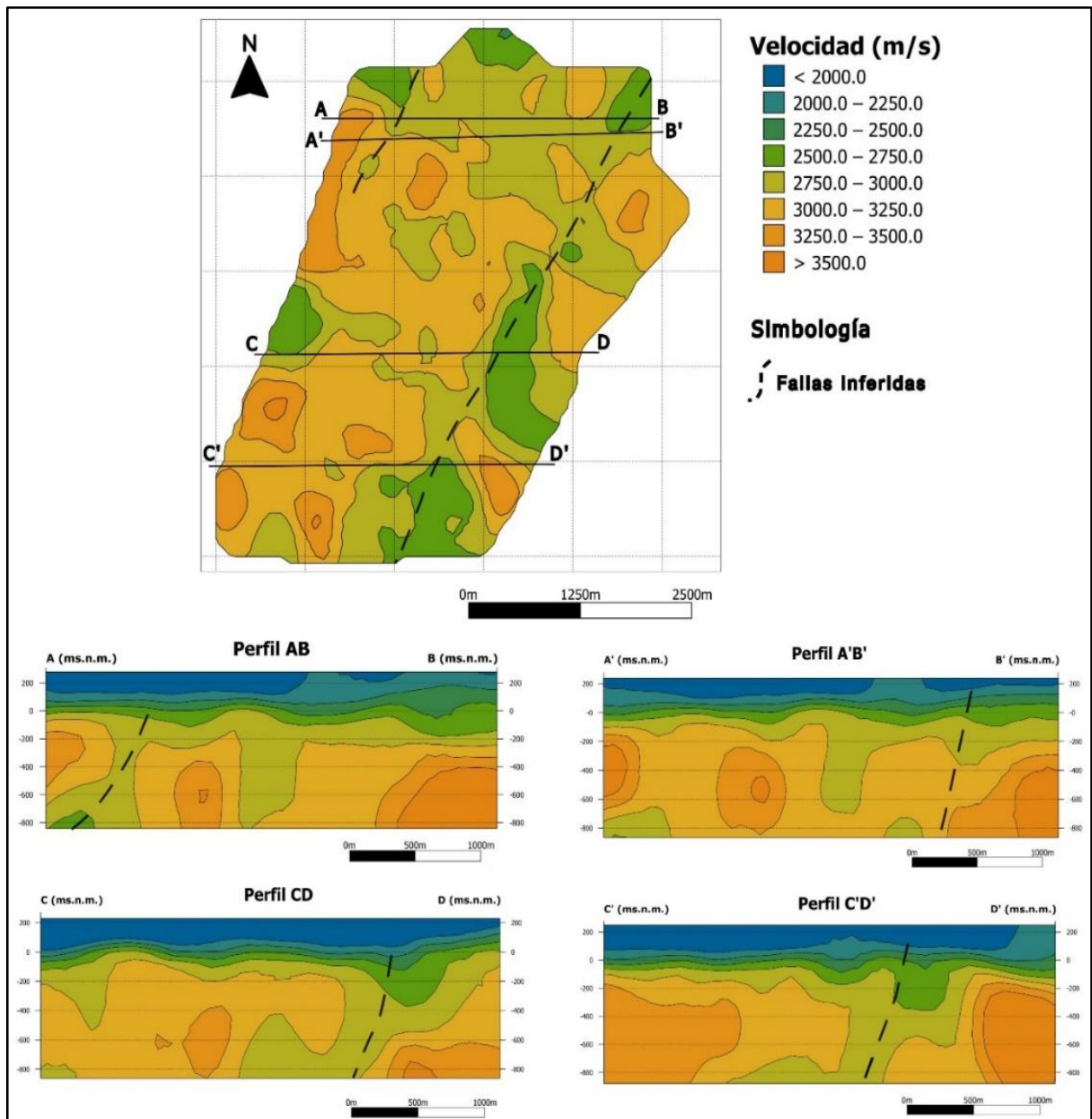


Figura 7.4: Mapa del modelo unificado en planta, con cuatro diferentes secciones que la cortan. Perfiles permiten inferir la presencia de una estructura con orientación NE y buzamiento al oeste asociada al SFA.

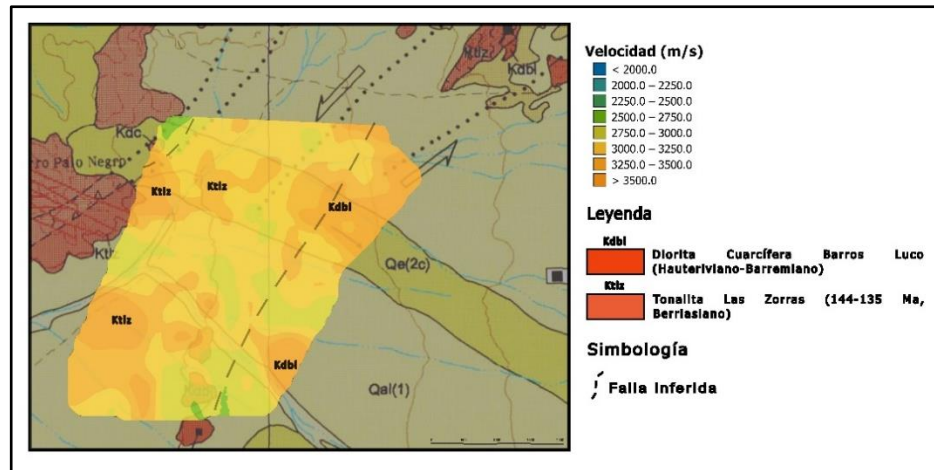


Figura 7.5: Relación espacial entre las estructuras inferidas con el modelo y las presentes en la carta de Castilla y Totoral Viejo.

- **Estructura con Orientación WNW**

En el modelo unificado se logra apreciar en los perfiles EF y E'F' de la Figura 7.6 una firma de baja velocidad que cruza el centro el área de Palo Negro en dirección WNW con un buzamiento hacia el norte. Este lineamiento con velocidades similares a la falla con orientación NE descrita previamente, puede estar asociado a fallas subsidiarias al SFA que se interpretan como estructuras resultantes de deformación localizada que sirvieron para acomodar los esfuerzos tectónicos residuales, durante la transición a un régimen más extensional en etapas avanzadas del ciclo tectónico del SFA (Scheuber & González, 1999; Grocott & Taylor, 2002).

La formación de estas fallas también puede haber estado influenciada por eventos magmáticos que habrían ayudado en la generación de trampas estructurales que facilitan la migración de fluidos hidrotermales. Ya que estas fallas de cinemática transtensional sinistral, como lo propone Pérez *et al.* (2009), podría controlar la mineralización de Cu-Fe-Au en forma de brechas, cuerpos mineralizados irregulares y vetas.

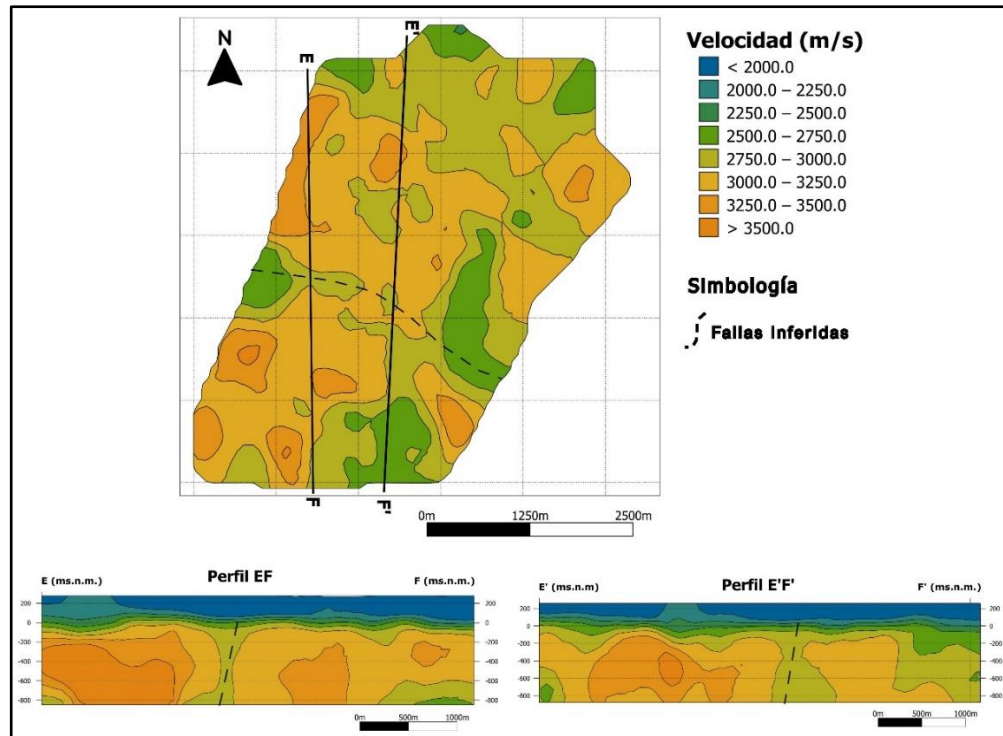


Figura 7.6: Mapa del modelo unificado en planta con estructura que lo corta en dirección WNW. Perfiles permiten inferir la presencia de una estructura con orientación WNW y buzamiento al norte, subsidiaria al SFA.

- **Estructura con Orientación NNE**

En el mismo modelo unificado, se puede inferir la existencia de un tercer lineamiento con orientación aproximada NNE, el cual atraviesa toda la propiedad (Figura 7.7) y con buzamiento hacia el oeste como se aprecia en cada uno de los perfiles de la Figura 7.7. Este lineamiento con velocidades menores a 2750 m/s puede ser descrito como estructura de primer orden dentro del SFA de movimiento sinistral generada durante eventos transpresivos y transtensionales, particularmente en el Cretácico Inferior (Grocott & Taylor, 2002).

Si bien, no existen registros históricos que acrediten la posible existencia de esta falla, ya que se encuentra cubierta por la cobertura sedimentaria mencionada anteriormente, el mapa de Intensidad Magnética Total (IMT) fue de utilidad para inferir la presencia de esta misma en el área, debido a que las fallas pueden generar contrastes magnéticos al separar rocas con diferentes propiedades magnéticas, lo que produce anomalías que se reflejan como discontinuidades en el mapa (Figura 7.8). Además, estas estructuras actúan como zonas de debilidad que facilitan la migración de

fluidos que podrían generar anomalías magnéticas positivas que al ser ricos en hierro (Fe) pueden precipitar minerales altamente magnéticos como la magnetita, formándose cuerpos localizados o zonas enriquecidas con este mineral, incrementando la susceptibilidad magnética positiva (Blakely, 1996). Por lo tanto, si el Mapa de IMT con los resultados obtenidos con el método de tomografía sísmica de ruido ambiental coinciden espacialmente y en orientación, es altamente probable poder inferir una falla NNE de cinemática sinistral asociada al Sistema de Fallas de Atacama (Figura 7.8) que controla la migración de fluidos ricos en Fe (magnetita) (Pérez *et al.*, 2009).

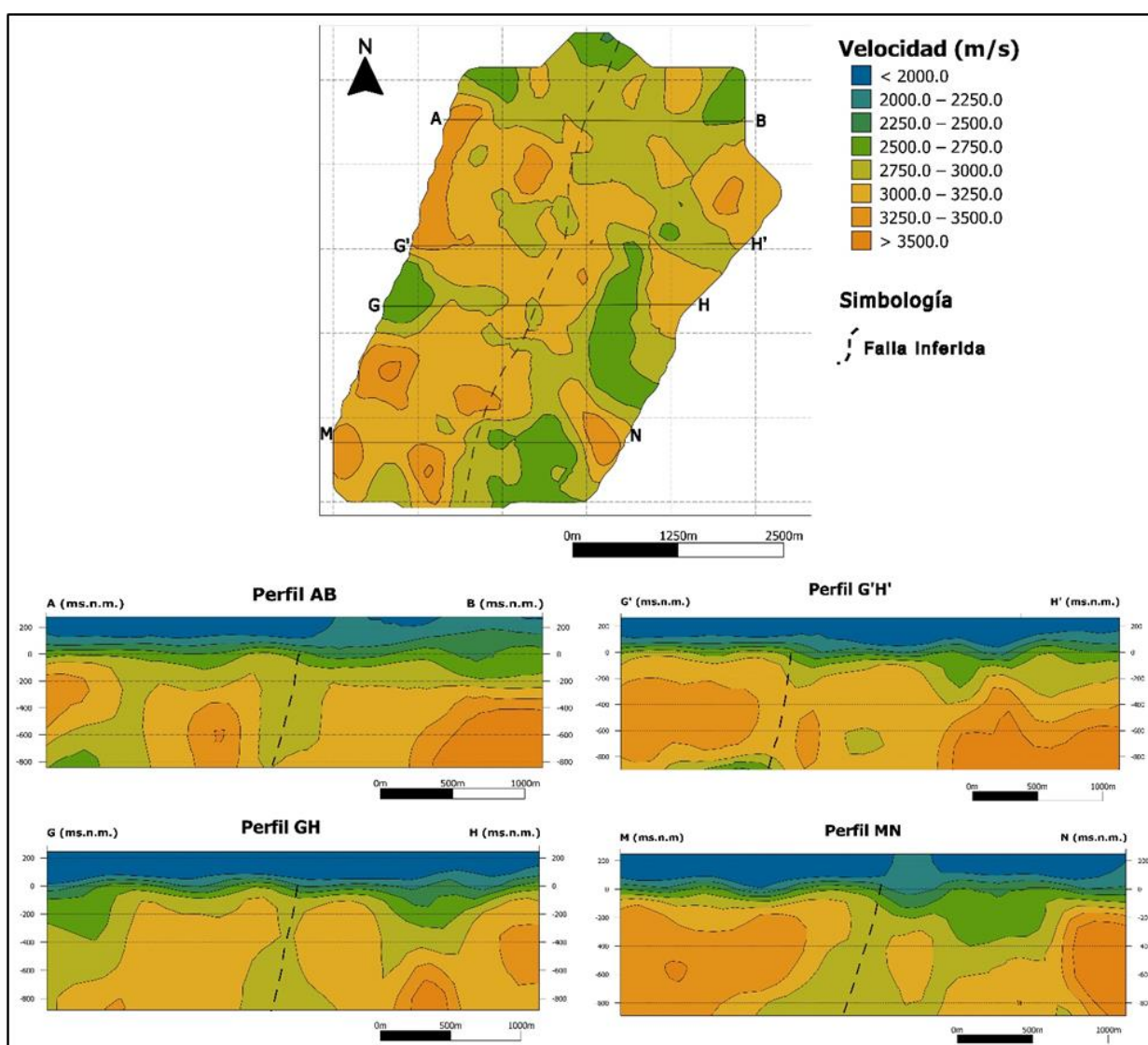


Figura 7.7: Mapa del modelo unificado en planta con estructura que lo corta en dirección NNE. Perfiles permiten inferir la presencia de una estructura con orientación NNE y buzamiento al oeste, asociada al SFA.

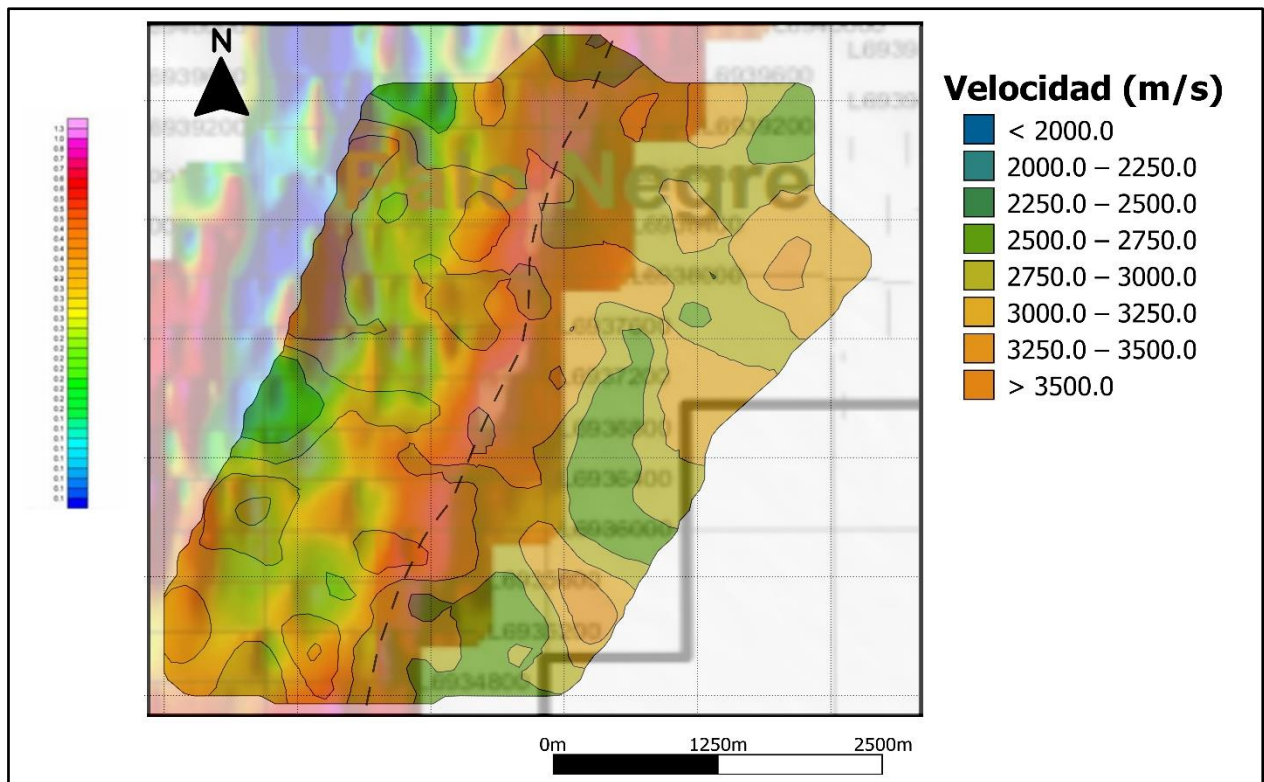


Figura 7.8: Relación entre falla con orientación NNE y el Mapa de Intensidad Magnética Total (IMT).

7.3. MINERALIZACIÓN

A partir, de lo inferido en el modelo unificado, complementado por los estudios geofísicos previos de magnetometría terrestre y polarización inducida, se puede deducir la presencia de zonas con posible mineralización, por ejemplo, el área que encierra un sector con anomalía magnética positiva ubicada en el sector Palo Negro Sur (Figura 7.9), refleja una alta susceptibilidad magnética, consistente con la presencia de cuerpos ricos en magnetita, tal como se observa en la mina La Avispada, situada en el norte del área de estudio (Osmond, 2009). Acompañado de que el área calza con la intersección entre las fallas con orientación NNE y WNW y de que esta anomalía podría estar relacionada con estas mismas estructuras propuestas anteriormente por medio del modelo de velocidad de ondas sísmicas, que históricamente han facilitado la intrusión de plutones y la canalización de fluidos hidrotermales ricos en metales (Creixell *et al.*, 2009). Tal como propone Pérez *et al.* (2009), la falla con orientación NS controlaría la mineralización de Fe (magnetita), mientras que la mineralización de Cu-Fe-Au, que la corta se encontraría principalmente en la falla con dirección WNW.

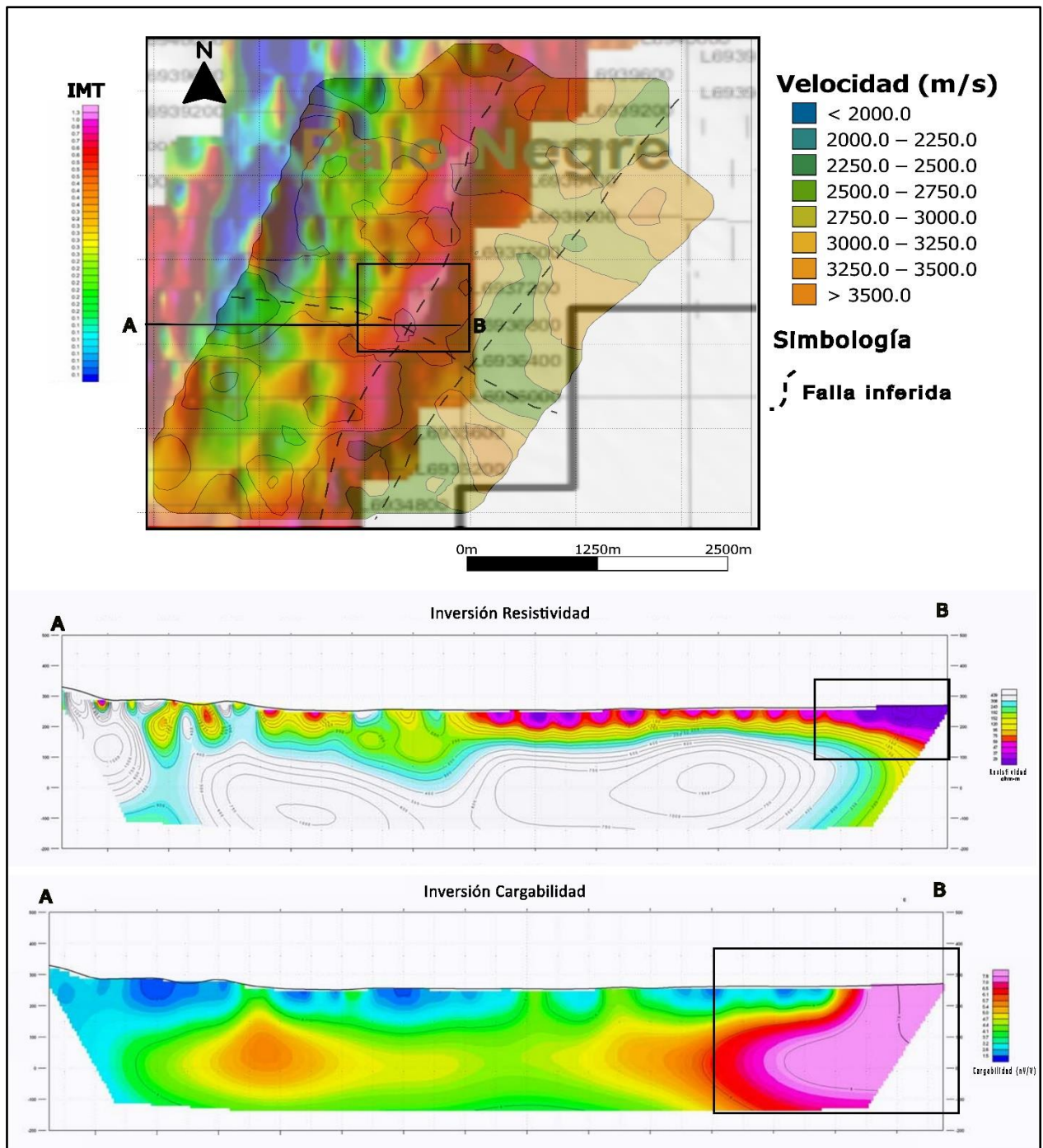


Figura 7.9: Relación entre los 3 métodos geofísicos. Para inferir la presencia de posibles cuerpos mineralizados, fue necesario establecer una relación entre los métodos de tomografía sísmica de ruido ambiental, Polarización Inducida (IP) y Magnetometría Terrestre.

Los perfiles obtenidos por medio de Polarización Inducida presentan zonas anómalas de cargabilidad en profundidad en el mismo sector en el que se encuentra la anomalía magnética

positiva (Figura 7.9) y aunque no son directamente correlacionables, su coexistencia puede explicarse por la interacción de procesos estructurales e hidrotermales compartidos. La anomalía magnética positiva generalmente está asociada a altos contenidos de minerales ferromagnéticos como la magnetita, mientras que la alta cargabilidad suele reflejar la presencia de sulfuros diseminados, como calcopirita o pirita, que tienen propiedades eléctricas distintas, pero frecuentemente coexisten en sistemas IOCG. Por otra parte, la baja resistividad ubicada en la misma zona sugiere un fracturamiento intenso en el área que facilitaría el emplazamiento de los fluidos o alteración hidrotermal (Aguilef, 2012).

Aunque la magnetita y los sulfuros no suelen correlacionarse directamente, ambos pueden estar espacialmente próximos o en halos mineralógicos donde pueden coexistir, debido a la zonación hidrotermal típica de depósitos IOCG, donde la anomalía magnética positiva podría señalar el emplazamiento inicial de fluidos ricos en hierro en zonas más profundas a través de la falla NNE, mientras que la alta cargabilidad indicaría la redistribución de sulfuros en la misma estructura o bien, en la falla con orientación WNW.

Otro factor importante para destacar es que los valores altos de cargabilidad se concentra en velocidades entre los 2000 y 2750 m/s del modelo Palo Negro Sur que se extienden más allá de la cobertura en algunos sectores. En consecuencia, esto sugiere que la mineralización de sulfuros metálicos debiese centrarse alrededor de estos valores de velocidad. Además, la presencia de características similares más al este (Figura 7.10) indican que la distribución de estas anomalías puede ser más extensa de lo delimitado por el perfil.

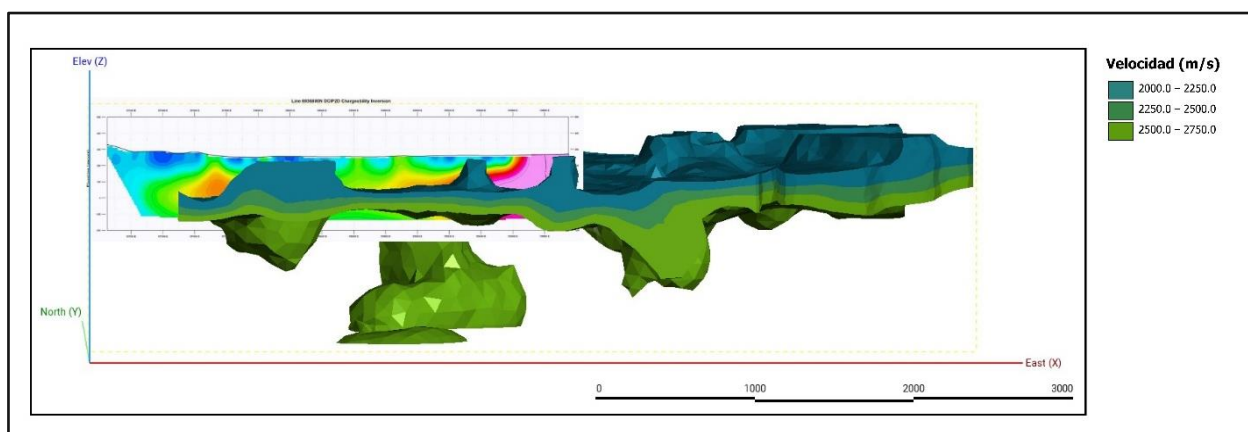


Figura 7.10: Relación espacial entre el perfil de cargabilidad (IP) y velocidades entre 2000 -2750 m/s del modelo Palo Negro Sur.

8. DISCUSIÓN

8.1. ANÁLISIS DE LAS EVIDENCIAS GEOFÍSICAS

Los resultados obtenidos en Palo Negro Sur, a través del método geofísico de tomografía sísmica de ruido ambiental, complementados con los estudios previos de magnetometría terrestre y polarización inducida, evidencian características geofísicas y geológicas compatibles con depósitos IOCG. Las anomalías magnéticas positivas detectadas en el mapa de IMT, asociadas a la presencia de magnetita, se alinean con estructuras geológicas controladas por el Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Además, la combinación de esta característica en conjunto con los valores reflejados en los perfiles IP de cargabilidad y resistividad sugieren la posible existencia de un sistema hidrotermal, en el cual los óxidos y sulfuros están especialmente relacionados, pero no necesariamente correlacionados.

Similares características se pueden encontrar en el distrito Mantoverde, donde los cuerpos mineralizados están alojados en estructuras controladas por fallas con orientación NNW a NW, desarrolladas por eventos sinistres y transtensivos del Sistema de Fallas de Atacama (SFA), que actúan como conductos de fluidos hidrotermales ricos en Fe y Cu, lo que conlleva a la acumulación de magnetita y sulfuros en zonas de baja presión y alta permeabilidad (Rieger *et al.*, 2010; Marschik & Fontboté, 2001), tal como se postula en este trabajo.

El modelo unificado de tomografía sísmica evidencia zonas de baja velocidad, interpretadas como sectores de fracturamiento intenso que podrían corresponder a estructuras similares a las fallas de Mantoverde que actúan como controladores primarios para la mineralización del distrito (Rieger *et al.*, 2010). Asimismo, las anomalías positivas del mapa de IMT que pueden ser compatibles con la presencia de magnetita en estas zonas fracturadas, también es una característica clave en Mantoverde, donde los intrusivos asociados al arco magmático del Cretácico Inferior alojan mineralización IOCG (Osmond, 2009; Creixell *et al.*, 2009).

Por esto, la correlación existente entre las características geofísicas y estructurales de Palo Negro Sur con Mantoverde, sugiere que comparten un marco tectónico y geológico similar, reforzando, también, la idea de que las estructuras vinculadas al SFA como controladores de la mineralización

se da en ambos sectores justificando la realización de campañas de sondaje para confirmar la presencia de depósitos IOCG en el área.

8.2. RELEVANCIA DEL ESTUDIO Y POTENCIAL DE EXPLORACIÓN

Los resultados obtenidos en el modelo de Palo Negro Sur y el combinado no sólo indican un entorno geológico propicio para depósitos IOCG, sino que también justifica la realización de una campaña de sondaje para confirmar y delimitar los posibles cuerpos mineralizados. Así, el estudio de tomografía sísmica de ruido ambiental en conjunto con el mapa de IMT y los perfiles de IP, definen *targets* de perforación que debiesen ser priorizados en una posterior campaña de sondaje.

En particular, el sector oriental de los perfiles de cargabilidad y resistividad (Figura 8.1(A)), que podrían reflejar mineralización de sulfuros sobre un núcleo de intrusivos podría ser un sector objetivo de perforación. Además, las características estructurales inferidas por medio del modelo de tomografía sísmica asociadas al SFA señalan la posibilidad de trampas geológicas en zonas de falla con milonitas y debilidad estructural relativa en donde, además, fallas subsidiarias como la de orientación WNW intersectan las anomalías geofísicas y las fallas con orientación NS y NNE, favoreciendo la concentración de fluidos mineralizantes (Figura 8.1 (A); Figura 8.1(B)).

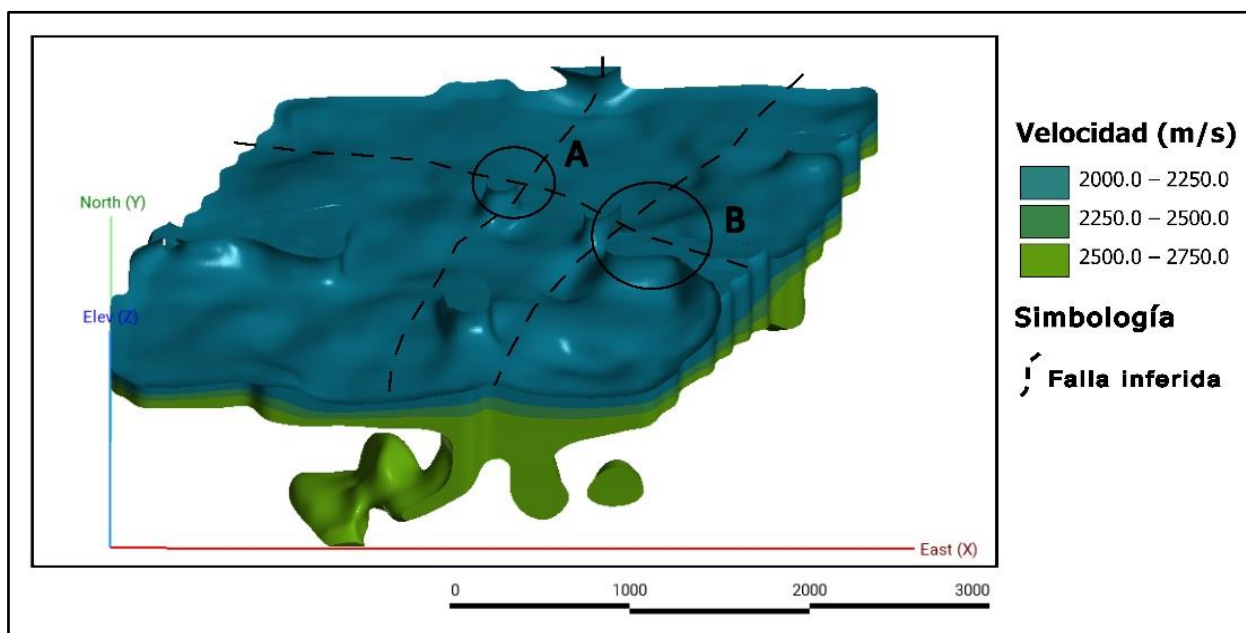


Figura 8.1: Zonas sugeridas como objetivos de perforación.

Un segundo *target* potencial se extiende al este del sector Palo Negro Sur, más allá del estudio IP actual, donde velocidades sísmicas entre 2000-2750 m/s sugieren continuidad hacia un sector no evaluado, en donde existe intersección entre la falla NNE y WNW que favorecerían el emplazamiento de fluidos mineralizantes (Figura 8.1(B)).

9. CONCLUSIÓN

El estudio de Palo Negro Sur, basado en la caracterización geológica y estructural de la zona mediante el método geofísico de tomografía sísmica de ruido ambiental y técnicas complementarias como magnetometría terrestre y polarización inducida (PI), permitió inferir un entorno geológico con características indicativas de depósitos IOCG. Estas características incluyen anomalías magnéticas asociadas a la presencia de magnetita y zonas de alta cargabilidad que sugieren la existencia de sulfuro diseminado. Adicionalmente, el área está asociada a un marco tectónico dominado por el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y fallas subsidiarias con orientación WNW que refuerzan la idea de que estas estructuras favorecen el emplazamiento de fluidos hidrotermales y generan trampas estructurales favorables para la acumulación de mineralización, posicionando a Palo Negro dentro de un contexto metalogénico similar al de depósitos reconocidos como el distrito Mantoverde, dado que comparte similitudes estructurales y geofísicas con este.

Para consolidar estos resultados, se sugiere la realización de una campaña de sondajes, con tal de confirmar la presencia y extensión de cuerpos mineralizados en los sectores prioritarios identificados previamente. Con esto, se podría obtener información precisa sobre la mineralogía, la composición química y las leyes metálicas, considerando que la propiedad al estar cubierta por una cobertura sedimentaria no consolidada impide casi por completo el análisis y muestreo de rocas en el área.

En resumen, Palo Negro Sur tiene el potencial de convertirse en un depósito IOCG asociado a la Franja Metalogénica del Cretácico Inferior y esta deducción es posible gracias a la combinación de los distintos métodos geofísicos que nos permitieron modelar y caracterizar el área en profundidad, a pesar de las complejidades presentes y con esto, proporcionar una base sólida para sugerir una campaña de sondajes. Además, la integración de métodos geofísicos, junto con el análisis estructural, demuestra ser una herramienta eficaz para la identificación de *targets* en áreas geológicamente complejas.

10. REFERENCIAS

- Aguilef Carmona, S. (2012). Análisis geológico de estudios geofísicos de Polarización Inducida (IP) en sistemas IOCG y pórfido cuprífero del Norte de Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile.
- Arévalo, C. (2005). Carta Copiapó, región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, *Serie Geología Básica*, No. 91, 53 pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260.
- Blanco, N; Godoy, E; Marduardt, C. (2003). Carta Castilla y Totoral Bajo. Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Nos 77 y 78, 39 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- Cárdenas-Soto, M., Piña-Flores, J., Escobedo-Zenil, D., Sánchez-González, J., & Martínez-González, J. A. (2021). Ambient seismic noise tomography to build up a 3D shear-wave velocity model. *Ingeniería, investigación y tecnología*, 22(2), 0-0.
- Charrier, R., Farías, M., & Makshev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65, 5–35.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogeny in Chile. *The Geology of Chile*, 21-114.
- Creixell, C., Arévalo, C., Henriquez, S., y Carrizo, D. (2009). *Geología del área La Higuera-La Serena y características del cinturón de hierro de Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).
- del Real, I., Thompson, J. F., & Carriedo, J. (2018). Lithological and structural controls on the genesis of the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper Gold district, Northern Chile. *Ore Geology Reviews*, 102, 106-153.

Fraile del Río, J. 2015. Hydrogeological model of Aitik mine using Leapfrog Geo software. Tesis para optar al Título de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Luleå University of Technology, Department of Civil, Environmental and Natural Resources Engineering (Inédito): 49 pp.

Fredes Bown, M. (2017). Geología del prospecto IOCG Alcaparra D, comuna de Huasco, Región de Atacama. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile.

Grocott, J., Martin, W., Pringle, M., & Taylor, G. (2006). Structural setting of the Candelaria Fe oxide Cu-Au deposit, Chilean Andes (27° 30' S). *Economic Geology*, 101(4), 819-841.

Grocott, J., & Taylor, G. K. (2002). Magmatic and tectonic controls on the evolution of the Atacama Fault System, Northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 425-428.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. *Blackwell Science Ltd*.

Le Couteur, P. C. (2008). Hornitos, Palo Negro, and Zulema Properties, Copiapo Region, Northern Chile, Summary Report to International PBX Ltd. *International PBX Ventures Ltd*.

Maksaev, V., Almonacid, T., Munizaga, F., & Valencia, V. (2010). Geochronological and thermochronological constraints on porphyry copper mineralization in the Domeyko alteration zone, northern Chile. *Andean Geology*, 37, 144–176.

Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C., & Camus, F. (2007). Metallic ore deposits. En Moreno, T. & Gibbons, W. (Eds.), *Geology of Chile* (pp. 179-1999). *Londres: The Geological Society*.

Marschik, R., & Fontboté, L. (2001). The Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Cu-Au (-Zn-Ag) Deposits, Chile. *Economic Geology*, 96(2), 585-606.

Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. *Geological Society of America*, 11, 59–90.

Osmond, R. T. (2009). Technical Report on the Exploration Potential of the Palo Negro - Hornitos Properties, Atacama Province, Region III of Chile. *International PBX Ventures Ltd*.

Parada, M. A., Lahsen, A., Palacios, C., y López-Escobar, L. (2005). *Tectonics and magmatism in the Andean region: Geological evolution and metallogeny*. En Skupinski, A. y Morales, J. (Eds.), *Geological Resources and Exploration in Chile*, pp. 1-56. Instituto de Geología y Minería.

Pérez, P., Marquardt, M., Cembrano, J., & Pérez, Á. (2009). Modelo geológico-estructural de un depósito IOCG en el Segmento El Salado, Sistema de Fallas de Atacama: Mina Filipina. Trabajo presentado en el Congreso Geológico Chileno. Departamento de Ingeniería Estructural y Geotecnia, Pontificia Universidad Católica de Chile.

- Rieger, A., Marschik, R., Diaz, M., Hölzl, S., Chiaradia, M., Akker, B., & Spangenberg, J. (2010). The hypogene iron oxide copper-gold mineralization in the Mantoverde District, northern Chile. *Economic Geology*, 105, 1271-1299.
- Sillitoe, R. H. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38, 787-812.
- Scheuber, E., & González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(5), 895-910.
- Tapia Pachao, M. A., & Mayorga Rojas, J. C. (2022). Combinación de métodos geofísicos para la exploración de depósitos epitermales de alta sulfuración profundos. *Ciencia Latina Revista Científica Multidisciplinar*, 6(6), 2264-2280.
- Veloso, F., Arenas, R., & Mazzoni, C. (2010). *Sodic-calcic alteration and transpressional shear along the Atacama fault system during IOCG mineralization, Copiapó, Chile. Journal of Structural Geology*, 32(9), 1385-1396.
- Vivallo, W. (2009, November). Yacimientos de óxidos de Hierro-cobre oro en Chile. *Congreso Geológico Chileno* (No. 12).
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., & Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168, 259–274