

“ESTRATIGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA CUENCA DEL SALAR DE MARICUNGA”.



MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

GIANNELLA CASTELLÓN SALTORI

PROFESOR GUÍA:

Este trabajo ha sido financiado por EMSA (Exploraciones Mineras Andinas S.A.), en el contexto del Proyecto Litio, llevado a cabo por Codelco.

COPIAPÓ, REGIÓN DE ATACAMA.

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1.	Área de estudio	2
1.2.	Objetivos	3
1.2.1.	Objetivo general	3
1.3.	Hipótesis	3
1.4.	Metodología	4
1.4.1.	Etapa pre-terreno	4
1.4.2.	Etapa de terreno.....	4
1.4.3.	Etapa de laboratorio	4
2.	ANTECEDENTES Y ESTUDIOS ANTERIORES	5
3.	CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
3.1.	Características principales	6
3.2.	Datos morfológicos y ambientales del sistema salino	7
3.3.	Flora y fauna	9
3.4.	Contexto geológico	11
3.4.1.	Unidades morfotectónicas.....	11
3.4.2.	Dominio estructural	12
3.4.3.	Geología local	14
3.5.	Geomorfología	18
4.	CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA	23
4.1.	Unidades hidrogeológicas	24
4.1.1.	Depósitos aluviales antiguos y recientes, gravas de Atacama, y depósitos fluviales	24
4.1.2.	Depósitos salinos	26
4.1.3.	Núcleo arcilloso	26
4.1.4.	Aluvial y arena inferior	26
4.1.5.	Basamento	26
5.	RESULTADOS E INTERPRETACIÓN.....	28
5.1.	Estratigrafía de la cuenca	28
5.2.	Sondajes Este	30
5.2.1.	Descripción litológica SONDDH-1.....	30

5.2.2. Descripción litológica SON-2	38
5.2.3. Descripción litológica MC2	43
5.3. Sondajes Oeste.....	47
5.3.1. Descripción litológica SON-6	47
5.3.2. Descripción litológica SONDDH-2.....	52
5.4. Facies y asociaciones de facies	58
5.5. Unidades hidrogeológicas	61
5.6. Interpretación estratigráfica	63
5.6.1. Columnas estratigráficas sector este	65
5.6.2. Columnas estratigráficas sector oeste	68
5.7. Correlación estratigráfica	70
5.8. Perfil estratigráfico	78
6. DISCUSIÓN	80
7. CONCLUSIONES	81
8. REFERENCIAS	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema de localización del área de estudio, salar de Maricunga, región de Atacama, Chile. ...	2
Figura 2. Volcán Copiapó al sur del salar de Maricunga. Región de Atacama.....	6
Figura 3. Zonas climáticas de la región de Atacama según clasificación de Köppen (1948). Modificado de Squeo et al. (2008). Bwn: Clima desértico costero con nubosidad constante; Bwl: Clima desértico transicional; BWk'G: Clima desértico frío de montaña; EB: Clima de tundra de alta montaña.	8
Figura 4. Humedal en la zona noreste del salar de Maricunga. Región de Atacama.....	9
Figura 5. Guanacos en el sector noroeste del salar de Maricunga, a 3.700 metros de altitud en la región de Atacama, Chile.	10
Figura 6. Perfil esquemático geomorfológico del Norte de Chile. Extraído de Cádiz (2019), (modificado de la presentación de Aníbal Gajardo, “Salares del Norte de Chile: Potenciales fuente de litio”, CEPAL 10-11 noviembre 2010, Santiago, Chile).	11
Figura 7. Esquema de la evolución tectónica de los Andes y desarrollo de las principales unidades morfoestructurales. CC: Cordillera de la Costa; CV: Depresión Central; PC: Precordillera (Cordillera de Domeyko); WC: Cordillera Occidental. Extraído de Juez-Larré et al. (2010).	13
Figura 8. Unidades morfotectónicas en el norte de Chile, extraído del informe de Flosolutions (2018), “Línea base hidrogeológica – Proyecto Blanco”. (Modificado de Nalpas et al, 2008). AFS: Sistema Falla de Atacama; SCF: Falla Sierra Castillo.....	14

Figura 9. Geología del salar de Maricunga, Atacama. Información extraída de las cartas: Hoja del Salar de Maricunga (Cornejo et al.,1998); Geología de las áreas Nevado Ojos del Salado y Cerro el Fraile (Naranjo et al., 2019); Geología de las áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco (Clavero et al., 2012); Carta Laguna Negro Francisco (Iriarte et al., 2012).	17
Figura 10. Mapa de elevación del salar de Maricunga, región de Atacama. Las cotas varían entre los 3500 y 6.500 metros sobre el nivel del mar, posicionándose el salar en la zona más baja de la cuenca. .19	
Figura 11. Humedal en la zona noroeste del salar de Maricunga, región de Atacama.	20
Figura 12. Modelo esquemático de las fuentes y sumideros de salmueras de litio. Extraído de Bradley, 2013.....	22
Figura 13. Modelo conceptual simplificado del balance hídrico en el salar de Maricunga, Atacama. Modificado de WorleyParsons y Flosolutions (2019), Proyecto Salar Blanco.	24
Figura 14. Fragmento del mapa hidrogeológico de la cuenca del salar de Maricunga: sector salar de Maricunga. Modificado de Iriarte (1999).	27
Figura 15. Distribución sondajes estudiados.....	28
Figura 16. Arcillas y arcillas arenosas pardas y pardas rojizas. a), b) y d) Nódulos de ulexita yeso; c) Laminaciones paralelas.....	31
Figura 17. Litologías identificadas en el sondaje SONDDH-1, hasta el metro 230,60. a) Bandas de yeso en arcillas; b) Cristales de yeso seleníticos y yeso masivo; c) Arcillas verdes con laminaciones de arcillas negras; d) Arcillas negras con mineralización de oropimente; e) Arcillas grises con laminaciones de cenizas; f) Gravas limosas arenosas.	33
Figura 18. Unidad volcanoclástica. Encerradas en blanco en la imagen b se observan los cúmulos de cenizas de coloración verdosa, abundantes en este tramo.	34
Figura 19. Halita inferior. a) Cúmulos de sulfatos/boratos en nódulos redondeados sobre las sales; b) Sulfatos/boratos en agregados fibrosos; c) Sulfatos/boratos en nódulos redondeados, en masas lenticulares, con cristales bien formados dispuestos de forma radial, hábito “bolas de algodón” habitual en minerales como la ulexita; d) Niveles de halita cristalina oscura.	36
Figura 20. Litologías identificadas en el sondaje SON-2, desde el metro 230,60. a) Unidad volcanoclástica; b) Arenas arcillosas y gravas; c) Tobas cristalinas; d) Ignimbrita rosada, con vetillas; e) Halita cristalina con cúmulos de ceniza, arcillas y sulfatos/boratos; f) Ceniza con intercalaciones de arenas y arcillas.....	37
Figura 21. Litologías identificadas en el sondaje SON-2, hasta el metro 190,36. a) Costra salina superficial; b) Nódulos de ulexita/yeso en arcillas; c) Intercalaciones de arenas finas en las arcillas; d) Mineralización de oropimente en arcillas negras; e) Nivel de sulfatos/boratos masivos; f) Gravas arenosas limosas.	39
Figura 22. Litologías identificadas en el sondaje SON-2, desde el metro 190,36. a) Unidad volcanoclástica; b) Clastos volcánicos de tobas de coloración verdosa; c) y d) Tobas pardas rosadas, con biotitas euhedrales; e) y f) Gravas arenosas/limosas.	41

Figura 29. Litologías identificadas en el sondaje MC2, hasta el metro 230,90. a) y b) Depósitos aluviales antiguos (MsPa); c) Arcillas pardas rojizas; d) Arcillas verdes; e) Depósitos aluviales Gms; f) y g) Tefra parda rosada (Tpr).	45
Figura 30. Secuencia volcanoclástica identificada en el sondaje MC2. a) Alternancia de gravas tobáceas y cenizas; b) Zona de alteración arcillosa rojiza; c) y d) Arenas gravosas tobáceas; e), f) y g) Arenas tobáceas y cenizas ricas en vetas y bandas de yeso.	46
Figura 23. Litologías identificadas en el sondaje SON-6, hasta el metro 179,60. a) Arcillas color pardo; b) Gravas arenosas limosas; c) Tefra rosada con abundantes pómez; d) Biotitas euhedrales en la tefra rosada; e) y f) Tobas de lapilli.	49
Figura 24. Litologías identificadas en el sondaje SON-6, desde el metro 179,60. a) y b) Lapilli brechosa arenosa (R-TCg); c) y d) Toba cristalina gris a parda (TCg), en rojo clastos tobáceos, y en celeste cuarzos mayores vítreos; e) y f) Toba de ceniza blanca (TCb).	50
Figura 25. Intercalaciones de areniscas, conglomerados y lutitas (Gcm-FI-SI). a) Contacto entre conglomerados rojos y areniscas; b) En azul clastos de carbonatos en lutitas rojas; c) Areniscas verdes; d) Vetas de calcita en areniscas; e) Clastos alargados y orientados en matriz de areniscas verdes; f) En azul clastos de carbonatos y en rojo laminaciones, en lutitas verdes.	51
Figura 26. Litofacies lacustres (FI). a) Arcillas masivas; b) Sales cristalinas; c) Nivel de sulfatos/boratos con laminaciones de arcillas y oropimente.	52
Figura 27. Litologías SONDDH-2. a) Arenas limosas (Gms); b) Tefra rosada (Tr); c) Arenas gravosas y gravas con lapilli y ceniza (R-TLCg); d) Toba gris (TLCg); e) y f) Zona de alteración.....	55
Figura 28. Litologías SONDDH-2. a) y b) Toba de lapilli brechosa rosada (TLCr); c) Ceniza gris blanquecina (TCb); d) y e) Toba gris de ceniza y lapilli brechosa (TLCg); f) Areniscas rojas; g) Lutitas negras.....	57
Figura 31. Columna estratigráfica sondaje este, SONDDH-1.....	65
Figura 32. Columna estratigráfica sondaje este, SON-2.....	66
Figura 33. Columna estratigráfica sondaje oeste, SON-6.....	68
Figura 34. Columna estratigráfica sondaje oeste, SONDDH-2.....	69
Figura 35. Columna estratigráfica sondaje oeste, MC-2.....	67
Figura 36. Costra salina. A) Costra salina rugosa, cubriendo el sector noreste. B) Fracturas poligonales en la costra salina, a unos 3 km hacía el sur del sondaje SONDDH-2.....	70
Figura 37. Halita cristalina en el sondaje SONDDH-1, entre los metros 371,10 y 380,10.	71
Figura 38. Aluvial antiguo (MsPa). A) y E) Aluvial antiguo sector norte, dentro del salar; B) MsPa en el sector norte en contacto con el salar; C) y F) Facie MsPa en el sondaje MC2 entre el metro 0 al 15.....	71
Figura 39. Litofacies arcillas (facies lacustres, FI) en los diferentes sondajes. A) SONDDH-1; B) SON-6; C) MC2; D) SONDDH-2; E) SON-2.....	72
Figura 40. Litofacies aluviales Gms en los diferentes sondajes: A) SONDDH-1; B) SON-6 C) MC-2; D) SONDDH-2; E) SON-2.....	73
Figura 41. Litofacies Gms2 identificadas en el sondaje SON-2.....	73
Figura 42. Litofacies Tr identificadas en lo sondajes: A) SONDDH-2; B) MC-2 y C) SON-6.	74

Figura 43. Litofacies volcanogénicas en los diferentes sondajes. A) SONDDH-1; B) SON-6; C) y D) SON-2; E) y F) SONDDH-2.	75
Figura 44. Formación chinchas (DCch) identificada en superficie en el sector noroeste del salar.	76
Figura 45. Correlación estratigráfica realizada a partir de las unidades litológicas identificadas en cada sondejo.	77
Figura 46. Perfil esquemático del sector norte del salar de Maricunga, Atacama. Elaborado a partir de los estudios realizados en este trabajo, así como de los sondajes extraídos del estudio de Atacama Water y Worley (2022).	79
Figura 47. Perfil hidrogeológico preliminar del sector norte del salar de Maricunga, Atacama. Elaborado a partir de los datos generados y recopilados en este estudio.	79

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Sondajes este.	29
Tabla 2. Sondajes oeste.	29
Tabla 3. Interpretación y análisis de facies de las unidades litológicas identificadas en los sondajes.	59
Tabla 4. Unidades hidrogeológicas identificadas en el salar de Maricunga.	63
Tabla 5. Información de sondajes extraídos de Atacama Water y Worley (2022).	78

1. INTRODUCCIÓN

El estudio se desarrolla en la región de Atacama, a unos 160 km al noroeste de la comuna de Copiapó, en la cuenca altiplánica del salar de Maricunga, ubicada en la Depresión Preandina. La cuenca del salar, de tipo endorreica, se encuentra a unos 3.750 m.s.n.m. y posee una superficie de 3045 km², incluyendo las subcuencas del sector salar de Maricunga y del sector Ciénaga Redonda (Iriarte, 1999; Risacher, 1999). Esta corresponde a una depresión volcano-tectónica, limitada al este por la cordillera Claudio Gay; al suroeste por los volcanes Ojos de Maricunga y Santa Rosa; y al sur por los volcanes Copiapó y Pastillos.

La cuenca del salar de Maricunga ha sido objeto de numerosos estudios geológicos e hidrogeológicos, debido a sus particulares características morfológicas e hidrológicas, así como su característico ecosistema, y más recientemente en los últimos años debido a su potencial en recursos de salmueras con minerales de considerable interés económico y a la explotación de estos depósitos. En este contexto Codelco desarrolla el proyecto denominado “Exploración Salar de Maricunga”, el cual tiene como objetivo la recopilación de información hidrogeológica de la cuenca del salar de Maricunga y del salar mismo, así como una evaluación preliminar de los recursos de litio presentes en la salmuera, mediante la ejecución de un programa de exploraciones, que contempla el desarrollo de plataformas de sondajes y la caracterización hidrogeológica de las unidades geológicas, para la realización de un modelo hidrogeológico preliminar.

El presente trabajo pretende contribuir, a través del estudio de las características de las facies sedimentarias y unidades litológicas reconocidas en la campaña de sondajes y de los sectores aledaños del salar, en el entendimiento del ambiente de depositación de sus unidades y de la formación del salar, así como dar cuenta de su desarrollo e influencia en la zona y el contexto hidrogeológico en que se encuentra, con el fin de generar mayores antecedentes que permitan entender su potencial y aportar a los conocimientos sobre el salar.

1.1. Área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en la región de Atacama, comuna de Copiapó, específicamente en la zona del Altiplano, a unos 160 kilómetros al noroeste de Copiapó. El salar de Maricunga corresponde a un salar preandino, cuya cuenca posee un área de aproximadamente 145 km² (Risacher, 1999). Este se encuentra entre los 491399 E y los 7023763 N, a aproximadamente 3.760 metros sobre el nivel del mar. En la zona sur del salar se ubica la laguna Santa Rosa, a unos 150 km de Copiapó, la cual forma parte del parque nacional Nevado Tres Cruces, resguardado por CONAF. El acceso principal desde la ciudad de Copiapó es por la Panamericana Norte-Sur (Ruta 5), tomando la ruta 31 hacia el este, siguiendo el Paso San Francisco (circuito Seismiles), hasta llegar a la parte norte del salar. A continuación, en la **Figura 1**, se presenta el detalle de los accesos al área de estudio.

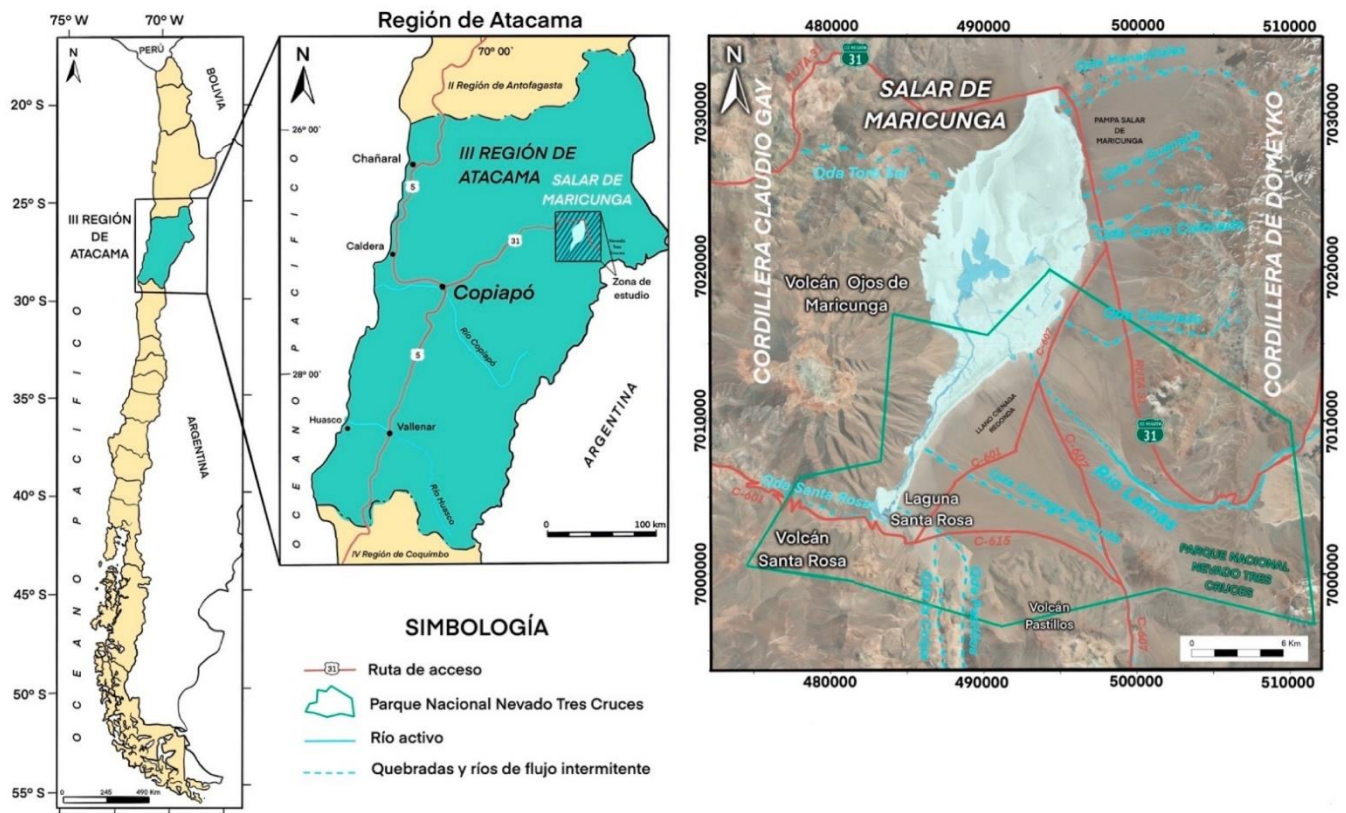


Figura 1. Esquema de localización del área de estudio, salar de Maricunga, región de Atacama, Chile.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

- Establecer las condiciones de formación y desarrollo del salar de Maricunga, y su influencia en la zona, mediante la determinación del ambiente de depositación de las rocas presentes en su cuenca.

1.2.2. Objetivos específicos

- Determinar la distribución espacial de las unidades litológicas presentes en el área de estudio.
- Determinar las diversas facies volcánicas y/o sedimentarias presentes en las rocas que conforman la cuenca del salar de Maricunga.
- Identificar las unidades hidrogeológicas presentes y establecer un modelo hidrológico preliminar del área, así como la potencial influencia de factores geológicos y geomorfológicos.

1.3. Hipótesis

El estudio de las unidades geológicas presentes en la cuenca del salar de Maricunga, basado en un detallado análisis petrográfico y de correlación estratigráfica, permitirá establecer las facies presentes, así como la reconstrucción de su historia de depositación. Esto posibilitará establecer los procesos que han dado lugar a la formación de la cuenca, su posterior dinámica, y a su actual comportamiento hidrogeológico. Lo que a su vez puede ayudar a tomar decisiones informadas sobre el uso y gestión de los recursos naturales en el área de estudio.

1.4. Metodología

1.4.1. Etapa pre-terreno

- Se realizó un estudio de antecedentes en la zona, recopilación de la información necesaria para la investigación y delimitación del área de estudio. Recolección de material bibliográfico referente al área de estudio y a la investigación para la creación de un marco teórico, cartas geológicas, trabajos científicos anteriores, informes, etc.
- Análisis de imágenes satelitales de Google Earth y mapas geológicos para identificar las zonas de interés, así como sus características geológicas e hidrogeológicas.
- Generación de una base de mapeo geomorfológico, a escala 1:70.000 mediante el programa ArcGis 10.3, utilizando una imagen satelital extraída del software SASPlanet. Para la realización de la base topográfica se utiliza Global Mapper.

1.4.2. Etapa de terreno

- Reconocimiento general en terreno de las unidades geológicas presentes en el sector norte, así como la morfología del área a estudiar y sus características.
- Descripción de la litológica de los sondajes diamantina y sónicos realizados durante la campaña de sondajes. Se realizó un mapeo en detalle de los sondajes SONDDH-1, SON-2, SON-6, SONDDH-2 y MC-2, incluyendo descripciones y fotografías de los sondajes, así como de las litologías identificadas en cada uno de estos.

1.4.3. Etapa de laboratorio

- Descripción y análisis petrográfico en lámina delgada de 20 muestras petrográficas. Tomadas del sondaje SONDDH-1, las cuales serán analizadas y descritas en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología, de la Universidad de Atacama.
- Análisis e interpretación de las facies y unidades hidrogeológicas reconocidas en los sondajes, en base a su litología y características texturales.
- Generación de las columnas estratigráficas a partir de las litologías reconocidas en los sondajes. Las columnas estratigráficas fueron digitalizadas por medio del programa Adobe Illustrator, y modificadas en Procreate.
- Correlación de las unidades reconocidas en los sondajes y generación de un detallado perfil geológico del sector norte del salar escala 1:50.000, generado en Adobe Illustrator y modificado en Procreate.

2. ANTECEDENTES Y ESTUDIOS ANTERIORES

Se realizó una recopilación bibliográfica de estudios desarrollados en el sector, con el fin de obtener información sobre su geología. Para esto principalmente se utilizaron la carta geológica “Salar de Maricunga” de Cornejo et al. (1998), escala 1:100.000; así como la carta “Laguna del Negro Francisco” de Mpodozis et al. (2012), escala 1:100.000.

Para la caracterización de las unidades hidrogeológicas y su geometría se utilizó la información geológica presentada en el mapa hidrogeológico de la cuenca salar de Maricunga (sector salar de Maricunga) de Iriarte (1999), el cuál entrega información relevante sobre su sistema hidrogeológico. También se utilizaron los informes realizados por la Dirección General de Aguas (DGA), del Ministerio de Obras Públicas (DGA, 2008; 2009a; 2009b; 2013; 2016; 2012), y el informe “Geoquímica de Aguas en Cuencas Cerradas”, realizado por Risacher et al. (1999).

Otros informes de relevancia en el estudio de la hidrología del salar de Maricunga fueron los preparados por: Flosolutions (2018), “Línea Base Hidrogeológica – Proyecto Blanco”; además del elaborado por GEO SAFE para SIMCO SpA: “Línea base ambiental Proyecto Producción de Sales Maricunga, Caracterización Hidrogeología” (2018); y el estudio realizado por EDRA en 1998, desarrollado para la minera Santa Rosa (SMC) y la minera Mantos de Oro, “Estudio Hidrológico del Salar de Maricunga”.

También fueron utilizados trabajos de investigación, revistas científicas, informes, congresos, memorias y tesis, que entregan información relevante ya sea sobre el sector o relacionado a su geología y depósitos. Entre ellos se encuentra el artículo de Cabello (2022) “Reserves, resources, and lithium exploration in the salt flats of northern Chile.”, este entrega información sobre las reservas y recursos estimados de litio en cada uno de estos salares, así como las empresas que actualmente se encuentran explorando o produciendo litio en la región. Otro artículo relevante es el de Chong, Pueyo y Demergasso (2000), “Los yacimientos de sulfatos/boratos de Chile.”, que brinda una descripción general de los depósitos de borato en Chile, incluyendo su geología, mineralogía y su importancia económica. Además, del artículo de Chong, Demergasso, Urrutia y Vargas (2020), “El Dominio Salino del norte de Chile y sus yacimientos de minerales industriales”, que proporciona una descripción completa de los depósitos minerales industriales en el dominio salino del norte de Chile, abarcando sus características geológicas, su relevancia económica y los posibles impactos ambientales y sociales asociados.

3. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Características principales

El salar de Maricunga es un importante ecosistema de alta montaña ubicado en la región de Atacama, una de las zonas más áridas de Chile situada en el norte del país, cerca de la frontera con Argentina. Corresponde a un gran lago salino ubicado en la cordillera de los Andes del norte de Chile. Está situado dentro del cinturón volcánico de Maricunga, que es conocido por su actividad geotérmica activa y formaciones geológicas únicas. La cuenca se caracteriza por una alta tasa de evaporación, lo que resulta en la deposición de diversas sales y minerales. De particular interés es la presencia de importantes reservas de litio en la cuenca, lo que la convierte en uno de los salares ricos en litio más grandes del mundo.

Se encuentra ubicada en la zona del Altiplano, y corresponde a una depresión volcano-tectónica, formando una cuenca endorreica, lo que significa que se encuentra en una cuenca cerrada que no tiene salida natural del agua hacia el mar o a algún río cercano. La cuenca del salar de Maricunga posee una superficie de aproximadamente 3.700 km², incluyendo las subcuencas del sector del salar de Maricunga y del sector Ciénaga Redonda, y una altitud aproximada de 3700 metros sobre el nivel del mar (Risacher et al., 1999).

En esta cuenca se ubica el salar del mismo nombre “Salar de Maricunga”, que corresponde a un salar Preandino, compuesto por costras salinas, separadas por algunas lagunas salobres de orientación noreste a suroeste. La cuenca está limitada por la cordillera Claudio Gay al este; por los volcanes Ojos de Maricunga y Santa Rosa al suroeste; y por los volcanes Copiapó y Pastillos al sur (**Figura 2**).

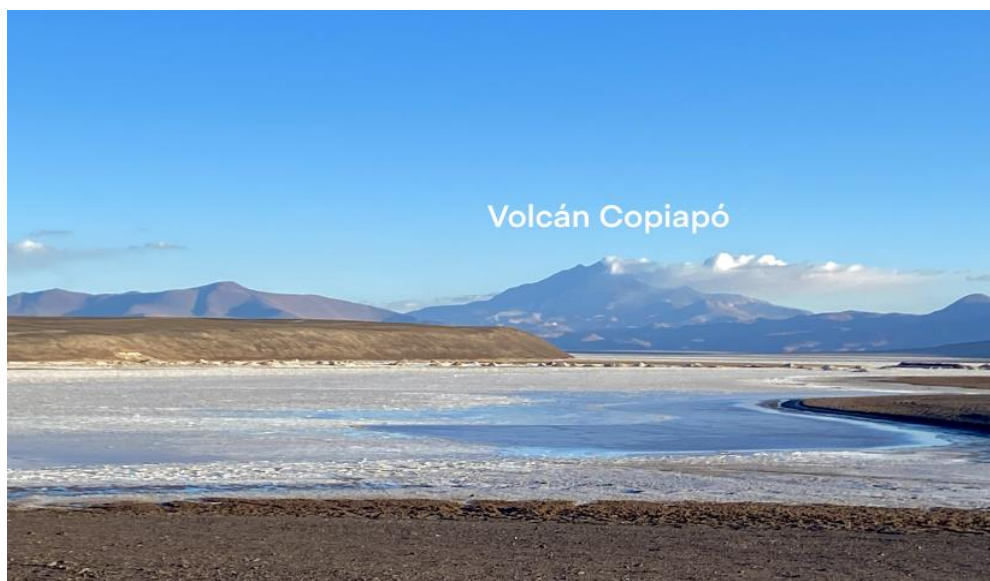


Figura 2. Volcán Copiapó al sur del salar de Maricunga. Región de Atacama.

3.2. Datos morfológicos y ambientales del sistema salino

La región de Atacama se ubica entre la zona hiperárida de la región de Antofagasta y la zona mediterránea semiárida de la región de Coquimbo (Juliá et al., 2008). Además, se sitúa latitudinalmente en la zona de los anticiclones subtropicales y la corriente fría de Humboldt (Strahler & Strahler 1986, Aguado & Burt 2004). Las precipitaciones son escasas y se concentran principalmente en los meses de invierno, la distribución depende de factores como la altitud y la distancia a la costa, por lo general no superan los 100 milímetros/año, categorizando a la región de Atacama como árida (Juliá et al. 2008). Estos factores más la compleja topografía determinan las principales características climáticas de la región, que se caracteriza por bajas tasas de precipitación y extensas áreas desprovistas de vegetación. El aire húmedo proveniente del mar da origen a intensas neblinas costeras que sustentan la vegetación de lomas y pueden adentrarse a través de los valles que permiten su paso. El resto del interior posee un clima seco con bajas tasas de humedad relativa (Julia et al. 2008).

La aridez de la zona se debe a la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) que bloquea la llegada de frentes climáticos, acentuándose por la presencia de la Cordillera de Los Andes, la corriente fría de Humboldt y el efecto de surgencia de aguas profundas. La primera produce un efecto de sombra de lluvias que impide una mayor penetración de las lluvias convectivas provenientes del Amazonas a la región y las otras dos, disminuyendo la capacidad de evaporación de aguas del océano Pacífico a la atmósfera, todas éstas determinando la hiperaridez del desierto de Atacama (Fuenzalida 1965, Garreaud et al. 2003, 2007, Houston & Hartley 2003).

El salar de Maricunga es una zona extremadamente seca, la precipitación es muy baja, con la mayor parte de la precipitación concentrada en los meses de invierno, entre mayo y agosto, cuando las tormentas de nieve son comunes. A nivel local el clima en el salar de Maricunga es de tipo desértico frío de alta montaña (BWk'G), según clasificación de Köppen (1948) (**Figura 3**), con temperaturas extremadamente bajas durante la noche y altas fluctuaciones térmicas a lo largo del día, sumado a una fuerte radiación solar durante el día (Squeo, 2008). También se caracteriza por la presencia de vientos fuertes y constantes. Las temperaturas más bajas se registran durante la noche siendo los inviernos especialmente fríos y los veranos secos y cálidos. La temperatura media anual estimada en el salar varía entre los 5° y 6°C, mientras que la precipitación anual se estima de unos 150 milímetros/año, y el promedio anual del potencial de evaporación se estima entre los 2.100 milímetros y 2.400 milímetros (WorleyParsons y Flosolutions, 2019).

Se han registrado temperaturas de 18,8°C en los meses más cálidos y temperaturas de hasta -1,2°C en los meses más fríos (CIREN, Observatorio Institucional, 1992-1993). La evaporación es alta durante todo el año, con precipitaciones muy bajas, principalmente de origen nival, entre los 150 a 200 milímetros/año (BGC, 2009), lo que contribuye a la formación de depósitos salinos en la superficie del salar.

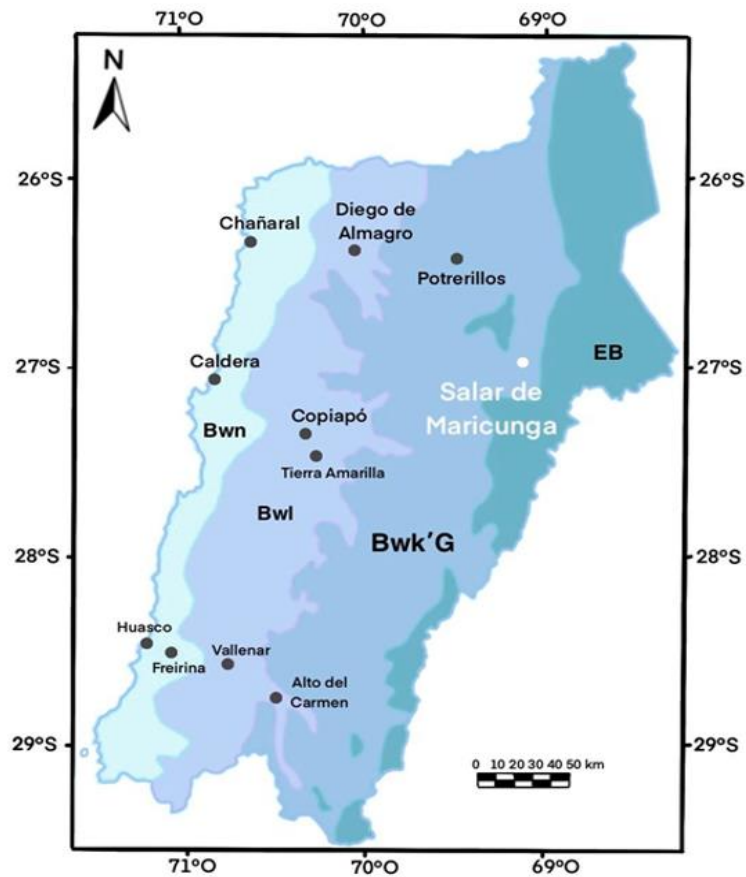


Figura 3. Zonas climáticas de la región de Atacama según clasificación de Köppen (1948). Modificado de Squeo et al. (2008). Bwn: Clima desértico costero con nubosidad constante; Bwl: Clima desértico transicional; BWk'G: Clima desértico frío de montaña; EB: Clima de tundra de alta montaña.

3.3. Flora y fauna

La cuenca del salar de Maricunga se encuentra ubicada dentro del Parque Nacional Nevado Tres Cruces, en la zona del altiplano, siendo una región de condiciones climáticas extremas, con fluctuaciones muy marcadas de temperatura, sumado a la gran sequedad del ambiente. Estos factores generan una biodiversidad peculiar, con una flora y fauna característica de estos ambientes, constituyendo una importantísima fuente de biodiversidad.

Flora

La vegetación en el salar de Maricunga es escasa debido a las condiciones climáticas extremas (como el suelo salino y la falta de agua.). En las zonas más elevadas, se pueden encontrar algunas especies adaptadas a las bajas temperaturas y a la falta de agua, como la llareta (*Azorella compacta*) y el colocolo (*Nassauvia axillaris*). En las áreas más bajas, cerca de los bordes del salar, se pueden encontrar algunas plantas arbustivas, como la tamarilla (*Baccharis salicifolia*) y el queñoa (*Polylepis* sp.) (Squeo et al, 2008). La vegetación en el sector de estudio se concentra principalmente en la zona este del salar y hacia el sur de este, escaseando en la zona noroeste, siendo mucho más abundante en la zona de la laguna Santa Rosa, y concentrándose especialmente en las zonas de humedales, en la **Figura 4** se observa una de las zonas ricas en vegetación al noreste del salar.



Figura 4. Humedal en la zona noreste del salar de Maricunga. Región de Atacama.

Fauna

La fauna del salar de Maricunga también está adaptada a las condiciones extremas del lugar. Entre las especies animales más destacadas que se pueden encontrar en este ecosistema se encuentran los siguientes mamíferos: guanacos (*Lama guanicoe*), vicuña (*Vicugna vicugna*), la vizcacha (*Lagidium viscacia*), el zorro culpeo (*Lycalopex culpaeus*). Entre las aves es posible observar una gran diversidad de especies entre las cuales destacan: la parina Chica o flamenco de James (*Phoenicoparrus jamesi*); el flamenco chileno (*Phoenicopterus chilensis*); el parina Grande o flamenco Andino (*Phoenicoparrus andinus*), estas especies se distribuyen principalmente en lagunas salobres, debido a su dieta que se compone de microorganismos que se concentran en las salmueras. Además, se pueden observar otras especies como: la lagartija Rosenmann (*Liolaemus resmanni*) y diversas especies de aves rapaces, como el águila mora (*Geranoaetus melanoleucus*) y el cernícalo (*Falco sparverius*) (Valdéz, et al, 2015). En la **Figura 5** se observa un grupo de guanacos pastando en el sector noreste del salar.



Figura 5. Guanacos en el sector noroeste del salar de Maricunga, a 3.700 metros de altitud en la región de Atacama, Chile.

3.4. Contexto geológico

La cuenca del salar de Maricunga se encuentra en un entorno geológico complejo, que ha contribuido a la formación de sus características estructurales únicas. La cuenca se emplaza dentro de la orogenia andina, una región tectónica caracterizada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Ramos, 1999). Debido a esto la región se caracteriza por una actividad tectónica intensa, que se refleja en la formación de valles y cordilleras orientados paralelos al borde de subducción N-S (Risacher et al., 2003).

3.4.1. Unidades morfotectónicas

La cordillera de los Andes en el norte de Chile se divide en varias unidades morfotectónicas, cada una con características propias, la Cordillera Occidental, el Altiplano-Puna y la Cordillera Oriental (Risacher et al., 2003). Las unidades más importantes que se encuentran en esta región son la Precordillera, la cordillera de Domeyko, la Depresión Preandina o cuencas Preandinas y la cordillera de los Andes propiamente dicha. La Precordillera es la zona más occidental y está compuesta principalmente por rocas marinas y continentales del Jurásico-Cretácico inferior, que recubren las unidades de basamento ígneas del Paleozoico tardío (Cornejo et al., 1993). La cordillera de Domeyko, en cambio, es una cadena montañosa de orientación sur-norte formada principalmente por rocas volcánicas y sedimentarias del Eoceno-Mioceno (Mpodozis y Clavero, 2002). A continuación, en la **Figura 6** se presenta un esquema de estas unidades y su distribución.

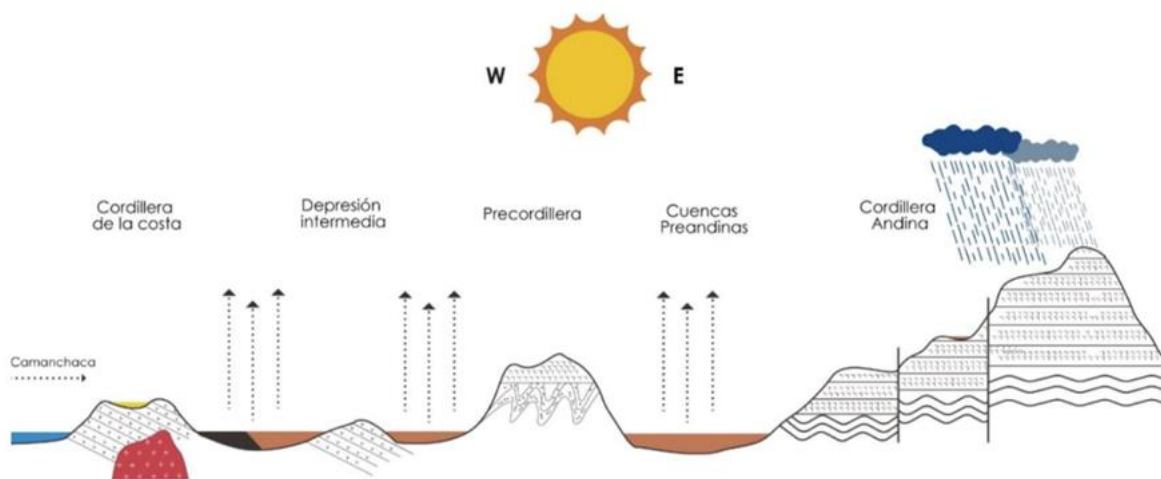


Figura 6. Perfil esquemático geomorfológico del Norte de Chile. Extraído de Cádiz (2019), (modificado de la presentación de Aníbal Gajardo, “Salares del Norte de Chile: Potenciales fuente de litio”, CEPAL 10-11 noviembre 2010, Santiago, Chile).

El salar de Maricunga se encuentra ubicado específicamente en la cuenca preandina, al oeste de la Cordillera de los Andes y al este de la Precordillera, entre la Cordillera de Domeyko y la Cordillera

Claudio Gay (Nalpas et al., 2008), y es de gran importancia hidrológica para la zona. Esta cuenca es alimentada principalmente por el agua de lluvia y la nieve que se derrite en las cumbres de los Andes, y se caracteriza por una depresión alargada que corre paralela a la cordillera de los Andes.

La cuenca se caracteriza por ser una zona de gran importancia en términos de recursos hídricos, minerales y energéticos del país, extendiéndose desde la cordillera de Domeyko hasta la cordillera de los Andes. Esta cuenca presenta una variedad de unidades tectónicas y estructurales, que se han desarrollado desde la era Mesozoica hasta la actualidad. Entre las estructuras más destacadas se encuentran la faja plegada y corrida y el arco volcánico andino, que han generado una gran diversidad de depósitos de minerales metálicos y no metálicos.

3.4.2. Dominio estructural

El salar de Maricunga se encuentra en la región de Atacama, en el norte de Chile, y forma parte de la meseta del Altiplano-Puna. La región de los Andes en Sudamérica es considerada una de las más activas tectónicamente del mundo, con una historia geológica compleja y una gran variedad de procesos y eventos tectónicos. Las características estructurales de la cuenca son principalmente el resultado de dos procesos tectónicos: deformación compresional y fallamiento normal. Estos procesos están relacionados con la convergencia tectónica de las Placas de Nazca y Sudamericana, que provocó el levantamiento de la Cordillera de los Andes y el hundimiento de las cuencas adyacentes. El proceso de subducción dio lugar a la formación de una serie de pliegues y fallas, que se elevó por encima del nivel del mar formando la cadena montañosa de la Precordillera (PC) (Mpodozis et al., 1989). Este proceso ha generado una gran cantidad de terremotos y actividad volcánica a lo largo de la cordillera.

La cuenca del salar de Maricunga se formó durante el período Terciario, hace unos 25-20 millones de años, como resultado de la actividad tectónica de la zona. Esta se habría formado en una zona de rift, donde la corteza terrestre se estiró y se produjeron fallas y fracturas en la roca. El estiramiento de la corteza terrestre dio lugar a la formación de una cuenca sedimentaria, que posteriormente fue rellenada con sedimentos y materiales volcánicos.

El levantamiento de la cordillera de los Andes también fue influenciado por otros factores tectónicos, como la subducción de la placa de Farallón, la cual tuvo lugar en el pasado y contribuyó a la formación de la cordillera. Tras la ruptura de la dorsal Farallón-Phoenix, y su posterior subducción (

Figura 7A), se inicia la actividad del arco volcánico de los Andes centrales en el norte de Chile, debido al aumento de la velocidad de convergencia en el Oligoceno, y el posterior engrosamiento de la corteza debido a la disminución del ángulo de subducción (

Figura 7B), que evolucionó simultáneamente con los episodios tectónico-magmáticos (Larré et al., 2010). Estos procesos, sumados a la migración del arco hacia el este a partir del Mesozoico temprano, alejándose de la trinchera o zona de acreción (Stern CR, 2011), hasta su posición actual que ha mantenido desde hace 26 Ma (

Figura 7A-D), periodo en el que habría finalizado la subducción de la losa Farallón, retomándose el magmatismo en la Cordillera Occidental (

Figura 7D). Estos procesos dieron origen a las unidades morfoestructurales que hoy se presentan, y al emplazamiento de salmueras a lo largo de la Precordillera del norte de Chile, que se concentraron en las áreas de mayor deformación (Larré et al., 2010; Scheuber y Reutter, 1992).

La tectónica andina además ha sido influenciada por factores geológicos, como la presencia de fallas y fracturas en la corteza terrestre, que han facilitado la deformación y el levantamiento de esta. Y por la actividad magmática en la zona, durante el Terciario, la intrusión de plutones y diques de rocas ígneas en la corteza, contribuyeron a la elevación de la cadena montañosa. Este proceso llevó a la formación de depósitos de minerales asociados a la actividad magmática, como el cobre y el oro.

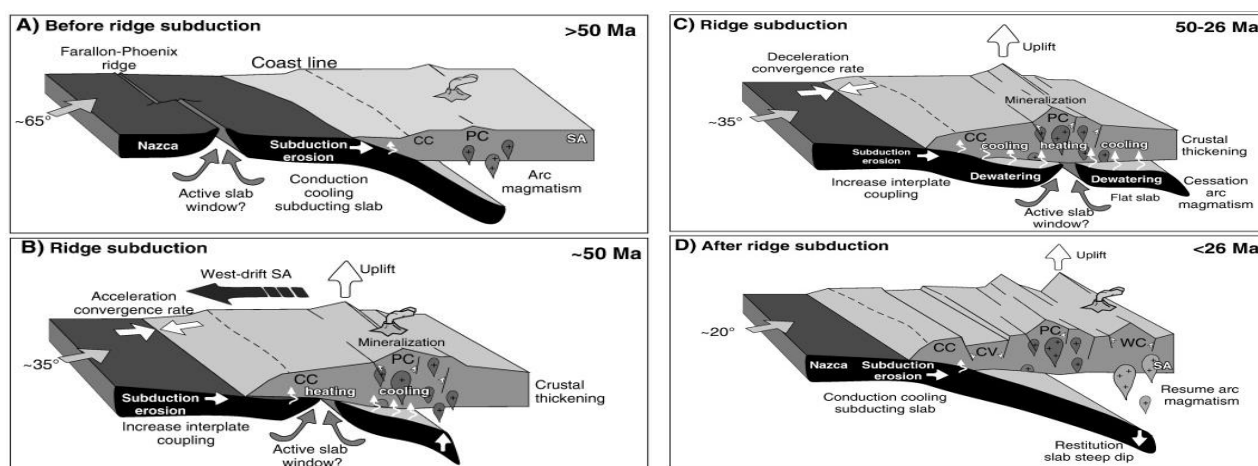


Figura 7. Esquema de la evolución tectónica de los Andes y desarrollo de las principales unidades morfoestructurales. CC: Cordillera de la Costa; CV: Depresión Central; PC: Precordillera (Cordillera de Domeyko); WC: Cordillera Occidental. Extraído de Juez-Larré et al. (2010).

La cuenca del salar de Maricunga se caracteriza por tener una estructura de tipo "media luna", que está limitada al oeste por cordones montañosos alzados por las fallas inversas Vegas La Junta y Varillar (Ver **Figura 8**). La cuenca se encuentra en el centro de esta estructura y está conformada por una serie de depresiones interconectadas, que están rellenas de sedimentos y salmueras.

Entre las fallas más importantes del lado occidental de la cuenca del salar se encuentra la falla maestra de Sierra Castillo (SCF), perteneciente al segmento sur del sistema de fallas de Domeyko (SFD). El sistema se extiende por aproximadamente 60 kilómetros y corresponde a varias fallas de rumbo sinestrales de orientación noroeste-suroeste, desarrolladas en la zona occidental de la cuenca (**Figura 8**), y se relaciona con el emplazamiento de cuerpos magmáticos y al desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Potrerillos (Cornejo et al., 1998). En cambio, la zona más oriental se relaciona al alzamiento de la Cordillera Claudio Gay, con fallas inversas de alto ángulo y orientación norte-sur (Clavero et al., 2012).

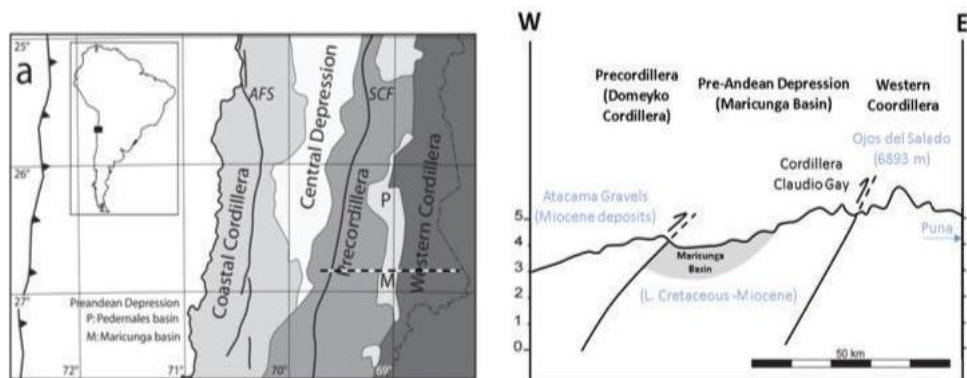


Figura 8. Unidades morfoestructónicas en el norte de Chile, extraído del informe de Flosolutions (2018), “Línea base hidrogeológica – Proyecto Blanco”. (Modificado de Nalpas et al, 2008). AFS: Sistema Falla de Atacama; SCF: Falla Sierra Castillo.

3.4.3. Geología local

La cuenca del salar de Maricunga se caracteriza por presentar una importante diversidad geológica, con la presencia de rocas sedimentarias del Paleozoico al Cuaternario, además de volcanes activos e inactivos y estructuras tectónicas complejas. La cuenca está fuertemente dominada por la presencia de rocas volcánicas pertenecientes a los volcanes del Cenozoico que rodean el salar. Además presenta una gran diversidad de litofacies y facies sedimentarias, asociadas a diferentes ambientes de sedimentación. Entre las litofacies presentes, se incluyen lutitas, areniscas, conglomerados y brechas, que se asocian a depósitos fluviales, lacustres y de abanicos aluviales, que desembocan en orillas del salar.

Entre las unidades geológicas que rodean el salar se encuentra la Cordillera Claudio Gay al este, compuesta principalmente por los estratos Claudio Gay y las Gravas de Atacama; las formaciones Chinchas y La Tabla de edades Paleozoicas; los intrusivos Los Colorados y Granitoides del Pérmico - Triásico. Al oeste de la cuenca se presentan las unidades Mesozoicas, Formación Montandon; Asientos; Pedernales y estratos del Cerro Carneros; El Leoncito; El Mono; Quebrada Monardes y Quebrada Vicuña.

Para la recopilación de información sobre la estratigrafía local se utilizaron 4 cartas geológicas, debido a que el área de la cuenca se encuentra dividida entre estas. A continuación, se presentan las unidades estratigráficas que rodean el salar de Maricunga (**Figura 9**), extraídas de las cartas:

- Cornejo et al., Hoja del salar de Maricunga, 1998.
- Clavero et al., Geología de las áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco, 2012.
- Iriarte et al., Carta Laguna Negro Francisco, 2012.
- Naranjo et al., Geología de las áreas Nevado Ojos del Salado y Cerro el Fraile, 2019.

ROCAS Y DEPÓSITOS ESTRATIFICADOS

Dentro de estas unidades se destacan los depósitos salinos activos del salar de Maricunga (Qs) (Pleistoceno – Holoceno), estos corresponden a depósitos moderadamente consolidados de sales y limos salinos que cubren la zona noroccidental del salar y se encuentran separados de los depósitos salinos antiguos (MsPls) (Mioceno superior – Plioceno) por una falla cubierta de orientación NE, por la que se forman lagunas salobres (Tassara, 1997).

Entre las rocas y depósitos estratificados del cenozoico se encuentran los depósitos Aluviales (PIHa) (Pleistoceno – Holoceno) asociados a sistemas de drenaje activos ocasionales o cauces inactivos, conformados por depósitos no consolidados de origen aluvial que incluyen gravas, bloques, arenas y limos. Estos se extienden sobre extensas llanuras como el Llano Caballo Muerto, y se encauzan en las principales quebradas. En la cuenca del salar, se presentan en forma de depósitos fluviales actuales como el río Lamas en el Llano Ciénaga Redonda, y como conos aluviales de baja pendiente que cortan los depósitos aluviales antiguos (MsPa) del Mioceno superior – Plioceno.

Los depósitos aluviales actuales también se encuentran cortando los depósitos fluvial-aluviales de las Gravas de Atacama (OMga) (Oligoceno superior – Mioceno medio), definidas por Mortimer (1973), que se presentan como depósitos mal consolidados de gravas y arenas gruesas polimícticas, que incluyen intercalaciones de ignimbritas débilmente soldadas y los depósitos semiconsolidados que afloran en la periferia de los centros volcánicos (Cornejo et al., 1998). Además expuestos en laderas de fuerte pendiente y quebradas se encuentran los depósitos coluviales (PIHc) (Pleistoceno – Holoceno), que corresponden a depósitos no consolidados principalmente constituidos por gravas mal seleccionadas.

Las unidades estratificadas más antiguas corresponden a las formaciones del Paleozoico: Formación Chinchas (DCch) (Devónico – Carbonífero) y La Formación La Tabla (CPelt) del Carbonífero - Pérmico. Esta última definida por García (1967), corresponde a Rocas volcánicas y subvolcánicas: tobas de lapilli líticas y de cristales; y Lavas riolíticas y dacíticas, y se dispone en discordancia sobre la Secuencia sedimentaria marina de la Formación Chinchas, definida por Mercado (1982) como una secuencia de areniscas arcosas finas y lutitas silicificadas.

VOLCANES Y COMPLEJOS VOLCÁNICOS

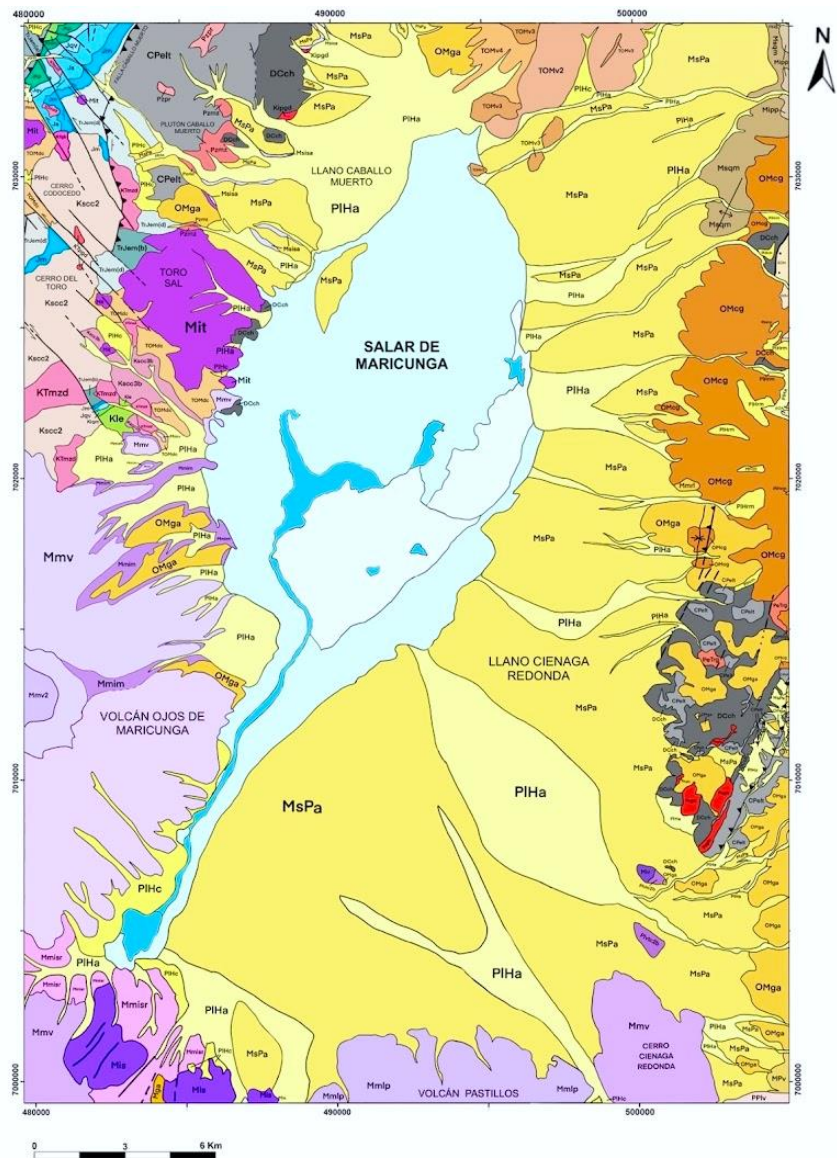
Dentro de las unidades del Mioceno se destacan los depósitos de flujo piroclástico de tobas riolíticas cineríticas de coloración rosada y blanquecina de la ignimbrita San Andrés (Msisa) (Mioceno superior;) que afloran bajo la cubierta aluvial antigua en el Llano Los Arroyos hasta la ladera oriental de Sierra Caballo Muerto (Cornejo et al., 1998) y corresponden a los depósitos más próximos al sector oeste del área de estudio; juntos con los Volcanes del Mioceno medio (Mmv) (Conjunto Volcánico del Volcán Ojo de Maricunga; Cerros Vicuña y Volcán La Coipa; Volcán Santa Rosa) que afloran como Depósitos de

flujos piroclásticos andesíticos-dacíticos asociados a domos dacíticos y coladas de lavas (Naranjo et al., 2019); Las lavas de composición andesítica y dacítica del Volcán Pastillos (Mmlp) (Mioceno medio; Mpodozis et al., 2012); la Ignimbrita Maricunga (Mmim) (Mioceno medio; ca. 16-14 Ma. Mpodozis et al., 2012) que se presentan como Depósitos de flujo piroclástico pumíceo, tobas dacíticas de lapilli grueso, con hornblenda y biotitas, depositadas en flujos de hasta 15 metros de espesor, y afloran tanto en la ladera occidental como en la ladera oriental del Volcán Ojo de Maricunga, cubierta en algunas zonas por las Gravas de Atacama y por los depósitos piroclásticos asociados al volcán

También se incluyen la Ignimbrita Santa Rosa (Mmsir) (Mioceno medio.) que se emplaza como Tobas dacíticas líticas de color rojizo, con fragmentos dacíticos porfíricos (Cornejo et al., 1998); las Coladas de lava y lava domo, de composición dacítica de los Volcanes del Mioceno inferior (Miv); las Coladas de lavas andesíticas y dacíticas de las Lavas del Prospecto Soledad (Mis) (Mioceno inferior); los Domos Toritos y Toro Sal (Mit) (Mioceno inferior) que corresponden a Domos extrusivos rodeados por depósitos piroclásticos de bloques, cubiertos por la Ignimbrita San Andrés y las gravas del Mioceno; y las dacitas y coladas andesíticas de las Lavas de los volcanes cerro de La Sal - Los Corrales (OMv) (Oligoceno superior - Mioceno inferior).

ROCAS INTRUSIVAS

Los cuerpos intrusivos emplazados en el sector corresponden a los Intrusivos (KT) (Paleoceno inferior) que afloran en la cuenca del salar como los monzogabros de olivino de Codocedo (KTgb), y pórfidos granodioríticos de anfíbola (KTpgd); los Pórfidos Granodioríticos y monzograníticos de Hornblenda y Biotita (Kipgd) (Cretácico Inferior) como Stocks granodioríticos y monzograníticos que intruyen la Formación Chinchas al norte de la Quebrada Caballo Muerto; y los Intrusivos de Quebrada Caballo Muerto (PZ) (Pérmico) como Pórfidos Riolíticos en Quebrada Caballo Muerto (PZpr) y Monzogranitos de grano grueso en el Plutón Caballo Muerto (PZmz). Además de los Granitoides del Pérmico – Triásico (PeTrg) y Granito Los Colorados (Peglc) (Pérmico medio – Pérmico superior).



LEYENDA

DEPÓSITOS Y ROCAS ESTRATIFICADAS

- PIHa Depósitos de ramificación en masa (Pleistoceno - Holoceno)
- PIHa Depósitos aluviales (Pleistoceno - Holoceno)
- PIHa Depósitos coluviales (Pleistoceno - Holoceno)
- Qa Depósitos aluviales recientes (Pleistoceno - Holoceno)
- MaPa Depósitos aluviales antiguos (Mioceno Superior - Plioceno)
- MaPa Depósitos aluviales antiguos (Mioceno Superior - Plioceno)
- MaPa Depósitos aluviales antiguos (Mioceno Superior - Plioceno)
- MaPa Gravas de Quebrada Manantiales (Mioceno Superior)
- MaPa Gravas de Atacama (Oligoceno Superior - Mioceno Medio)
- MaPa Estratos de Piedra Pómez (Mioceno Inferior)
- OMga Estratos de Claudio Gay (Oligoceno Superior - Mioceno Inferior)
- EDV Estratos de La Vertiente (Eoceno ? - Oligoceno)
- MaPa Estratos de cerro Los Cameros (Cretácico Superior)
- MaPa Estratos de cerro Los Cameros (Cretácico Superior)
- MaPa Estratos de cerro Los Cameros (Cretácico Superior)

- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)
- Ra Estratos El Leoncito (Cretácico Superior)

COMPLEJOS VOLCÁNICOS, VOLCANES Y REMANENTES VOLCÁNICOS

- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)
- PIHa Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces (Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior)

ROCAS INTRUSIVAS

- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)
- KT Intrusivos (55-64 Ma) (Pleistoceno Inferior)

SIMBOLOGÍA

- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado
- Contorno geológico observado

Figura 9. Geología del salar de Maricunga, Atacama. Información extraída de las cartas: Hoja del Salar de Maricunga (Cornejo et al.,1998); Geología de las áreas Nevado Ojos del Salado y Cerro el Fraile (Naranjo et al., 2019); Geología de las áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco (Clavero et al., 2012); Carta Laguna Negro Francisco (Iriarte et al., 2012).

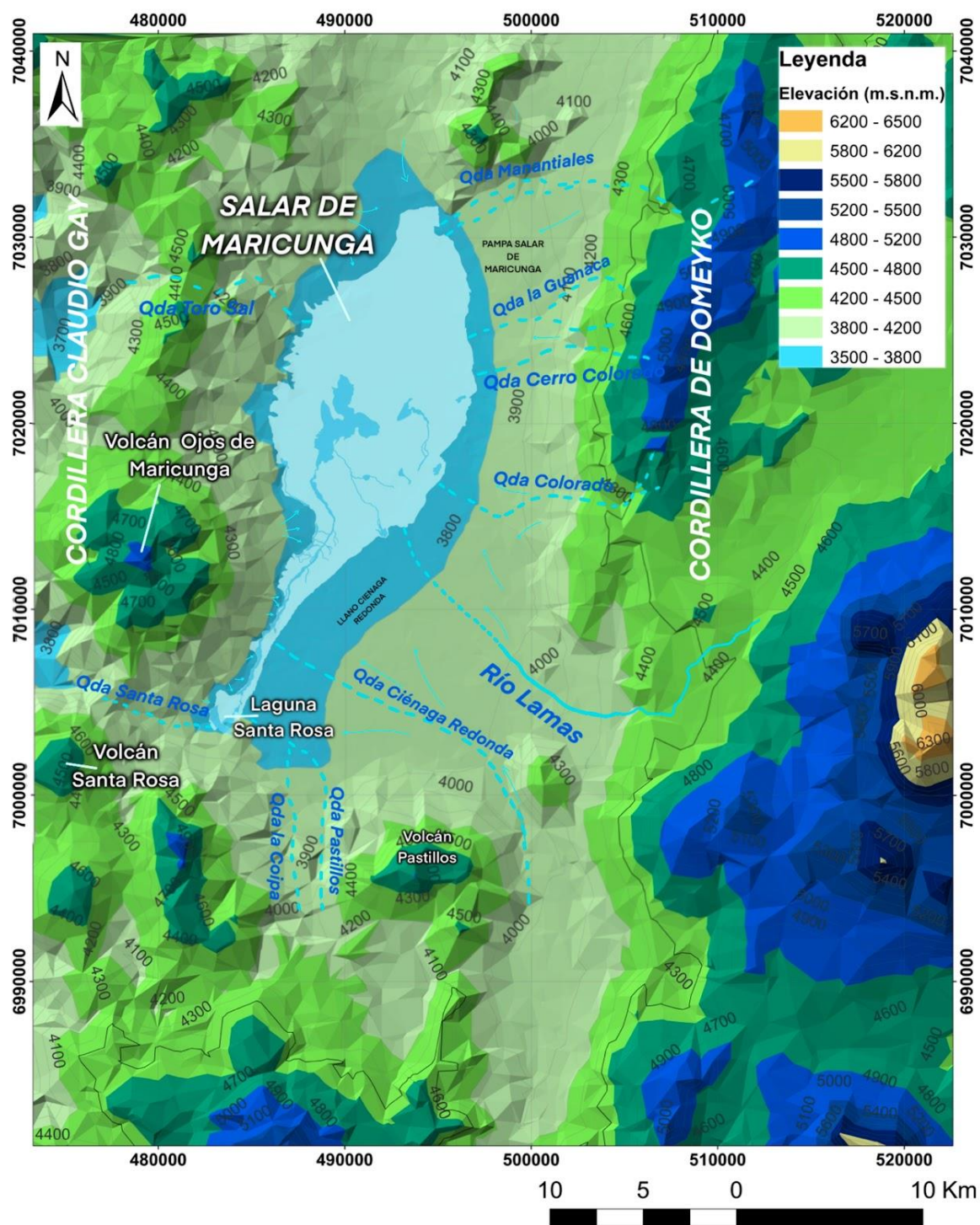
3.5. Geomorfología

La geomorfología de la cuenca Preandina en la región de Atacama es un sistema complejo y dinámico que ha sido conformado por una variedad de procesos geológicos, climáticos y erosivos durante millones de años. La estructura alargada de la cuenca ha jugado un papel crucial en la configuración de la topografía de la misma, mientras que la litología y las actividades tectónicas han contribuido a las características únicas de su paisaje.

La estructura de la cuenca se caracteriza por una depresión alargada que corre paralela a la cordillera de los Andes. El eje más largo de esta se extiende a lo largo de 1000 kilómetros de norte a sur, con un ancho que varía de 30 a 130 kilómetros, angostándose hacia el sur, siguiendo la línea de costa. La geomorfología de la cuenca Preandina está controlada en gran medida por procesos tectónicos, incluido el levantamiento de la cordillera de los Andes y la formación de fallas y pliegues en las capas rocosas subyacentes. Estos procesos han creado una serie de mesetas y de altas cordilleras que actúan como barreras al movimiento de masas de aire y humedad, dando como resultado las condiciones áridas e hiperáridas características de la región de Atacama.

Además de los procesos tectónicos, su geomorfología también está influenciada por procesos climáticos y erosivos. La región está sujeta a fluctuaciones extremas de temperatura, con días calurosos y noches frías, y recibe muy poca lluvia. Estas condiciones han llevado al desarrollo de una variedad de accidentes geográficos erosivos, que incluyen abanicos aluviales, lagos de playa y elementos erosionados por el viento.

La cuenca del salar de Maricunga se caracteriza por una topografía relativamente plana, y una altitud media de 3.750 m.s.n.m., con una pendiente general hacia el centro del salar, donde se encuentra la depresión central. La cuenca está rodeada por una topografía montañosa, bordeada por la cordillera de Domeyko al oeste y la cordillera Claudio Gay al este, con altitudes que varían entre los 3000 y los 5000 metros sobre el nivel del mar (**Figura 10**). Sus principales rasgos geomorfológicos corresponden al propio salar de Maricunga, el llano Ciénaga Redonda y una serie de edificios volcánicos que rodean la cuenca: Volcán ojos de Maricunga, Volcán Santa Rosa, Volcán Pastillos.



Se reconocen importantes quebradas afluentes en el sector que desembocan en el salar, al norte del salar se encuentran las quebradas: Manantiales; Toro Sal; Cerro Colorado y la Guanaca. Mientras que en la zona sur del salar están las quebradas: La Coipa; Pastillos; Ciénaga Redonda; Santa Rosa y Colorado; además del Río Lamas, que se encuentra activo.

El salar posee una morfología ovalada que se alarga hacia el sur, donde se ubica la Laguna Santa Rosa. La laguna se encuentra ubicada dentro de la cuenca hidrográfica del salar y recibe aportes hídricos de algunas de sus quebradas tributarias (Tassara, 1997). Además de la laguna Santa Rosa es posible observar algunos humedales menores (**Figura 11**), estos cuerpos de agua son alimentados por afloramientos de agua subterránea (Tassara, 1997).



Figura 11. Humedal en la zona noroeste del salar de Maricunga, región de Atacama.

3.6. Depósitos salinos

Los salares corresponden a depósitos salinos continentales que se desarrollan en cuencas cerradas en las cuales la tasa de evaporación supera a los aportes de agua que fluyen hacia la cuenca debido a las bajas precipitaciones (Vila, 2010). En general estos depósitos se componen de costras salinas, salmueras y depósitos clásticos, y suelen ser ricos en minerales como carbonatos, sulfatos, cloruros y boratos, en concentraciones variables. Entre estos se destacan minerales de interés económico como el potasio, boro y en especial el litio que en los últimos años ha crecido fuertemente su demanda.

La formación de estos depósitos depende directamente de tres factores: la tectónica, que forma las cuencas cerradas debido al alzamiento de los cordones montañosos; el volcanismo cenozoico, que aporta los elementos químicos necesarios para la formación de las sales mediante la lixiviación de estos depósitos; y el clima, que gracias a la alta tasa de evaporación y las bajas precipitaciones permite la generación de los depósitos salinos (Risacher et al., 1999).

El alzamiento de los cordones montañosos permitió la formación de las cuencas endorreicas al actuar como barreras topográficas que cortan los cauces aluviales y llevan la dirección del flujo hídrico hacia dentro de las cuencas, generando así, la concentración de las aguas en el punto más bajo de la cuenca, no permitiendo el escape de estas más que por evaporación o infiltración. La recarga de agua dulce que ingresa desde los conos aluviales o sistemas fluviales desde los márgenes de la cuenca genera una mezcla de aguas y la dilución de la salmuera. Esto, debido a la mayor densidad de la salmuera, genera un flujo ascendente donde el agua dulce circula por las capas de mayor permeabilidad y fluye hacia la superficie por diferencia de presión y densidad.

El volcanismo también juega un papel importante dentro de la cuenca, ya que la inyección directa de fluidos magmáticos a los circuitos hidrológicos y/o el lixiviado subterráneo de las aguas meteóricas y el hidrotermalismo permiten la incorporación de elementos químicos de interés, los cuales llegan a concentrarse en el salar por el proceso de evaporación. Entre las fuentes potenciales de estos elementos también se encuentran las rocas volcánicas de alto contenido de sílice, depósitos de evaporitas y salmueras antiguos, arcillas y fluidos hidrotermales. Si bien la fuente del litio en el salar es aún desconocida, Risacher y Fritz (2009) infieren que el litio y el boro en los salares Andinos podría tener su origen en la meteorización de los depósitos de ignimbritas. Por otro lado un estudio reciente sobre el rol de los fluidos hidrotermales en la concentración de litio en Laguna Verde, al noreste del salar, llevado a cabo por Alam et al (2022), señala que estos cumplirían un importante rol al aumentar las concentraciones de este elemento. En la **Figura 12** se presentan algunas de las posibles fuentes y/o aportes de este elemento.

La predominancia de la evaporación por sobre la precipitación y la gran concentración de sales disueltas en la salmuera genera un proceso de precipitación de los elementos en solución en la salmuera, llegando a depositarse diferentes minerales evaporíticos cuando el grado de saturación excede el límite. Estos

minerales se concentran y precipitan según su solubilidad, siendo los de menor grado los primeros en precipitar y hacia el centro del salar precipitan los de mayor solubilidad (Hardie y Eugster, 1970). Este proceso genera una zonación notoria en el salar, precipitando primero los carbonatos en los márgenes del salar, luego los sulfatos en la zona intermedia y finalmente los cloruros con mayor solubilidad en el centro.

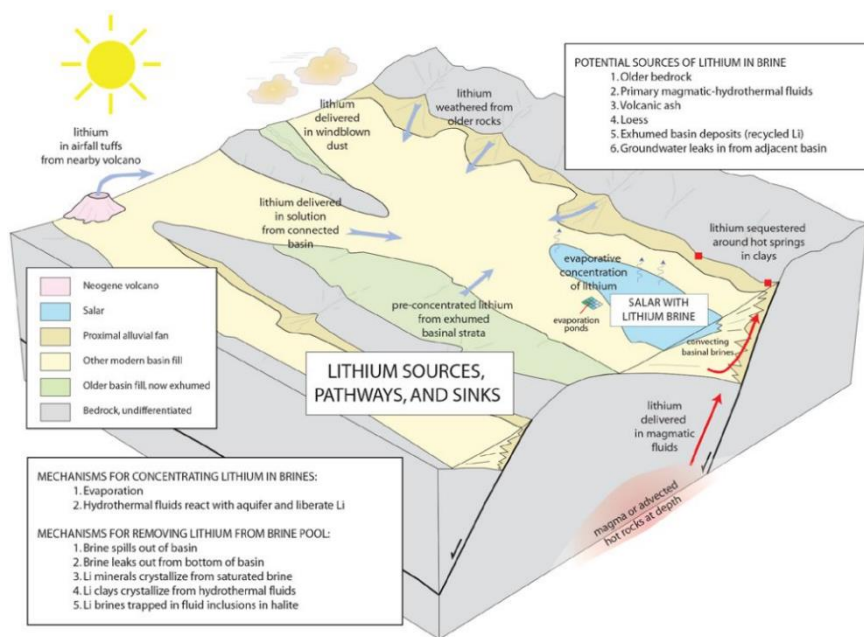


Figura 12. Modelo esquemático de las fuentes y sumideros de salmueras de litio. Extraído de Bradley, 2013.

Es posible clasificar los tipos de salares del Altiplano – Puna según su grado de evolución en salar clástico inmaduro o terroso; y salar de halita maduro o cristalino (Houston et al., 2011). Los salares clásticos inmaduros registran periodos de extensión y recesión, debido a cambios en la tectónica y el clima, caracterizados por un relleno compuesto de una intercalación clástica de sedimentos finos y niveles evaporíticos de halita y/o ulexita que evidencian periodos de aumento y disminución del aporte de sedimentos. Las diferentes permeabilidades de sus unidades permitirían el flujo de agua fresca desde los márgenes hacia el centro de la cuenca, desarrollando un flujo ascendente de la salmuera por el contraste de densidades. Este tipo de salares se caracteriza por un régimen más húmedo, de menor evaporación y mayor precipitación, y se emplazan generalmente a una mayor altitud donde las condiciones tienden a ser más húmedas.

En cambio los salares maduros se caracterizan por un flujo menor de agua, generalmente emplazados en zonas más bajas del Altiplano – Puna donde se desarrollan regímenes de baja humedad. Estos están

formados por una secuencia relativamente uniforme y espesa de halita con bancos ocasionales de material pelítico y tobáceo, y en algunos casos secuencias de arcillas generadas por inundaciones pasadas, y/o secuencias de material volcánico por denudación de los depósitos cercanos a la cuenca.

4. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

El salar de Maricunga es una cuenca endorreica, de baja permeabilidad, lo que significa que no tiene salida de agua hacia el mar. El salar se alimenta principalmente de agua subterránea, que se filtra desde las montañas. Es decir, el salar es una cuenca hidrogeológica cerrada, donde las aguas subterráneas fluyen desde las zonas altas de la cordillera hacia la depresión del salar, donde se acumulan y forman el acuífero salino. Por lo que la recarga del acuífero se produce principalmente por la infiltración de agua de lluvia y nieve, así como por la aportación de aguas subterráneas desde acuíferos superficiales y las laderas circundantes.

También recibe algunas corrientes superficiales de agua durante la temporada de lluvias, aunque estas son muy escasas. Además, los flujos subterráneos están influenciados por las variaciones del nivel del agua y la salinidad.

La hidroquímica del agua subterránea en el salar está controlada por la evapotranspiración y la disolución de sales en la zona de recarga de la cordillera. Los principales recursos hidrológicos están albergados en su mayoría en la cuenca del salar, el agua subterránea en el salar se recarga a través de infiltración de las aguas de lluvia y de la nieve derretida de los Andes, que fluye hacia las zonas más bajas del salar a través de los ríos y arroyos, por lo que la recarga de agua subterránea en el salar es principalmente de origen nival, lo que significa que la cantidad de agua subterránea recargada varía de acuerdo a los patrones de nieve y precipitación en la cordillera.

El salar presenta un sistema hidrogeológico complejo, compuesto por diferentes acuíferos y capas de sedimentos que varían en su permeabilidad y porosidad. Es posible dividir los acuíferos en tres zonas principales: la zona de filtración, la zona de transición y la zona de descarga (**Figura 13**).

- La zona de filtración, o de recarga, se encuentra en las laderas de la cordillera circundante, en la parte superior del salar y es donde se produce la recarga del acuífero por la precipitación y la escorrentía superficial.
- La zona de transición se encuentra en el centro del salar y es donde se acumula el agua subterránea. En esta zona se produce la mayor parte de la evaporación del agua y la acumulación de sal. Se caracteriza por una alta permeabilidad debido a la presencia de sedimentos acuíferos y la baja profundidad del acuífero subterráneo.

- La zona de descarga se encuentra en los bordes del salar y en la parte inferior. y es donde se produce la descarga de agua subterránea hacia los ríos y las quebradas de la zona, donde las aguas subterráneas emergen en forma de manantiales o afluentes de los ríos que rodean el salar.



Figura 13. Modelo conceptual simplificado del balance hídrico en el salar de Maricunga, Atacama.
Modificado de WorleyParsons y Flosolutions (2019), Proyecto Salar Blanco.

4.1. Unidades hidrogeológicas

En base al Mapa Hidrogeológico de la cuenca del salar de Maricunga (**Figura 14**; Iriarte, 1999) y los diversos estudios anteriores realizados en el sector (Informes realizados por Flosolutions; WorleyParsons 2019) es posible reconocer 5 unidades hidrogeológicas principales en esta, las cuales se detallan a continuación:

4.1.1. Depósitos aluviales antiguos y recientes, gravas de Atacama, y depósitos fluviales

Corresponden a acuíferos intergranulares de permeabilidad media a alta. Estos depósitos en general se clasifican como acuíferos libres, extensos y altamente productivos, de alta importancia hidrogeológica (Iriarte, 1999). Flosolutions (2018) midió permeabilidades para las unidades del aluvial este y noroeste de 0,1 y 40 m/d y un rendimiento específico estimado de 10 y 15%, caracterizándolo como una unidad semiconfinada a libre debido a la presencia de niveles limoarcillosos en una matriz de arena. En el caso del Aluvial Río Lamas obtuvieron valores de permeabilidad de hasta 280 m/d, responsable de conducir las aguas provenientes del Río Lamas y Ciénaga Redonda hacia el borde sur del salar.

4.1.2. Depósitos salinos

Corresponde a la Unidad de Halita del salar, formada a través de procesos de evapotranspiración de aguas subterráneas y superficiales en la cuenca endorreica, y se ubica en el área central de este mismo. Esta incluye los depósitos salinos y salinos antiguos. Constituyen acuíferos libres, intergranulares de media a baja importancia hidrogeológica, locales y con productividad irregular, o en algunos casos extensos y de productividad moderada (Iriarte, 1999). En el informe de Flosolutions (2018), para esta unidad, se midieron permeabilidades de hasta 640 m/d y un rendimiento específico del 7%. Caracterizándolo como un sistema confinado, con algunas respuestas no confinadas.

4.1.3. Núcleo arcilloso

Está compuesto por arcillas de origen lacustre y corresponde a depósitos arcillosos profundos, llegando a unidades de espesores importantes (sobre los 100 metros). Se caracteriza por presentar muy baja permeabilidad y contener intercalaciones escasas de lentes de arenas y gravas. Se ubica debajo de los depósitos salinos, y sobre el aluvial y “arena inferior” descritos por Flosolutions, 2018.

4.1.4. Aluvial y arena inferior

Esta unidad definida por Flosolutions (2018) se encuentra debajo del núcleo arcilloso está compuesta por sedimentos aluviales profundos y volcanoclásticos, y tiene una permeabilidad media de alrededor de 1 m/d. Esta unidad se comporta como un acuífero confinado, con un almacenamiento específico que varía entre 10^{-7} y 10^{-3} 1/m dependiendo del contenido de limo y arcilla en la matriz.

4.1.5. Basamento

Esta unidad se compondría de rocas volcánicas, sedimentarias e intrusivas, fracturadas como no fracturadas y corresponde a la unidad basal impermeable. Se encuentra en los bordes del sistema hidrogeológico y en profundidad debajo de las unidades anteriores. En el estudio realizado por Flosolutions (2018), si bien, no se realizan mediciones de conductividad hidráulica, se cree que presenta una baja permeabilidad, generalmente menor a 10^{-4} m/d, aunque esta podría variar en zonas de falla.

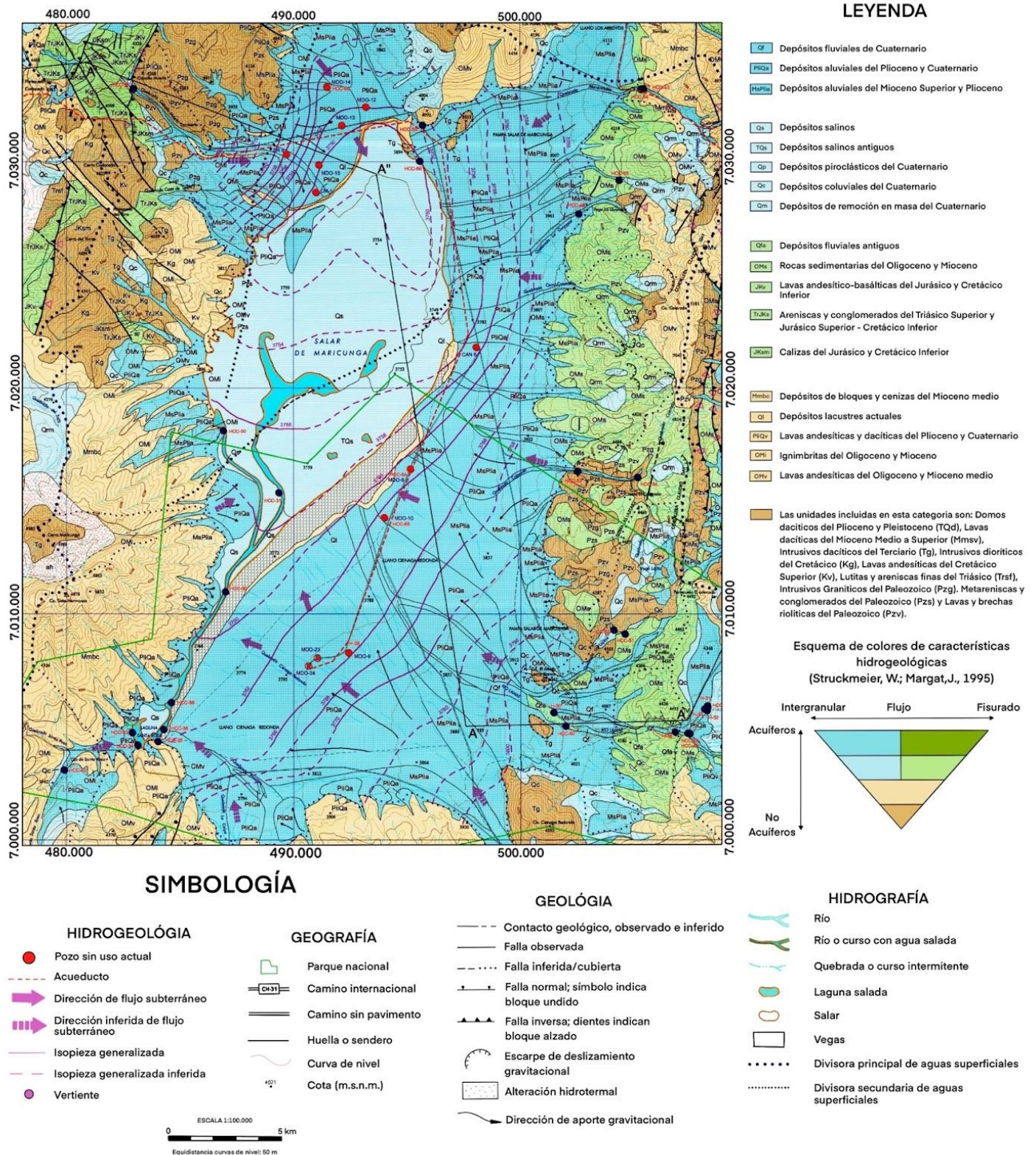


Figura 14. Fragmento del mapa hidrogeológico de la cuenca del salar de Maricunga: sector salar de Maricunga. Modificado de Iriarte (1999).

5. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

5.1. Estratigrafía de la cuenca

En este capítulo se presentan los resultados del mapeo detallado de los sondajes realizados por EMSA, dentro de la cuenca del salar de Maricunga, en las pertenencias mineras de Codelco. Para este estudio se eligieron cuatro sondajes de los disponibles, dos en el sector este y dos en el sector oeste: SONDDH-1; SON-2; SONDDH-2; SON-6. Con el fin de contar con la mayor información posible sobre las litologías encontradas, y poder correlacionarlas entre sí, con el objetivo de generar un perfil de este a oeste de la cuenca. La distribución de estos sondajes se detalla a continuación en la **Figura 15**, así como sus coordenadas en las tablas siguientes: **Tabla 1**. Sondajes este.; **Tabla 2**. Sondajes oeste.

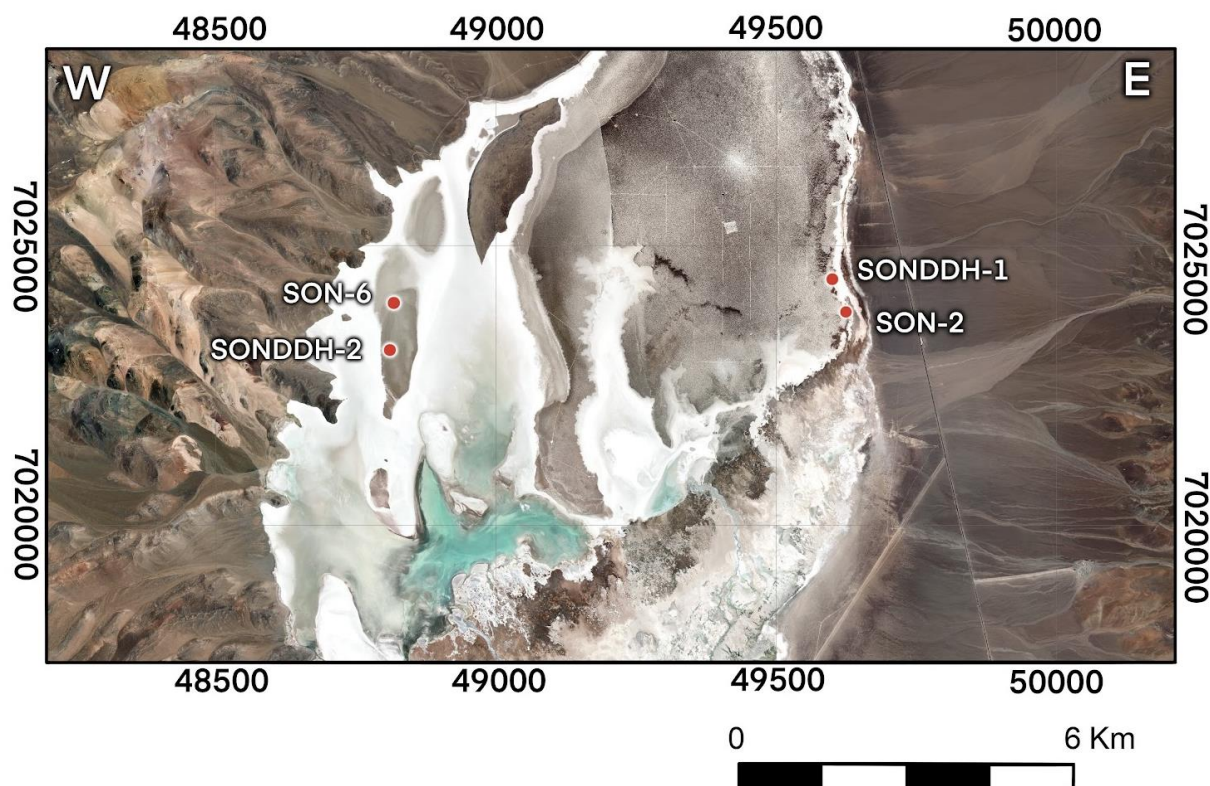


Figura 15. Distribución sondajes estudiados.

A continuación, se detallan las coordenadas, cotas y metrajes de los sondeos:

Tabla 1. Sondeos este.

Sondeos Este			
Sondeo	E	N	Elevación (m.s.n.m)
SONDDH1	496005	7024378	3757
SON2	496296	7023802	3758

Tabla 2. Sondeos oeste.

Sondeos Oeste			
Sondeo	E	N	Elevación (m.s.n.m.)
SON6	488226	7024029	3757
SONDDH2	488062	7023182	3757

En los siguientes capítulos, se proporciona una descripción detallada de la estratigrafía de los sondeos. Para la descripción de las rocas volcanoclásticas, se tomó en cuenta principalmente la granulometría y la composición, utilizando los triángulos de Streckeisen (1979), Fisher (1966) y Schmidt (1981). Por otro lado, la descripción de las litologías sedimentarias se basó principalmente en la granulometría, siguiendo la clasificación de Wenworth (1922) y Doeglas (1968). Además, se tuvieron en cuenta características texturales como la naturaleza de los clastos, selección, redondeamiento, esfericidad y estructuras sedimentarias presentes. Toda esta información se utilizó para llevar a cabo un análisis posterior de las facies.

5.2. Sondajes Este

En este capítulo se muestran los resultados de la descripción de los sondajes del sector este del salar realizados en las pertenencias mineras de Codelco por la empresa EMSA. Se realizó una descripción litológica detallada de los sondajes de diamantina, destacando especialmente sus características texturales. Además, en los anexos se incluye la digitalización de los sondajes a través de fotografías que fueron tomadas durante el proceso de descripción. Estas fotografías proporcionan una representación visual de las diferentes unidades identificadas y permiten una mejor comprensión de las características geológicas de la zona estudiada.

5.2.1. Descripción litológica SONDDH-1

En el sondeo SONDDH-1 se definieron 5 unidades litológicas principales que se encuentran descritas desde la más somera a la más profunda a continuación:

Depósitos lacustres y evaporíticos (FI)

Alternancia de arcillas, arcillas arenosas y evaporitas.

Esta unidad abarca desde el metro 4 hasta el 143,10, con una potencia de 139,10 metros, y se interpreta como depósitos lacustres cíclicos de baja energía. A continuación, se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Arcillas y arcillas arenosas color pardo a pardo rojizo**

Alternancia de arcillas y arcillas arenosas con algunos niveles centimétricos de arenas y trazas de arenas. Las arcillas se observan masivas y en intercalaciones con laminaciones y bandas de evaporitas (**Figura 16c** y **Figura 17a**) y unidades menores de arenas finas a medias. Las arenas se presentan de líticas a cristalinas, con predominancia de arenas cristalinas. La unidad presenta nódulos de yeso y ulexita (**Figura 16a; b y d**), que se concentran principalmente en los primeros metros y algunos cristales secundarios de halita diseminados. En algunas secciones los cristales de yeso se dan en maclas seleníticas, de brillo vítreo y color blanquecino. La unidad posee matriz carbonatada, concentraciones variables a lo largo de su extensión.

- **Niveles de evaporitas y sales**

Estos depósitos se caracterizan por ser masivos y de coloración blanquecina, con un alto grado de compactación debido a la precipitación de sulfatos/boratos y sales que cementan el tramo. Poseen una textura cristalina y en algunos tramos se pueden observar cristales seleníticos (**Figura 17b**), con brillo vítreo y color blanquecino, así como cristales secundarios de halita.

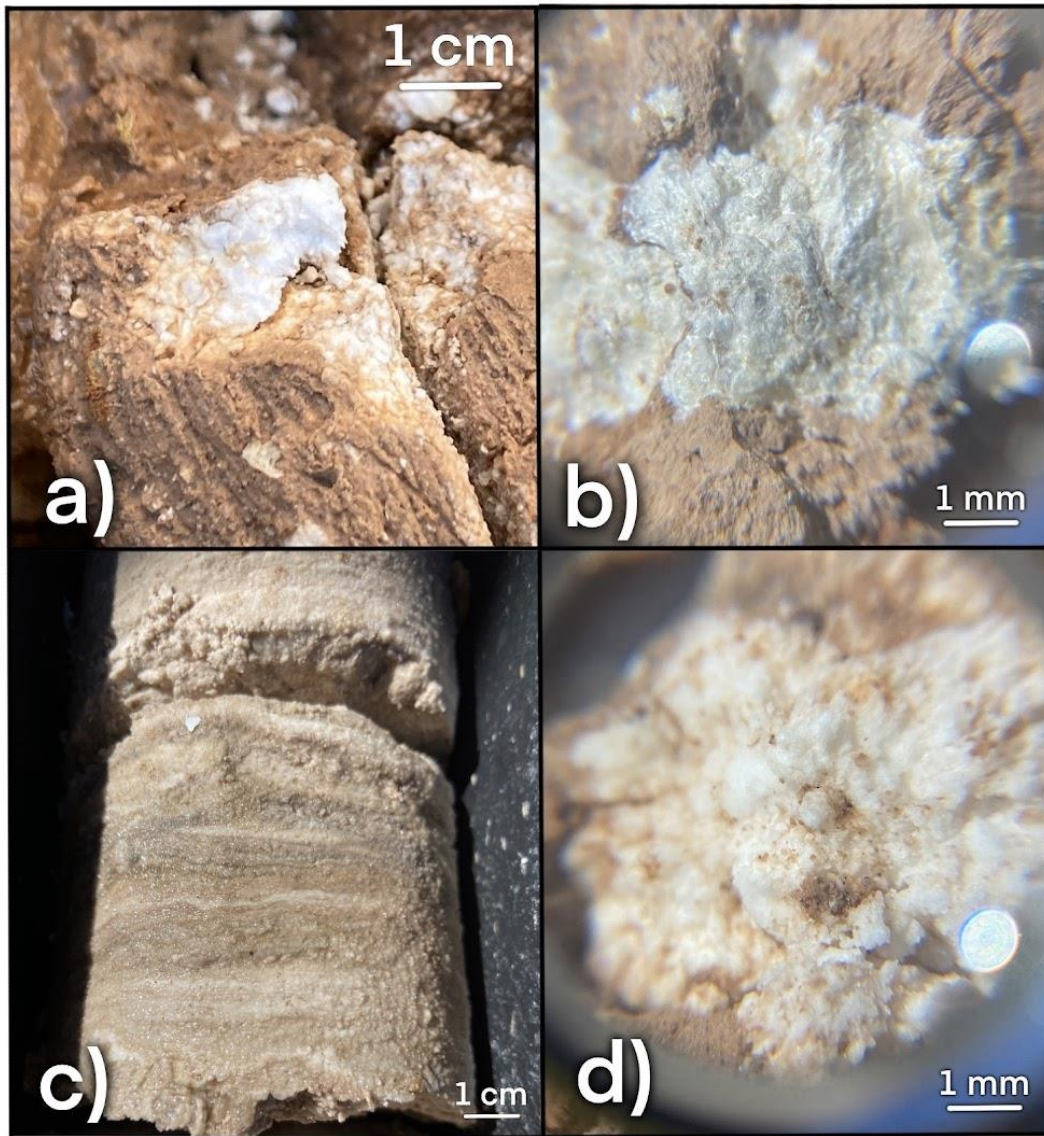


Figura 16. Arcillas y arcillas arenosas pardas y pardas rojizas. a), b) y d) Nódulos de ulexita yeso; c) Laminaciones paralelas.

- **Arcillas y arcillas arenosas verdes**

Arcillas verdes con intercalaciones centimétricas a milimétricas de yeso y carbonatos (**Figura 17c**). Las arcillas se presentan en forma masiva, con escasos niveles de arenas arcillosas intercaladas. Se pueden observar algunos minerales de color amarillo anaranjado que rellenan fracturas, posiblemente oropimente (un mineral compuesto de arsénico y azufre). Se encuentran trazas de arenas finas y raras arenas de tamaño medio. Los sulfatos/boratos se presentan masivos en formas granulares de color blanco, mientras que el yeso se presenta de hábito tabular y un color blanco grisáceo. Además, se pueden observar algunos líticos de tamaño arena gruesa dispersos en la unidad.

- **Arcillas negras**

Arcillas negras de origen orgánico con laminación de yeso y carbonatos, se observa oropimente rellenando grietas en bandas de color anaranjado (**Figura 17d**), además de bandas de yeso y carbonatos centimétricas. Esta unidad se encuentra en intercalaciones centimétricas a métricas con las arcillas verdes (Av).

- **Arcillas grises**

Nivel de arcillas grises, ricas en sales y carbonatos, textura cristalina. Unidad bien compactada debido al alto grado de precipitación de sales y sulfatos/boratos, que otorgan consolidación y dureza al tramo. Se observan laminaciones de arcillas pardas y cenizas (**Figura 17e**). Esta unidad presenta oropimente rellenando algunas fracturas.

Depósitos aluviales (Gms)

Arenas limosas, gravas limosas y gravas.

La unidad en cuestión abarca desde el metro 143,10 hasta el metro 230,60, con una potencia de 87,10 metros. Esta unidad de composición volcanosedimentaria, se interpreta como un depósito aluvial (probable flujo de detritos subaéreos). La cantidad de clastos angulosos, la ausencia de estructuras de imbricación y la pobre selección de los clastos, sugiere un transporte corto, probablemente generado por un flujo en masa de alta energía. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Gravas y arenas limosas**

Alternancia de gravas limosas y arenosas clasto soportadas y matriz soportada, en intervalos granocrecientes (**Figura 17f**). Los limos presentan una coloración amarilla, mientras que las arenas tienen tonalidades pardas, con presencia de clastos volcánicos de composición polimíctica. Estos clastos, de forma subangulosos a subredondeada, están mal seleccionados y predominan los de composición andesítica y dacítica, con un color rojizo. La unidad muestra un grado moderado de compactación, con algunos niveles de intensa alteración que segregan la unidad. También se observan secciones con alteración a óxidos y algunos cúmulos de yeso masivo diseminados. La matriz está compuesta principalmente por arenas de tamaño medio a fino, arcillas y, en menor medida, arenas gruesas.

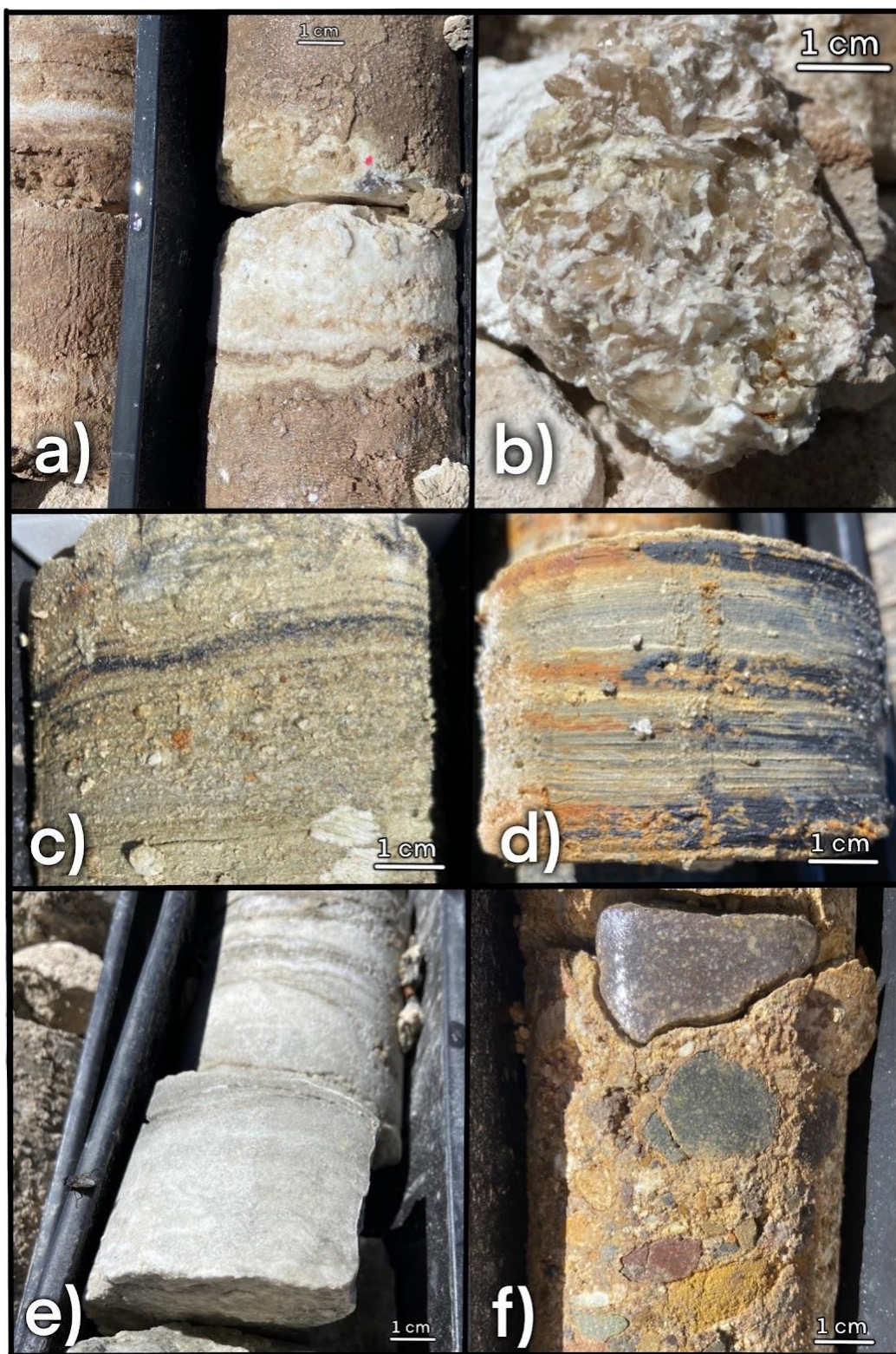


Figura 17. Litologías identificadas en el sondaje SONDDH-1, hasta el metro 230,60. a) Bandas de yeso en arcillas; b) Cristales de yeso seleníticos y yeso masivo; c) Arcillas verdes con laminaciones de arcillas negras; d) Arcillas negras con mineralización de oropimente; e) Arcillas grises con laminaciones de cenizas; f) Gravas limosas arenosas.

Secuencia volcanoclástica este (V-Gms)

Arenas, arcillas, Tobas e Ignimbritas, líticas a cristalinas.

Esta unidad se extiende desde el metro 230,60 al metro 335,40, con una potencia de 104,80 metros, y se interpreta como un retrabajamiento de los depósitos piroclásticos de flujo y de caída circundantes a la cuenca. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Depósitos de gravas volcanoclásticas**

La unidad volcanoclástica está conformada por gravas de líticos volcánicos polimícticos, subangulosos a subredondeados de matriz soportada, que corresponde a una ceniza lítica arcillosa (**Figura 20a**). Los clastos son predominantemente andesíticos y en algunos tramos se observan clastos de tobas de ceniza de coloración verdosa, que alcanzan tamaños de hasta 5 centímetros (**Figura 18a y Figura 18b**), además es posible observar cristales de mayores de cuarzo vítreo translucidos de coloración gris. La unidad presenta cristales de halita de buen hábito diseminados, por cristalización secundaria.

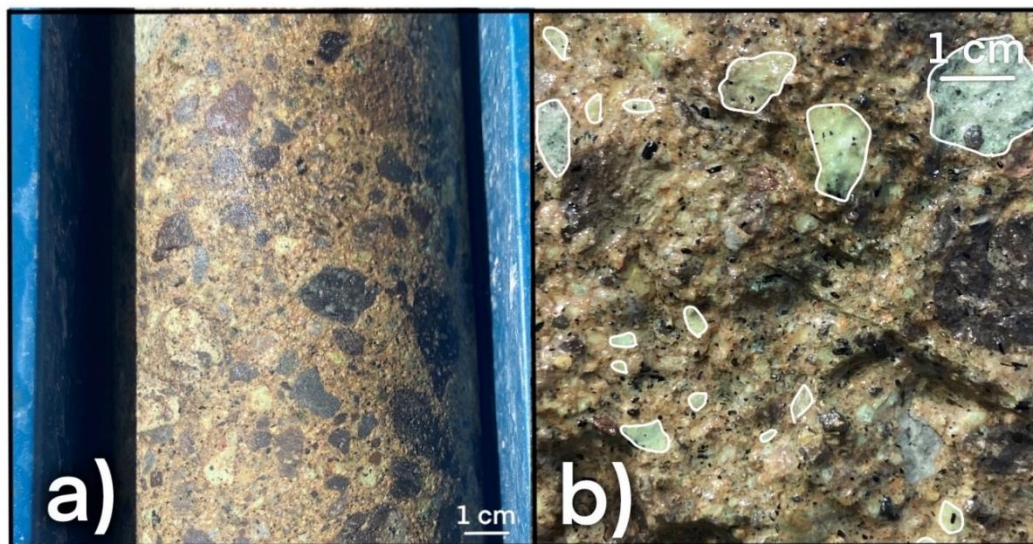


Figura 18. Unidad volcanoclástica. Encerradas en blanco en la imagen b se observan los cúmulos de cenizas de coloración verdosa, abundantes en este tramo.

- **Arenas, arcillas y gravas**

Arenas cuarzo lítica con algunos líticos tamaño grava que aumentan en profundidad. Aumenta su contenido en óxidos hasta tomar una coloración rojiza, matriz arcillosa y ceniza. Las arenas arcillosas presentan algunos clastos mayores tamaño gravas color pardo, clastos brechosos de hasta 4 centímetros, bien espaciados, clastos de mala selección, dominan clastos de menos de 1 centímetro, unidad de fuerte efervescencia, matriz carbonatada. Las arenas se presentan medias

a finas arcillosas, de moderada selección. Se observan algunos cristales secundarios de yeso y halita. Mientras que las gravas son de clastos polimícticos de composición volcánica sub redondeados a subangulares, matriz soportadas (**Figura 20b**).

Esta unidad se encuentra en contacto con las unidades volcanoclásticas por una zona de falla de 1.20 metros de espesor, que corresponde a una zona de deformación intensa, de arcillas de coloración rojizo y salbanda, no consolidadas y de fácil segregación.

- **Tobas**

Tobas cristalinas a líticas, de matriz ceniza con algo de arenas arcillosas y arcillas, biotitas euhedrales y cuarzos subangulosos. Las arenas se presentan de grano fino a medio. Los líticos volcánicos son en su mayoría andesíticos, de moderada selección. Algunos tramos, presentan clastos mayores brechosos, de hasta 3 centímetros, y arenas líticas cristalinas, medias a finas, con cristales subredondeados, a redondeados, mal seleccionados. Unidad de alto grado de compactación debido a la alta precipitación de evaporitas y sales (**Figura 20c**). Se observa cristalización secundaria y vetas de yeso y sales

- **Depósitos de ignimbrita**

Ignimbrita, color pardo, matriz carbonatada, de ceniza y arenas finas. Presenta cristales de yeso tabulares alargados orientados, cristales de halita, yeso y sales formando vetillas y en zonas de fractura (**Figura 20d**). Presenta clastos mayores milimétricos (de hasta 5 milímetros) y algunas zonas alteradas arcillosas. Se observan algunos clastos orientados, lo que indica un probable flujo. Presenta algunas intercalaciones centimétricas de arenas medias y gruesas. Se observan biotitas muy pequeñas en matriz y cristales de cuarzo subangulares a subredondeados.

Esta unidad se encuentra separada de la unidad halita inferior (HI) por un depósito piroclástico que corresponde a un nivel de cenizas cristalinas de coloración gris, no consolidada de fácil segregación.

Depósitos evaporíticos antiguos (HI)

Niveles de halita cristalina con cúmulos de ceniza y arcillas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 335,40 al metro 400,40, con una potencia de 65 metros aproximadamente, y se interpreta como una probable costra salina antigua del salar que se habría formado en un periodo de alta evaporación y bajas precipitaciones, y que posteriormente habría sido cubierta. Esta se emplaza como un nivel de halita con cúmulos de ceniza y arcillas (**Figura 20e**). La halita se presenta cristalina y semi translúcida intercalada con niveles opacos, ricos en arcillas. Se observan algunos cristales de hábito fibroso color blanco y brillo sedoso, probable ulexita, y cúmulos de yeso y ulexita botroidales a aciculares (**Figura 19a; Figura 19b y**

Figura 19c), y algunos óxidos. En profundidad aumenta el contenido de arcillas y arenas, tomando una coloración más oscura (**Figura 19d**).

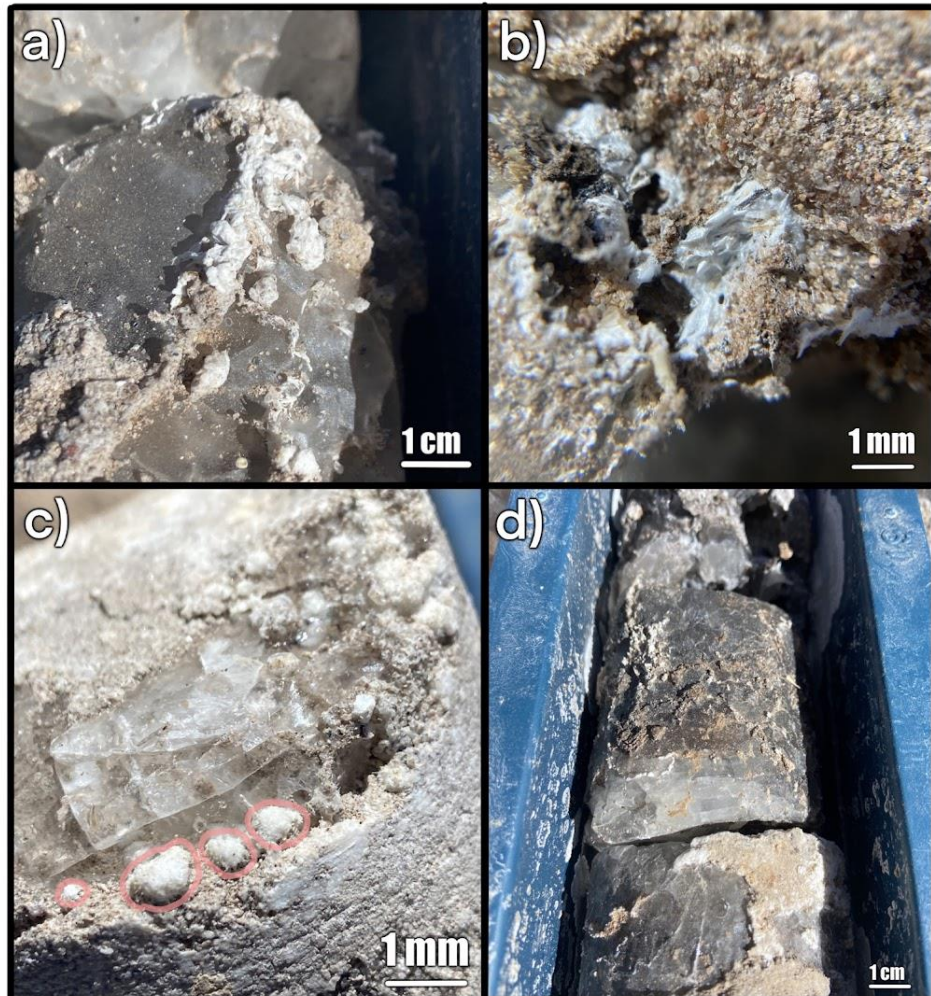


Figura 19. Halita inferior. a) Cúmulos de sulfatos/boratos en nódulos redondeados sobre las sales; b) Sulfatos/boratos en agregados fibrosos; c) Sulfatos/boratos en nódulos redondeados, en masas lenticulares, con cristales bien formados dispuestos de forma radial, hábito “bolas de algodón” habitual en minerales como la ulexita; d) Niveles de halita cristalina oscura.

Secuencia Volcanoclástica este inferior (V-SGms)

Depósitos de arenas, arcillas y cenizas pardas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 400,40 al metro 407,10, se desconoce su potencia real pero en el sondajes se observa en los últimos 6,70 metros de este, y se interpreta como un retrabajamiento de los depósitos piroclásticos de flujo y de caída circundantes a la cuenca que se encuentra separado de los depósitos volcanoclásticos superiores (Gms2) por la halita inferior (HI).

Corresponde a un depósito de ceniza pardas cristalinas, con intercalaciones de arenas finas a medias y arcillas (**Figura 20f**). Presenta algunos cristales de yeso orientados en un flujo. Matriz muy fina rica en biotitas, cristalina, con cuarzos subangulosos. La unidad presenta cristales de vidrio, vítreos de coloración verdosa. Estos depósitos se intercalan con tramos de arenas y arcillas pardas.

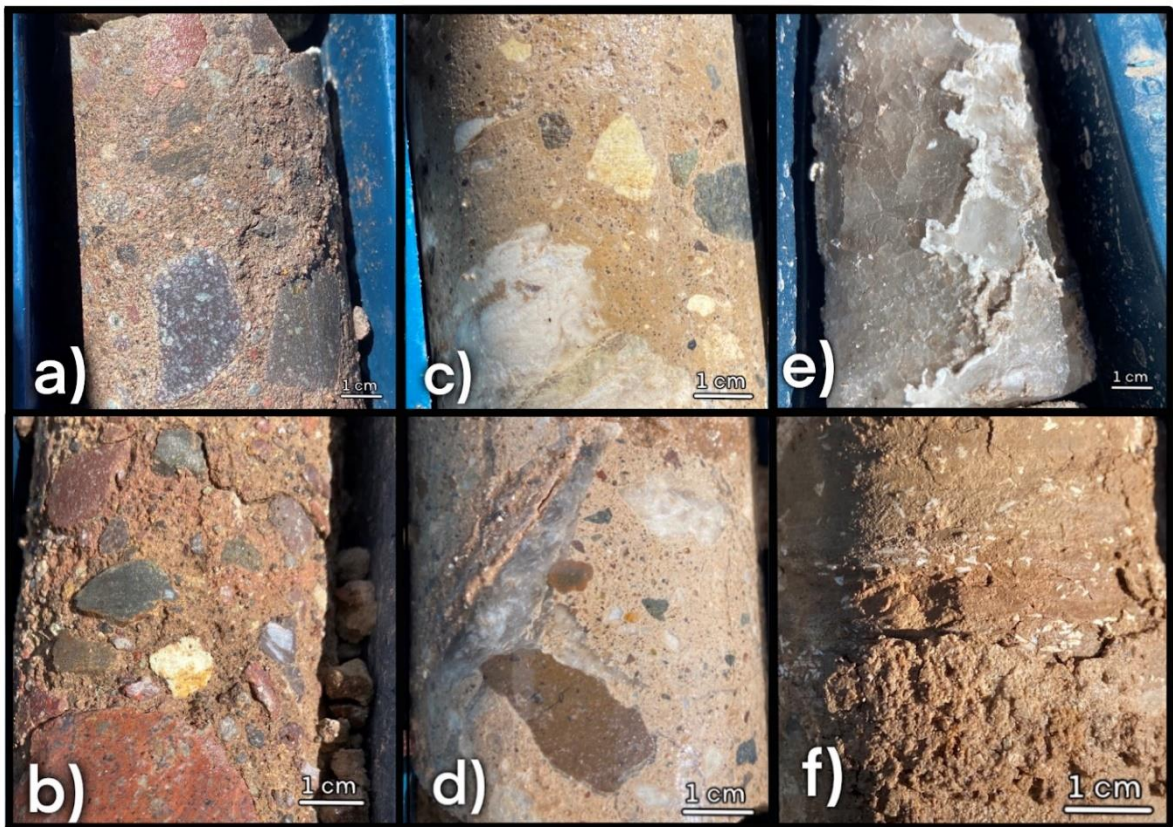


Figura 20. Litologías identificadas en el sondaje SON-2, desde el metro 230,60. a) Unidad volcanoclástica; b) Arenas arcillosas y gravas; c) Tobas cristalinas; d) Ignimbrita rosada, con vetillas; e) Halita cristalina con cúmulos de ceniza, arcillas y sulfatos/boratos; f) Ceniza con intercalaciones de arenas y arcillas.

5.2.2. Descripción litológica SON-2

En el sondeaje SON-2 se definieron 5 unidades litológicas principales, que se encuentran descritas desde la más somera a la más profunda a continuación:

Depósitos evaporíticos (HS)

Costra salina superficial del salar.

Esta unidad se encuentra desde el metro 0,00 al metro 9,00 en el sondeaje, con una potencia de 9,00 metros aproximadamente, y se interpreta como depósitos evaporíticos característicos del salar. Se presentan como sales, cristalinas, de coloración blanca y hábito cúbico (**Figura 21a**). Se encuentran cubiertas y entremezcladas con arcillas pardas, probable acción del viento que cubre la costra con sedimentos.

Depósitos lacustres y evaporíticos (FI)

Alternancia de arcillas, arcillas arenosas y evaporitas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 9,00 al 139,00, con una potencia de 130,00 metros, y se interpreta como depósitos lacustres cíclicos de baja energía. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Arcillas y arcillas arenosas pardo rojizo**

Arcilla arenosa a arcillas. Las arcillas arenosas se presentan maleables. Se observan algunas bandas de yeso centimétricas con nódulos botroidales de yeso/ulexita (**Figura 21b**). Las arenas son finas, líticas. Se intercalan con algunos tramos de arenas medias y finas, de coloración gris, cristalinas.

- **Arcillas arenosas pardas**

Intercalaciones de arcillas pardas con arenas finas cristalinas grises (**Figura 21c**), y tramos localizados con arenas medias. Se observan laminaciones de yeso y materia orgánica, milimétrica a centimétricas en la unidad y oropimente rellenando algunas fracturas.

- **Arcillas verdes y negras**

Intercalaciones de arcillas verdes y negras, y algunas intercalaciones localizadas de arenas finas y medias, líticas a cristalinas, de hasta 10 centímetros. Unidad rica en mineralización de azufre y arsénico, que se presenta masivo rellenando fracturas, de coloración amarilla anaranjada intensa (**Figura 21d**). Se observan laminaciones y bandas de carbonatos, además de algunos nódulos de ulexita/yeso diseminados en la unidad.

- **Evaporitas**

Unidad de sulfatos/boratos masivos, de coloración blanquecina (**Figura 21e**). Con arcillas y arenas finas a medias cementadas por las evaporitas, que otorgan un alto grado de consolidación y dureza al tramo. En algunos tramos es posible observar cristales de yeso seleníticos de buen habito.

Depósitos aluviales (Gms)

Arenas, limos y gravas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 139,00 al metro 190, 36, con una potencia de 51,36 metros. Esta unidad de composición volcanosedimentaria, se interpreta como un depósito aluvial. La cantidad de clastos angulosos, la ausencia de estructuras de imbricación y la pobre selección de los clastos, sugiere un transporte corto, probablemente generado por un flujo en masa de alta energía.

Estas corresponden a gravas limosas, arenosas, color pardo, de matriz soportada arcillosa (**Figura 21f**). Gravas polimícticas con clastos de composición volcánica, de pobre selección, que predominan subredondeados, de entre 1 y 2 milímetros, con trazas de arenas finas a medias. Se observa un aumento de la cantidad de clastos y su tamaño en profundidad. Con clastos mayores de hasta 8 centímetros. Se presenta en algunos tramos nódulos de yeso/ulexita.

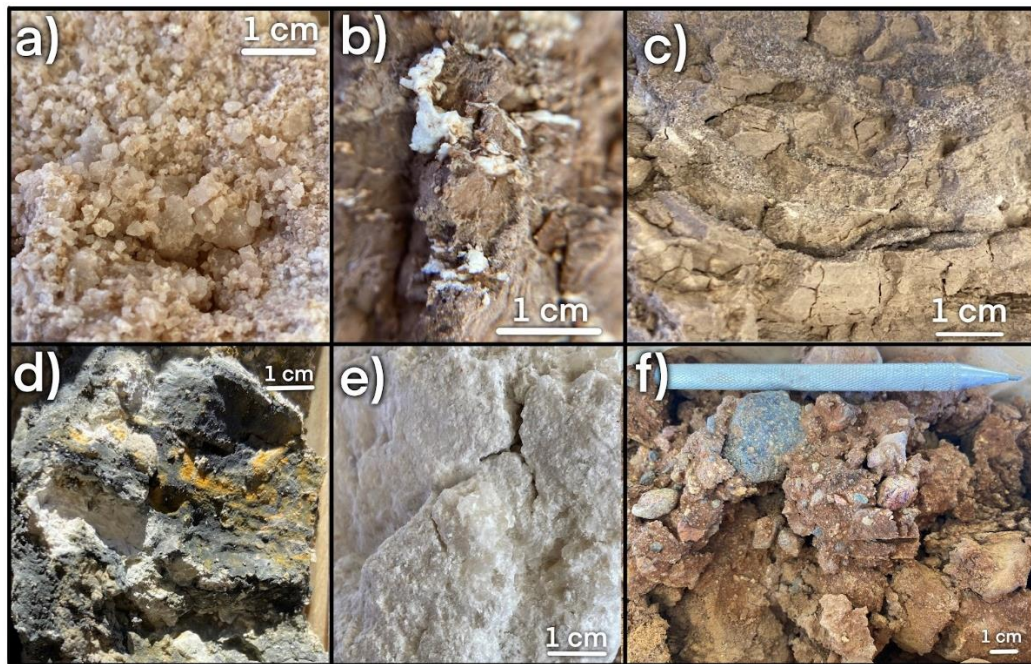


Figura 21. Litologías identificadas en el sondaje SON-2, hasta el metro 190,36. a) Costra salina superficial; b) Nódulos de ulexita/yeso en arcillas; c) Intercalaciones de arenas finas en las arcillas; d)

Mineralización de oropimente en arcillas negras; e) Nivel de sulfatos/boratos masivos; f) Gravas arenosas limosas.

Secuencia Volcanoclástica este (V-Gms)

Arenas, arcillas, Tobas e Ignimbritas, líticas a cristalinas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 190,36 al metro 266,15, con una potencia de 75,79 metros, y se interpreta como un retrabajamiento de los depósitos piroclásticos de flujo y de caída circundantes a la cuenca. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Volcanoclástico**

Unidad volcanoclástica (**Figura 22a**), de matriz ceniza cristalina con abundantes biotitas. Líticos volcánicos, predominan clastos andesíticos y de tobas cristalinas verdosas (**Figura 22b**). Hacia el final aumenta el contenido de arenas finas, medias y arcillas en la unidad a medida que se aproxima a una posible zona de falla. La unidad presenta una zona de intensa oxidación de coloración rojiza que indican que esta podría tener un importante aporte de aguas subterráneas.

- **Tefra parda y rosada**

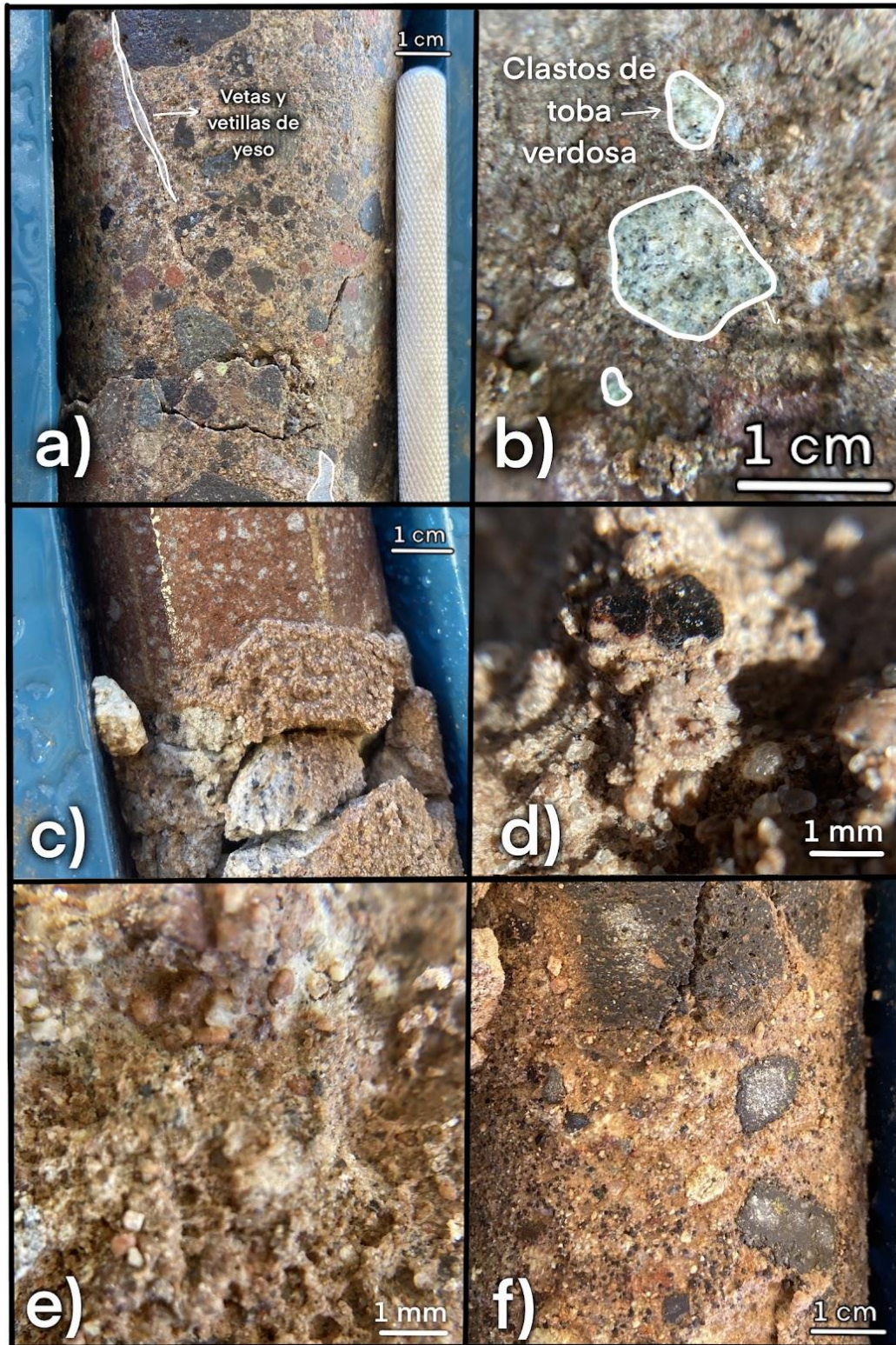
Depósitos piroclásticos de matriz ceniza cristalina con cristales de cuarzos subangulosos a subredondeados (**Figura 22c**). En la unidad se disponen clastos volcánicos de hasta 14 centímetros de tobas de ceniza cristalina y se observa un clasto de tamaño considerable de toba brechosa de coloración rojiza, de aproximadamente 1 metro. Matriz rica en biotitas tabulares de buen habito. Las biotitas se presentan alteradas de coloración ocre brillante y rojiza (**Figura 22d**). Se observan algunos tramos en la unidad de alteración clorita epidota.

Depósito aluvial profundo (Gms2)

Gravas limosas arenosas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 266,15 al metro 275,00, con una potencia de 8,85 metros. Esta unidad de composición volcanosedimentaria, se interpreta como un depósito aluvial (probable flujo de detritos subaéreos). La cantidad de clastos angulosos, la ausencia de estructuras de imbricación y la pobre selección de los clastos, sugiere un transporte corto, probablemente generado por un flujo en masa de alta energía.

Estas corresponden a gravas limosas con clastos volcánicos matriz ceniza y arcillas (**Figura 22e** y **Figura 22f**). Clastos subangulosos a subredondeados. Predominan clastos 1 a 3 centímetros, y milímetros de 1 a 5 milímetros. Unidad rica en arcillas. Unidad parda con intercalaciones de



arenas finas y medias. En profundidad aumenta el contenido de arenas medias y toma una coloración más oscura desde los 273.95.

Figura 22. Litologías identificadas en el sondaje SON-2, desde el metro 190,36. a) Unidad volcanoclástica; b) Clastos volcánicos de tobas de coloración verdosa; c) y d) Tobas pardas rosadas, con biotitas euhedrales; e) y f) Gravas arenosas/limosas.

5.2.3. Descripción litológica MC2

En el sondaje MC2 se definieron 5 unidades litológicas principales, que se encuentran descritas desde la más somera a la más profunda a continuación:

Aluvial antiguo (MsPa)

Arenas medias, gravas arenosas y arenas finas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 6,00 al 17,15, con una potencia de 11,15 metros, se asocian a llanuras aluviales y flujos fluviales relativamente recientes y se interpretan como parte de los depósitos que conforman el aluvial antiguo (MsPa). A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Arenas medias y gravas arenosas**

Corresponden a depósitos de arenas líticas (10% cuarzo), moderadamente seleccionadas, de matriz carbonatada, arcillosa (25-30%). Estas se alternan en tramos de 15 a 20 centímetros aproximadamente, con gravas arenosas de pobre selección, con clastos subredondeados. Las gravas presentan gradación inversa, con clastos que disminuyen de hasta 4 centímetros a 0,5 - 1 centímetros, monomícticos, andesíticos (**Figura 23a**).

- **Arenas finas con laminaciones de arcillas**

A partir del metro 10,05, pasan a arenas finas cristalinas, cuarzosas (15-20% líticos) de coloración gris-parda, de buena selección, con laminaciones de arcillas pardas (**Figura 23b**). Las arenas presentan matriz carbonatada, arcillosa (5%-10%).

Depósitos lacustres y evaporíticos (FI)

Alternancia de arcillas y arcillas arenosas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 17,15 al 53,55, con una potencia de 36,40 metros, y se interpretan como depósitos lacustres cíclicos de baja energía, y corresponden a depósitos de granulometría fina. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Arcillas y arenas finas pardo rojizo**

Arcillas pardas rojizas masivas (**Figura 23c**) con algunas alternancias menores de arenas medias y finas de 10 - 15 centímetros localizadas. Las arenas se presentan cristalinas de coloración gris. Se intercalan con algunos tramos de arenas medias y finas, de coloración gris y cristalinas. Esta unidad presenta cementación carbonatada.

- **Arcillas verdes**

Predominancia de arcillas verdes, con algunas zonas de arcillas negras (probable contenido orgánico), y algunas trazas e intercalaciones localizadas de arenas finas y medias, cristalinas. Unidad rica en mineralización de azufre y arsénico, que se presenta masivo rellenando fracturas, de coloración amarilla anaranjada intensa. Las arcillas verdes se presentan masivas, de matriz fuertemente carbonatada. Se observan clasto de carbonatos de hasta 4 cm (**Figura 23d**).

Depósitos aluviales (Gms)

Gravas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 53,55 al metro 112,30, con una potencia de 58,75 metros. Esta unidad de composición volcanosedimentaria, se interpreta como un depósito aluvial. La cantidad de clastos angulosos, la ausencia de estructuras de imbricación y la pobre selección de los clastos, sugiere un transporte corto, probablemente generado por un flujo en masa de alta energía.

Estas corresponden a gravas arenosas, color pardo, de matriz soportada de arenas finas cristalinas, mal consolidadas de fácil segregación (**Figura 23e**). Predominan clastos subredondeados a subangulosos de entre 2 y 5 milímetros, y de 3 a 5 centímetros, con algunos clastos angulosos menores. Gravos oligomícticas con clastos de composición volcánica, predominantemente dioríticos y en menor medida andesíticos, de pobre selección, con trazas de arenas finas a medias. Se observa un aumento de la cantidad de clastos y su tamaño en profundidad. Con clastos mayores de hasta 15 centímetros.

Depósito piroclástico este (Tpr)

Tefra parda rosada cristalina (Ignimbrita).

Esta unidad se encuentra desde el metro 112,30 al metro 230,90, con una potencia de 118,60 metros, y se interpretan como depósitos piroclásticos de flujo y de caída. Corresponden a depósitos de ceniza no consolidados de fácil segregación, pardas rosadas, con pómez de textura fibrosa (**Figura 23f**), y estructuras de flujo, soldadas (Ignimbrita). Las pómez presentan vesículas y amígdalas rellenas. Se observan biotitas euhedrales negras (3-5%, **Figura 23g**) de hasta 2 milímetros, cuarzos angulosos, y líticos volcánicos (5-10%), de coloración rojiza e intensa oxidación, subangulosos, lo que podría indicar que la unidad se encuentra saturada. Matriz ceniza fina-media con abundantes cuarzos mayores (10%), y pómez (10%), de hasta 15 cm. La unidad toma una coloración más oscura en profundidad, pasando a una tefra lapillítica a los 179, 15 metros, con mayor contenido de fragmentos mayores a 2 milímetros (20-25%), y de fragmentos de pómez de hasta 15 cm. Estas disminuyendo a partir de los 190,00 metros, a cenizas finas a muy finas cristalinas, de abundante matriz.



Figura 23. Litologías identificadas en el sondaje MC2, hasta el metro 230,90. a) y b) Depósitos aluviales antiguos (MsPa); c) Arcillas pardas rojizas; d) Arcillas verdes; e) Depósitos aluviales Gms; f) y g) Tefra parda rosada (Tpr).

Secuencia Volcanoclástica este (V-Gms)

Gravas y arenas tobáceas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 230,90 al metro 276,55, con una potencia de 45,65 metros, y se interpreta como un retrabajamiento de los depósitos piroclásticos de flujo y de caída circundantes a la cuenca. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Alternancia de gravas tobáceas arcillosas con arenas tobáceas y cenizas**

Alternancia de arenas gravosas/gravas de coloración rojiza y cenizas (**Figura 24a**). Las gravas se presentan de matriz arena fina y cenizas arcillosas con líticos volcánicos andesíticos monomícticos de hasta 10 centímetros, de matriz soportada. Las arenas son líticas de granulometría fina. Las gravas y arenas gravosas se alternan con tramos de cenizas alteradas y cementadas por la sales en tramos de 20-30 cm al principio, hasta tramos de 1,20 metros.

Se observan tramos alterados de coloración rojiza morada (**Figura 24b**) hasta los 240.40, ricos en arcillas (20-30%), probables zonas saturadas. Las gravas son de matriz ceniza cristalinas y

líticas con cuarzos vitreos subangulosos. Los líticos disminuyen en tamaño y cantidad en profundidad, y se alternan tramos brechosos con tramos arenosos (**Figura 24c y Figura 24d**).

Entre los metros 261,35 y 262,75 se presenta una zona de falla rica en arcillas pardas con trazas de arenas finas y en menor medida arenas medias. Se observan planos de fallas, estrías y cenizas cristalinas alteradas arcillosas.

- **Arenas tobáceas y cenizas pardas ricas en vetas y bandas de yeso**

Arenas tobáceas cristalinas con vetas de yeso (**Figura 24e**), presentan cuarzos subangulosos y escasos líticos milimétricos muy pequeños, no se observan biotitas (**Figura 24f**). Estas pasan a depósitos de ceniza fina. Unidades muy ricas en yeso, masivos de color blanquecino, blandos en alternancias con las ceniza (**Figura 24g**). Presentan algunos tramos menores brechosos muy localizados (lapilli) y tramos arcillosos maleables. Matriz muy fina (ceniza), afanítica, con algunos cristales alargados de coloración verde muy pequeños (posible vidrio) y líticos pequeños (10%).

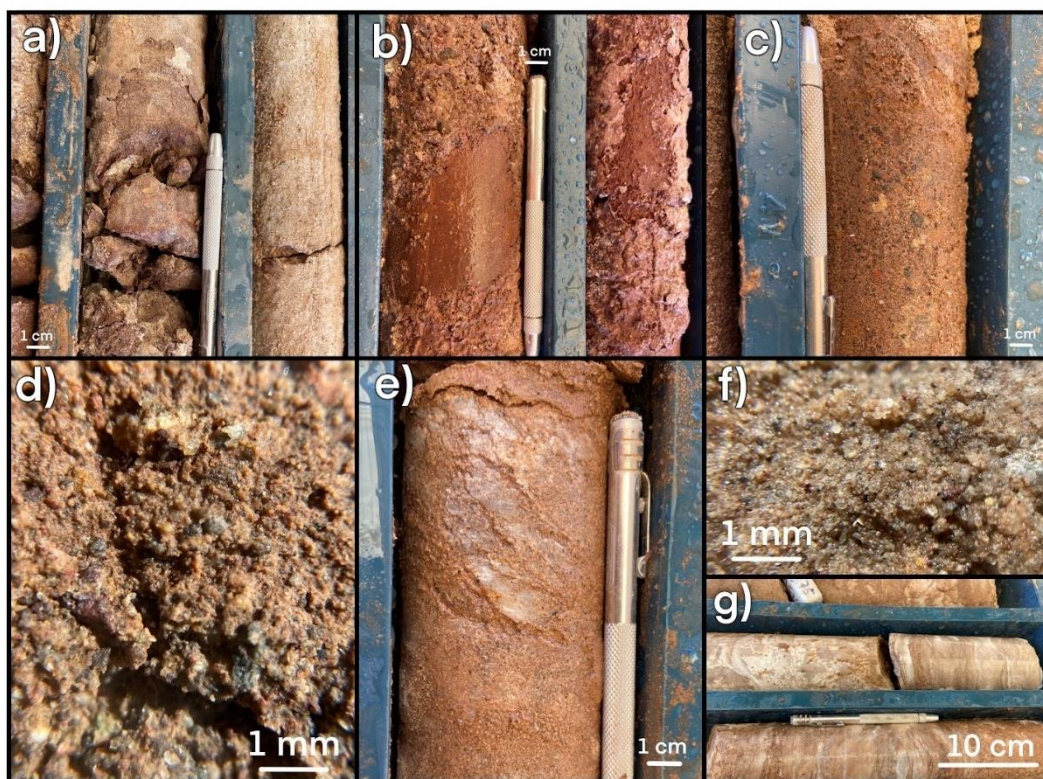


Figura 24. Secuencia volcanoclástica identificada en el sondaje MC2. a) Alternancia de gravas tobáceas y cenizas; b) Zona de alteración arcillosa rojiza; c) y d) Arenas gravosas tobáceas; e), f) y g) Arenas tobáceas y cenizas ricas en vetas y bandas de yeso.

5.3. Sondajes Oeste.

En este capítulo se muestran los resultados de la descripción de los sondajes del sector oeste del salar realizados en las pertenencias mineras de Codelco por la empresa EMSA. Los sondajes de diamantina se describieron litológicamente, destacando sus características texturales. En los anexos se encuentra la digitalización mediante fotografías que se les realizó a los sondajes.

5.3.1. Descripción litológica SON-6

En el sondeo SON-6 se definieron 4 unidades litológicas principales que se encuentran descritas desde la más somera a la más profunda a continuación:

Depósitos lacustres y evaporíticos (FI)

Intercalaciones arenas y arcillas color pardo.

Esta unidad se encuentra desde el metro 24,60 al 32,10, con una potencia de 7,50 metros, y se interpreta como depósitos lacustres cíclicos de baja energía. Corresponden arcillas pardas (**Figura 25a**), con algunos niveles localizados de arenas finas líticas y limos de coloración amarilla, tramo de matriz carbonatada. Seguidas de una unidad de arenas con intercalaciones centimétricas de arcillas. Las arenas se presentan de buena selección, cristalinas, de granulometría fina a media, matriz carbonatada, con bandas centimétricas de carbonatos y yeso, líticos tamaño grava fina, y cristales secundarios de yeso selenítico y halita. Unidad de fácil segregación, moderada a mal consolidada.

Depósitos aluviales (Gms)

Gravas arenosas limosas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 32,10 al metro 47,20, con una potencia de 15,10 metros. Esta unidad de composición volcanosedimentaria, se interpreta como un depósito aluvial. Se presentan como depósitos de gravas de clastos subangulosos, matriz limos y arena media, cristalina (**Figura 25b**). Gravos polimícticas, de líticos volcánicos predominantemente tobas grises blancas y rosadas, y andesitas. Gravos arenosas limosas de mala selección. Los clastos varían de 2 a 3 centímetros, hasta clastos de 10 centímetros.

Depósitos volcanoclásticos sector oeste

Depósitos de ceniza, lapilli y lapilli brechosa.

Esta unidad se encuentra desde el metro 47,20 al metro 179,60, con una potencia de 132,40 metros, y se interpreta como depósitos piroclásticos de flujo y de caída. A continuación se

describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad, de la más somera a la más profunda:

- **Tefra rosada (Ignimbrita; Tr)**

Depósitos piroclásticos no consolidados, de coloración rosadas de matriz ceniza cristalina (5-10% líticos). Se observan cuarzos subangulosos de buen hábito, biotitas euhedrales (**Figura 25d**) y abundantes pómez (**Figura 25c**). Sobre las tobas se forma una costra de sal, con cristales de halita secundaria. Presenta líticos de 1 a 2 milímetros y algunas intercalaciones de cenizas grises no consolidadas. Tramo fácilmente segregable pero de buena consolidación. Se intercalan tobas de coloración más blanquecina con tobas pardas. Las tobas toman una coloración más parda en profundidad y las pómez aumentan en tamaño, se observan pómez de hasta 4 centímetros. El tramo presenta clastos con oxidación intensa, probable zona saturada. Esta unidad presenta una alta porosidad.

- **Toba de lapilli (TLp)**

Tobas de lapilli, pardas café (**Figura 25e** y **Figura 25f**). Se observan minerales de coloración verdosa y brillo vítreo probable vidrio. Presenta líticos volcánicos (10-15%) de hasta 5 centímetros, predominantemente andesíticos, de mala selección, subangulosos. Predominan líticos de 2 a 3 milímetros y de 2 a 4 centímetros, las pómez se presentan pequeñas y subangulosas. Tobas de cuarzos subangulosos a angulosos y biotitas euhedrales. Unidad rica en sales, con cristales de sal secundarios aciculares y cúmulos de sales cubriendo el sondaje. Estas otorgan compactación y dureza al tramo.

- **Lapilli brechosa arenosa (R-TCg)**

Alternancia de tefra de lapilli y ceniza brechosa arenosa con tobas grises de ceniza cristalina (clastos métricos). Toba gris cristalina de ceniza y lapilli, brechosa arenosa (**Figura 26a** y **Figura 26b**). Las biotitas se presentan subhedrales con oxidación. Se observan algunos líticos tamaño grava fina, moderadamente seleccionada. Se intercalan tramos de menor consolidación y mala selección con líticos mayores de hasta 17 centímetros, con clastos de tobas grises de hasta 2 metros. Los clastos presentan un moderado grado de oxidación. La toba gris es rica en biotitas (10-15%), con cuarzos subangulosos a angulosos, con algunos tramos con máficos de orientación horizontal. El sondaje se encuentra cubierto por una capa de sal y sulfatos/boratos, y se observan cúmulos de sulfatos/boratos localizados y cristales de halita secundarios diseminados.

Esta unidad se encuentra mal a moderadamente consolidada, de pobre selección e intensamente alterada por arcillas de coloración rojiza, arenas y sales que recubren y cementan los depósitos, por lo que se infiere correspondería a un retrabajamiento de las unidades piroclásticas adyacentes, probablemente debido a un evento aluvial. El tamaño métrico de los clastos y su

pobre selección podría indicar que correspondería a un evento generado por un flujo en masa de alta energía.

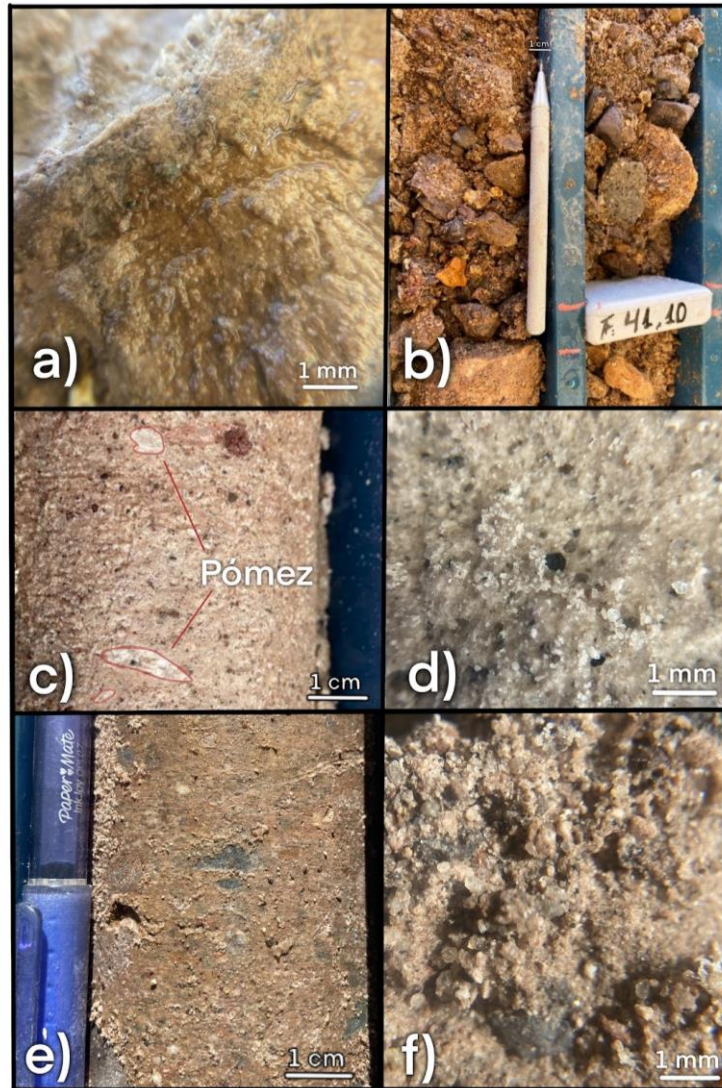


Figura 25. Litologías identificadas en el sondeaje SON-6, hasta el metro 179,60. a) Arcillas color pardo; b) Gravas arenosas limosas; c) Tefra rosada con abundantes pómez; d) Biotitas euhedrales en la tefra rosada; e) y f) Tobas de lapilli.

- **Toba cristalina gris a parda, con tramos de textura brechosa (TCg)**

Toba de ceniza cristalina color pardo claro, de buena consolidación pero segregable fácilmente. Se observan biotitas euhedrales y oxidadas, abundantes (25%), algunos líticos mayores, volcánicos de lavas, localizados, de hasta 6 centímetros pero escasos, clastos tobáceos (**Figura 26c** y **Figura 26d**), y pómez alargadas. La unidad presenta máficos orientados y alargados, y cristales de cuarzo mayores, translúcidos y grises (entre un 2 a 3%). Sobre el sondeaje se forma una costra de sales de coloración blanquecina.

- **Toba de ceniza blanca (TCb)**

Toba de lapilli y ceniza cristalina, color blanco, de fácil segregación (**Figura 26e y Figura 26f**). Presenta líticos volcánicos de hasta 5 centímetros, óxidos rellenando fracturas y biotitas pequeñas oxidadas (entre un 2 a 3%). Se observan algunos líticos tamaño grava fina a gruesa de hasta 5 centímetros, muy localizados. Toba de porosidad alta y buena selección.

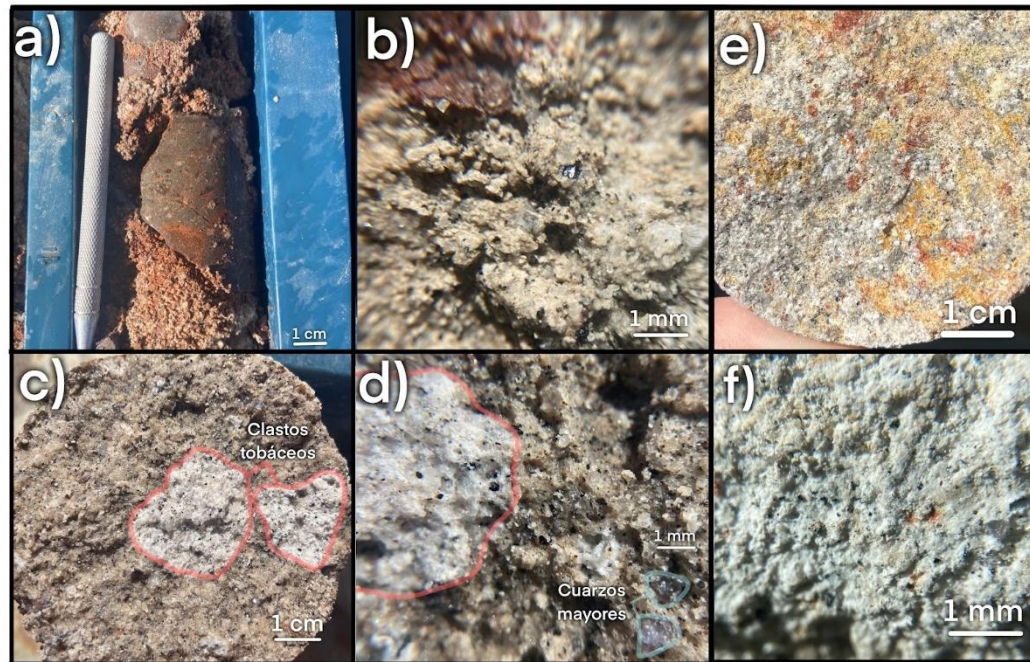


Figura 26. Litologías identificadas en el sondaje SON-6, desde el metro 179,60. a) y b) Lapilli brechosa arenosa (R-TCg); c) y d) Toba cristalina gris a parda (TCg), en rojo clastos tobáceos, y en celeste cuarzos mayores vítreos; e) y f) Toba de ceniza blanca (TCb).

Basamento sedimentario (Gcm-FI-SI)

Arenisca, conglomerado y lutitas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 179,60 al metro 200,00, con una potencia de 20,40 metros. Esta unidad de composición sedimentaria se interpreta como parte del basamento de la cuenca, probablemente parte de las unidades sedimentarias que afloran en las inmediaciones del sector oeste de la cuenca del salar de Maricunga. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Intercalaciones de arenisca, conglomerado y lutitas, líticas y cuarzosas, de coloración roja y verde**

Conglomerados polimícticos, mal seleccionados, con clastos volcánicos redondeados y subredondeados (**Figura 27a y Figura 27e**), predominantemente andesíticos. Estos se intercalan con tramos de areniscas medias y gruesas (**Figura 27a y Figura 27c**), líticas cuarzosas, y tramos de lutitas rojas y verdes con clastos de carbonatos de coloración blanca y oscura (**Figura 27b y Figura 27f**). La unidad presenta vetillas y fracturas rellenas de carbonatos (**Figura 27d**), óxidos en pátinas en algunas fracturas y pirolusita. Depósitos de fracturamiento alto a moderado y alto grado de compactación.

Esta unidad se encuentra en contacto con las tobas del sector oeste por un tramo arcilloso maleable de alto fracturamiento, que presenta un plano de falla con estrías notables. La gran cantidad de óxidos de coloración rojiza en este tramo podrían indicar la presencia de aguas subterráneas que afloran por medio de esta.

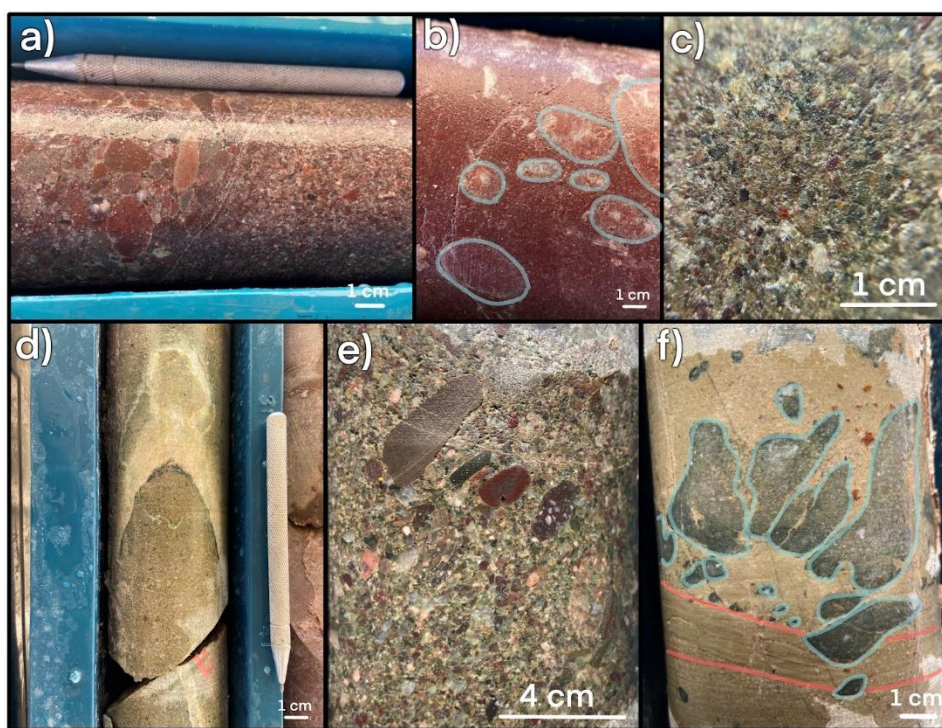


Figura 27. Intercalaciones de areniscas, conglomerados y lutitas (Gcm-FI-SI). a) Contacto entre conglomerados rojos y areniscas; b) En azul clastos de carbonatos en lutitas rojas; c) Areniscas verdes; d) Vetas de calcita en areniscas; e) Clastos alargados y orientados en matriz de areniscas verdes; f) En azul clastos de carbonatos y en rojo laminaciones, en lutitas verdes.

5.3.2. Descripción litológica SONDDH-2

En el sondaje SONDDH-2 se definieron 4 unidades litológicas principales que se encuentran descritas desde la más somera a la más profunda a continuación:

Depósitos lacustres y evaporíticos (FI)

Arcillas color pardo, sales y sulfatos/boratos.

Esta unidad se encuentra desde el metro 6,50 al 46,03 con una potencia de 39,53 metros, y se interpreta como depósitos lacustres cíclicos de baja energía. Corresponden a depósitos de arcillas y arcillas arenosas finas, con cristales de sal cúbicos y bandas de sal cristalina (**Figura 28**). Se intercalan niveles de coloración blanca, de sulfatos/boratos y sales de hasta 35 centímetros (9.15-9.50), con arcillas y arcillas arenosas finas de color pardo y pardo claro (niveles ricos en evaporitas), matriz carbonatada, y cristales de halita cúbicos diseminados en las arcillas de hasta 4 centímetros. Se observan cúmulos de sulfatos/boratos diseminados en la unidad. y presenta bandas y laminaciones de carbonato. Niveles cementados por sales y carbonatos que dan compactación y dureza al tramo.

Esta unidad se intercala con niveles de sulfatos/boratos, carbonatos y sales masivos, de alta efervescencia, de hasta 1,90 metros de espesor (**Figura 28c**).

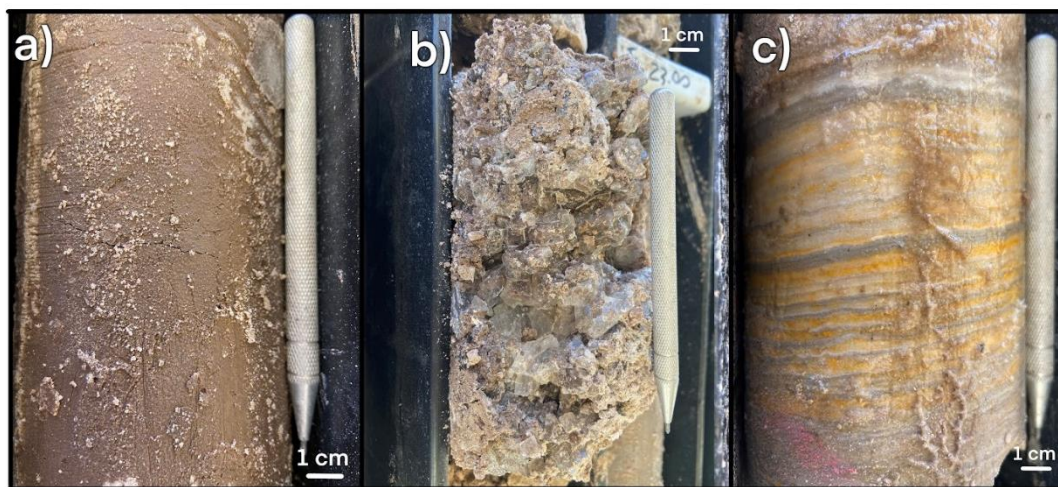


Figura 28. Litofacies lacustres (FI). a) Arcillas masivas; b) Sales cristalinas; c) Nivel de sulfatos/boratos con laminaciones de arcillas y oropimente.

Depósitos aluviales (Gms)

Arenas y arenas limosas gravosas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 46,03 al metro 57,60, con una potencia de 11,57 metros. Esta unidad de composición volcanosedimentaria, se interpreta como un depósito aluvial. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Arenas con intercalaciones de arcillas color pardo**

Arcillas pardas masiva con intercalaciones de Arenas finas cristalina (20% líticos) con oropimente diseminados de intenso olor, que alcanzan potencias de hasta 30 centímetros, bandas de arenas de 10-15 centímetros y arcillas de hasta 45 centímetros, arenas mal consolidadas de fácil segregación, de escasa a nula matriz. Arcillas de matriz carbonatada. En profundidad las arenas toman una coloración anaranjada-amarilla debido al alto contenido de oropimente y limos.

- **Arenas limosas gravosas**

Arenas pardas amarillas, de granulometría fina a media (**Figura 29a**), limosas con líticos tamaño grava volcánicos, pobremente seleccionados, predominantemente de 2 a 4 milímetros y algunos líticos mayores de hasta 3 centímetros, líticos subredondeados, matriz soportados. Tramo de baja recuperación y poca consolidación.

Depósitos volcanoclásticos sector oeste

Depósitos de ceniza, lapilli y lapilli brechosa.

Esta unidad se encuentra desde el metro 57,60 al metro 242.05, con una potencia de 184,45 metros, y se interpreta como depósitos piroclásticos de flujo y de caída. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad de la más somera a la más profunda:

- **Tefra rosada (Ignimbrita; Tr)**

Tefra de coloración rosadas de matriz ceniza cristalina. 5-10% líticos. Cuarzos subangulosos de buen habito y biotitas euhedrales (1-0.5%). Sobre las tobas se forma una costra de sal, con cristales de halita secundaria. Los líticos varían en tamaños de 1 a 2 milímetros. Con algunas intercalaciones de cenizas (tefra). Tramo fácilmente segregable pero de buena conservación. Se intercalan tobas de coloración más blanquecina con tobas más pardas. Las tobas toman una coloración más parda rosada en profundidad. Se observan pómez de hasta 2 centímetros (**Figura 29b**). La presencia de numerosos clastos con oxidación podría indicar que el nivel se encuentra saturado.

A partir del metro 123,00 aumenta el contenido de sales formando una costra sobre el sondaje. La toba se presenta como arena fina, de muy fácil segregación. Seguido de un tramo bien consolidado de alta dureza cementado y cubierto por las sales a partir de los 128,92 metros.

- **Arena gravosa y gravas, con ceniza y lapilli parda rosada (R-TLCg)**

Arena gravosa con líticos volcánicos, tramos no consolidados, de coloración parda rojiza oscura (**Figura 29c**). Arenas medias (1 a 2 milímetros), con líticos milimétricos de 1 a 3 milímetros (25-30%) y mayores localizados de hasta 15 centímetros, pero escasos, localizados. Los líticos aumentan en profundidad a partir de los 144.50 metros, hasta líticos de tobas grises de 20 centímetros. Estos clastos mayores se alternan con tramos de cenizas y lapilli pardas rosadas alteradas y cementadas por las sales.

Esta unidad se encuentra mal a moderadamente consolidada, de pobre selección e intensamente alterada por arcillas de coloración rojiza, arenas y sales que recubren y cementan los depósitos, por lo que se infiere correspondería a un retrabajamiento de las unidades piroclásticas adyacentes, probablemente debido a un evento aluvial. El tamaño de los clastos y su pobre selección podría indicar que correspondería a un evento generado por un flujo en masa de alta energía.

- **Toba cristalina gris, con tramos brechosos (TCg)**

Ceniza gris cristalina, con biotitas euhedrales y máficos de hornblenda tabulares verdosos (15-20%), y cuarzos subangulosos. Se observan algunas biotitas euhedrales negras, y algunos cristales verdosos translúcidos (probable vidrio). Se intercalan tramos brechosos con líticos volcánicos angulosos, con tramos de ceniza (**Figura 29d**). Mal seleccionado polimíctico, con pómez blancas angulosas y redondeadas.

Esta unidad se encuentra intensamente alterada por un evento que inicia a los 150,70 metros hasta el metro 171,00, otorgando coloraciones rojizas y amarillas intensas al tramo (**Figura 29e**). Se observa un segmento de tobas brechosas con líticos volcánicos alterados con halos y coloraciones rosadas entre los 165.50 y 170.00 metros (**Figura 29f**). Los tramos son arcillosos y limosos, con limolitas supergenas de coloraciones amarillas muy intensas, con alteraciones destructivas caóticas. Probablemente se deba a un evento hidrotermal que afecta a las unidades piroclásticas adyacentes.

- **Toba de lapilli brechosa, rosada (TLCr)**

Toba de lapilli, de matriz ceniza cristalina, unidad rica en biotitas oxidadas con halos de coloración rojiza (**Figura 30b**). Se observan fragmentos líticos mayores (10%, textura brechosa) de hasta 5 centímetros localizados, y pómez con vesículas y textura fibrosa, de hasta 4 centímetros (**Figura 30a**). Además de algunas vetas de yeso de hasta 15 centímetros. La unidad

se encuentra bien consolidada de coloración rojiza en algunos tramos, probablemente otorgada por los óxidos.

A partir de los 172,35 metros aumenta la cantidad de líticos y pómez diseminados en la unidad, así como su tamaño. Los clastos tobáceos alcanzan un 25-30%, de hasta 8 centímetros en su eje más largo. Predominan los líticos volcánicos milimétricos de 1 a 3 milímetros, y se presentan algunos líticos de hasta 2 centímetros. Predominan clastos tobáceos (hasta un 30%), de coloración blanca con máficos oscuros, centimétricos de 2 a 6 centímetros y se presentan algunos clastos mayores de hasta 10 centímetros.

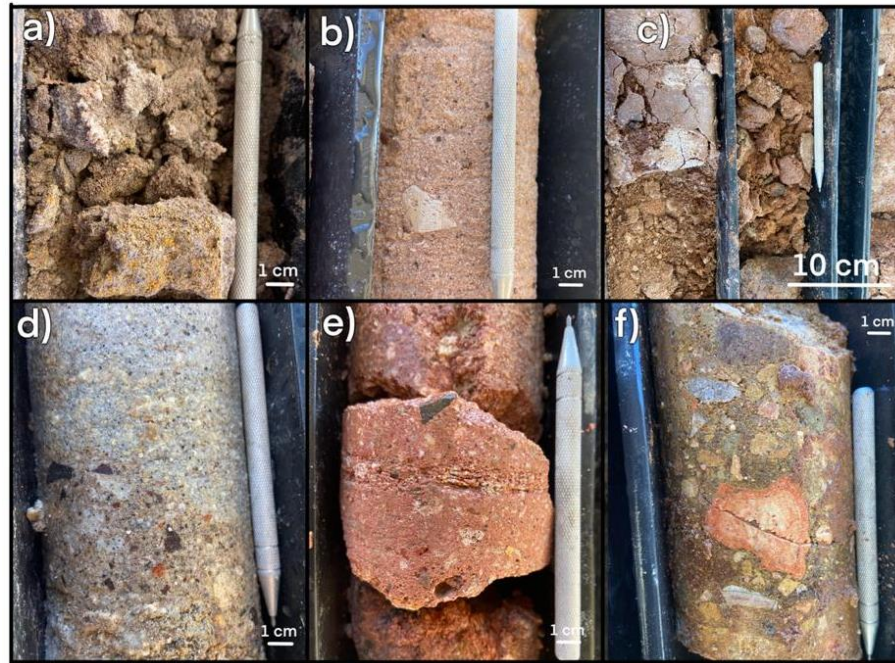


Figura 29. Litologías SONDDH-2. a) Arenas limosas (Gms); b) Tefra rosada (Tr); c) Arenas gravosas y gravas con lapilli y ceniza (R-TLCg); d) Toba gris (TLCg); e) y f) Zona de alteración.

- **Toba gris de ceniza y lapilli brechosa (TLCg)**

Toba de matriz ceniza cristalina con líticos brechosos angulosos a subangulosos, de coloración gris (**Figura 30d** y **Figura 30e**). Líticos andesíticos, angulosos a subangulosos (5 -10%), de hasta 3 centímetros y clastos tobáceos (15 -30%) de hasta 4 centímetros. Unidad de matriz ceniza más fina que la anterior, y de menor consolidación. Se observa un claro aumento de máficos de coloración negra y verdosa (hasta un 30-35% de máficos). Presenta biotitas euhedrales, no así en la unidad anterior que se encontraban muy pequeñas y destruidas. Continúan los clastos tobáceos de color blanco pero de menor tamaño. Toba de porosidad alta, las biotitas se presentan de coloración ocre, y euhedrales negras (en el último metro). Los fragmentos líticos disminuyen en profundidad en tamaño y cantidad, hasta pasar a una toba de ceniza gris a los 215,00 metros.

- **Ceniza gris blanquecina alterada (zona de falla) (TCb)**

Tefra de ceniza cristalina, de coloración gris blanquecina. Zona intensamente alterada a arcillas y óxidos, se observan zonas de cizalla y un plano de falla con estrías (**Figura 30c**). La unidad presenta intensa alteración a epidota en algunas zonas, dando una coloración verdosa al tramo. Se presentan biotitas euhedrales 15%, de coloración negra, y cuarzos mayores, translúcidos de coloración más gris (5-7%). Los cristales de cuarzo menores se observan subangulosos a angulosos, de coloración blanca.

Basamento sedimentario (Gcm-FI-SI)

Arenisca, conglomerado locales y lutitas.

Esta unidad se encuentra desde el metro 242,05 al metro 313,35, con una potencia de 71,30 metros. Esta unidad de composición sedimentaria se interpreta como parte del basamento de la cuenca, probablemente parte de las unidades sedimentarias que afloran en las inmediaciones del sector oeste de la cuenca del salar de Maricunga. A continuación se describen las principales litologías identificadas dentro de esta unidad:

- **Areniscas con niveles de lutitas, y conglomerados menores.**

Arenisca, con vetillas de calcita y cuarzo, que se entrecruzan entre sí (**Figura 30f**). Unidad de coloración rojo-violeta, con zonas de textura brechosa. Arenisca fina cuarzosa arcillosa, que se intercala con niveles de arenas gruesas, medias, conglomerados menores y tramos de lutitas rojas y negras (**Figura 30g**), tramos de buena a moderada selección. Estas unidades se intercalan con tramos de areniscas cuarzosas, de coloración verdosa, de intensa alteración arcillosa (cataclasitas) e intensamente fracturados. Zonas de falla, que abarcan tramos de hasta 3 metros de espesor, es posible observar numerosos planos de falla con estrías, y óxidos de coloración rojiza-morada rellenando fracturas (hematita), así como vetillas de coloración negra con pirita en las areniscas verdosas.

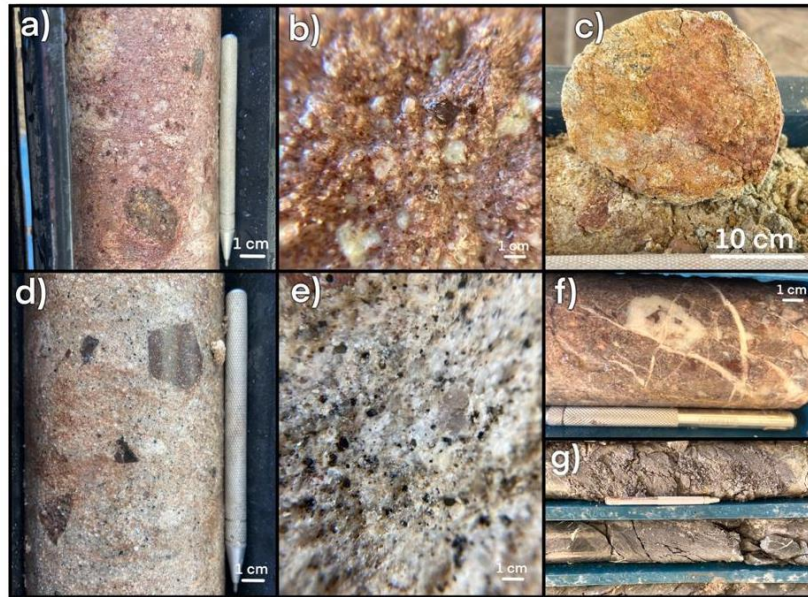


Figura 30. Litologías SONDDH-2. a) y b) Toba de lapilli brechosa rosada (TLCr); c) Ceniza gris blanquecina (TCb); d) y e) Toba gris de ceniza y lapilli brechosa (TLCg); f) Areniscas rojas; g) Lutitas negras.

5.4. Facies y asociaciones de facies

La estratigrafía del salar de Maricunga se identifica por una secuencia sedimentaria y volcánica. Las litofacies clásticas fueron definidas considerando sus atributos sedimentarios primarios tales como su litología, tamaño de grano, textura, fábrica y estructuras sedimentarias. La clasificación de litofacies utilizada en este estudio sigue el sistema introducido por Miall (1977, 1978) y Rust (1978), y posteriormente ampliado por varios autores para depósitos fluviales y relacionados con aluviones en ambientes volcánicos (Smith, 1986, 1987; Waresback y Turbeville, 1990; Zanchetta et al., 2004). Para las interpretaciones se utilizaron los trabajos de Walker, R. y James, N. (1992); Davies (2009); Mial (1996, 2010); Einsele (1992).

Por otro lado la interpretación de facies y ambientes volcanoclásticos se basó en Cas y Wright (1987), y Branney & Kokelaar (2002), y otros trabajos relacionados a ambientes volcanoclásticos como Sohn et al. (1999); Smith (1986); Khalaf (2012). Estas facies fueron descritas en base al tamaño de grano y su composición (Schmidt, 1981). Para este trabajo se utilizó el concepto de depósito volcanoclástico propuesto por Fisher (1961) y redefinido por Fisher y Smith (1991), este incluye todo depósito clástico formado en parte o totalmente por fragmentos volcánicos originados a partir de fragmentación mecánica por procesos volcánicos primarios o por re-sedimentación incluyendo los depósitos autoclásticos, piroclásticos y volcanogénicos (aquellos que han sufrido un retrabajo a partir de sistemas sedimentarios). Entre las litofacies volcanoclásticas se identificaron depósitos de ceniza, tobas e ignimbritas, tanto cristalinas como líticas, así como depósitos volcanoclásticos retrabajados de gravas y arenas tobáceas (depósitos volcanogénicos).

5.4.1. Análisis de facies

Se describieron y clasificaron 38 litofacies en los sondeos estudiados, las cuales se agruparon en 13 tipos de litofacies principales, estas se presentan a continuación en la **Tabla 3**, con su respectivo análisis y descripción. Para definir los ambientes deposicionales, las litofacies se dividieron en cinco asociaciones de facies: evaporíticas, fluviales, aluviales, volcanogénicas y piroclásticas.

Tabla 3. Interpretación y análisis de facies de las unidades litológicas identificadas en los sondeos.

Código litofacie	Litología	Textura y composición	Estructuras / Características	Interpretación	Asociación de facies	Ambiente
HS y HI	Halita superior e inferior (Costra salina)	Depósitos evaporíticos. Sales, cristalinas, masivas, translúcidas y de coloración blanca. En algunas secciones se encuentran cubiertas por arcillas y arenas, debido a la erosión de los depósitos volcánicos y sedimentarios circundantes	Masivas	Depósitos de evaporitas que se forman en ambientes de lago y salinas, característicos de cuencas endorreicas, generados debido a altas tasas de evaporación y bajas precipitaciones.	Facies evaporíticas	Lacustre
FI	Alternancia de arcillas y arcillas arenosas, con laminaciones y bandas de evaporitas.	Depósitos cíclicos, niveles de evaporitas alternando con niveles de arcillas, arcillas arenosas y carbonatos. Moderada a buena selección.	Laminación paralela / Cementación carbonatada y evaporítica.	De acuerdo con el tamaño de grano se puede interpretar que estas partículas fueron depositadas en un ambiente de baja energía por decantación o tracción-decantación. La cementación carbonatada y evaporítica son características de lagos salinos en regiones áridas. Así como la coloración rojiza es característica de depósitos fluviales. Por lo que se infiere corresponderían a depósitos lacustres de baja energía.	Facies lacustres, evaporíticas y fluviales subordinadas	Lacustre
MsPa	Arenas y gravas arenosas	Depósitos oligomícticos de clastos subangulosos pobremente seleccionados. Las arenas se presentan cristalinas de medias a finas con laminaciones de arcillas. Matriz arcillosa y carbonatada.	Estratificación paralela y laminaciones. Gradación inversa	Corresponden a los depósitos aluviales antiguos MsPa o MsPla del Mioceno superior – Plioceno, asociadas a abanicos aluviales y sistemas de drenaje (Iriarte, 1999).	Facies aluviales	Aluvial
Gms y Gms2	Arenas limosas, gravas limosas y Gravas	Secuencias granocrecientes de arenas limo arcillosas a gravas limo arcillosas y gravas arenosas pardas. Con clastos volcánicos polimícticos, predominantemente subredondeados.	Masivas / Gradación normal	La cantidad de clastos angulosos, la ausencia de estructuras de imbricación y la pobre selección de los clastos, sugiere un transporte corto, probablemente generado por un flujo en masa de alta energía.	Facies aluviales. flujo de detritos subaéreos	Aluvial
V-Gms	Gravas volcanoclásticas, tobas y cenizas (Secuencia volcanoclástica este, superior)	Gravas del líticos volcánicos polimícticos, subangulosos a subredondeados de matriz soportada, matriz ceniza lítica arcillosa. Se alternan con depósitos de cenizas, y arenas.	Masivas / Polimícticas, fábrica caótica	El tamaño de grano indica que estas partículas fueron depositadas en un ambiente de alta energía. La gran cantidad de clastos angulosos y la ausencia de imbricación sugiere que la distancia de transporte fue reducida o a través de un flujo de alta viscosidad (Sohn et al., 1999). Mientras que los espesores métricos, la pobre selección y la ausencia de estructuras sugiere que se depositaron en masa (Smith 1986; Khalaf, 2012). Por lo que se interpreta como un retrabajamiento de los depósitos piroclásticos, por un flujo de detritos subaéreos, o depósitos proximales de flujos en manto.	Facies volcanogénicas	Aluvial
V-SGms	Arenas, arcillas y gravas tobáceas (Secuencia volcanoclástica este, inferior)	Arenas cuarzo lítica con algunos líticos tamaño grava que aumentan en profundidad, matriz arcillosa y ceniza. Clastos de pobre selección, brechosos y arenas de moderada selección	Masivas / Gradación normal, cementación carbonatada leve	Retrabajo de depósitos volcanoclásticos primarios. Depósitos volcanoclásticos resedimentados en medios aluviales, relacionados a eventos de inundación de alta carga sedimentaria; lluvia de cenizas y corrientes de densidad piroclásticas.	Facies volcanogénicas	Aluvial
Tpr	Secuencia de tefras pardas rosadas de ceniza y lapilli (Ignimbrita)	Depósitos de ceniza no consolidados de fácil segregación, pardas rosadas, con pómez de textura fibrosa, y estructuras de flujo, soldadas (Ignimbrita). Las pómez presentan vesículas y amígdalas rellenas. Tefras de pobre selección, con una potencia de más de 100 metros. Matriz ceniza fina-media, con abundantes pómez y líticos volcánicos subangulosos.	Masivas y con estratificación paralela en tramos menores / Secuencias granodecrecientes	La presencia de pómez angulosas a subangulosas y la pobre a moderada selección indicaría que corresponderían a depósitos piroclásticos. Las capas masivas y gradación inversa son comunes en depósitos que se han acumulado por suspensión laminar (flujos de detrito).	Facies piroclásticas	Piroclástico

Tr	Tefras rosadas de ceniza, soldadas (Ignimbrita)	Tefras soldadas de coloración rosadas de matriz ceniza cristalina, de moderada a pobre selección. Presentan abundantes pómez subangulares, de textura fibrosa y vesicular. Líticos milimétricos subangulosos. Porosidad alta. Estas alcanzan potencias de hasta 80 metros en los sondeos.	Estratificación paralela con contactos difusos / Gradación normal en las pómez	La presencia de pómez y escorias angulosas a subangulosos y la pobre a moderada selección indicaría que corresponderían a depósitos piroclásticos, así como la gradación normal es común en depósitos piroclásticos de flujos de suspensión turbulentos.	Facies piroclásticas	Piroclástico
Tlp	Toba de lapilli lítica	Toba de lapilli lítica, parda café. Líticos mayores de hasta 5 cm. Pobre selección. Unidad rica en sales, con cristales de sal secundarios aciculares y cúmulos cubriendo el sondeaje. Predominan líticos de 2-3 mm y de 2-4cm.	Masivas / Gradación normal	La presencia de pómez subangulosas, la pobre selección y la textura masiva indicaría que corresponderían a depósitos piroclásticos, por la acción de procesos de depositación por agradación progresiva rápida de alta concentración (Branney y Kokelaar, 2002). La gradación normal es común en depósitos piroclásticos de flujos de suspensión turbulentos, donde ocurre una disminución en la competencia de la corriente con el tiempo.	Facies piroclásticas	Piroclástico
R-TLCg	Lapilli brechosa arenosa; arenas gravosas y gravas tobáceas	Depósito mal a moderadamente consolidado, pobremente seleccionado, con clastos volcánicos mayores de tobas gris cristalina que alcanzan tamaños de hasta 1 metro, y clastos menores de andesitas que presentan intensa oxidación. Esta unidad se encuentra intensamente alterada por arcillas de coloración rojiza, arenas y sales que recubren y cementan la unidad.	Masivas / Gravas caóticas de clastos centimétricos a métricos. Gradación normal	Los espesores métricos de los clastos, indicaría que correspondería a un flujo de alta energía, mientras que la pobre selección y la ausencia de estructuras sugieren que podrían haberse depositado en masa. Por lo que se pueden interpretar como un retrabajamiento de los depósitos piroclásticos de flujo y de caída, por un flujo de detritos subaéreos, o depósitos proximales de flujos en manto. Por lo que se infiere correspondería a un retrabajamiento de las unidades volcanoclásticas adyacentes.	Facies volcanogénicas	Aluvial
TLCg y TLCr	Toba cristalina gris, parda, con tramos de textura brechosa	Toba cristalina color pardo claro, de buena consolidación pero segregable fácilmente. Matriz ceniza. rica en biotitas tabulares 20-25%. Líticos mayores de hasta 6 cm pero escasos muy localizados, moderadamente seleccionada. Máficos orientados y alargados. Abundantes pómez. Se intercalan tramos de ceniza con lapilli brechosa.	Estratificación paralela, intercalación de toba de ceniza con toba de lapilli brechosa con contactos difusos / Las tobas de lapilli brechosa presentan gradación normal en algunos tramos	La ausencia de estructuras de tracción bien definidas, como laminaciones paralelas y oblicuas, así como la moderada selección de las tobas de ceniza, indicaría que podrían corresponder a depósitos piroclásticos de caída. Mientras que la gradación normal es común en flujos piroclásticos por suspensión turbulenta. Por lo que se infiere esta secuencia correspondería a múltiples corrientes de densidad piroclásticas de flujo y de caída.	Facies piroclásticas	Piroclástico
TCb	Toba y tefra de ceniza blanquecina	Toba y tefra de ceniza cristalina, color blanco. Líticos volcánicos tamaño grava fina a gruesa de hasta 5cm. Bien seleccionada. Matriz tamaño arena fina.	Masivas	La ausencia de estructuras de tracción bien definidas, así como la buena selección sugiere que corresponderían a depósitos piroclásticos de caída.	Facies piroclásticas	Piroclástico
Gpt-FI-SI	Secuencia sedimentaria de conglomerados, areniscas y lutitas	Secuencia sedimentaria de coloración rojo y verde, con vetillas de calcita y cuarzo, que se entrecruzan entre sí. Areniscas finas cuarzosas arcillosas de buena a moderada selección, que se intercala con niveles de arenas gruesa, medias; conglomerados clasto soportados polimícticos menores, de pobre selección y clastos elongados imbricados, con estratificación cruzada y dispuestos en lentes; y tramos de lutitas rojas, verdes y negras, con laminación paralela y cruzada así como clastos carbonáticos.	Estratificación paralela, intercalación de areniscas, lutitas y conglomerados / Cementación carbonatada leve a moderada	La coloración rojiza, así como las estructuras de laminación paralela y cruzada, son características de depósitos fluviales y lacustre someros. Igualmente las texturas clastos soportadas, indica que fueron depositados por corrientes de tracción (Miall, 1978), mientras que los clastos imbricados y la pobre selección de estos indicarían un ambiente fluvial/aluvial.	Facies lacustres/ fluviales antiguas	Lacustre/ fluvial

5.5. Unidades hidrogeológicas

En base a los sondeos realizados en el salar de Maricunga se han podido identificar y caracterizar 9 unidades hidrogeológicas (incluyendo las subunidades de la unidad volcanoclástica), a partir del análisis hidrogeológico y de la distribución espacial de las unidades geológicas. La diferenciación de las unidades se estableció en función de la naturaleza, origen de estas, y de sus cualidades hidrogeológicas, siguiendo parámetros como su resistividad, porosidad y contenido de finos en la matriz, basados en los resultados obtenidos en este estudio, así como en datos de resonancia magnética entregados por EMSA y los datos recopilados por estudios anteriores en el salar. A continuación se presentan las unidades hidrogeológicas definidas con una breve descripción de estas, estas mismas se encuentran resumidas en la **Tabla 4**.

- **UH-Hs: Unidad halita superior, depósitos evaporíticos superficiales.**

Constituyen acuíferos libres, de potencias inferiores a 10 metros, altamente permeables y con altos contenidos salinos, conformadas esencialmente por cloruros, y en menor medida sulfatos/boratos y sulfatos. Presenta una recarga principalmente subterránea desde las unidades clásticas aluviales y fluviales que engranan lateralmente con la unidad, y corresponde a una de las principales zonas de descarga de la cuenca por medio de la evaporación, con una tasa de evaporación del orden de los 1500 l/s (Iriarte, 1999). Se estima un moderado potencial hidrogeológico.

- **UH-Aa: Depósitos aluviales antiguos (MsPa)**

Constituyen acuíferos libres de potencias desconocidas, de porosidad y permeabilidad moderada a baja, constituidas esencialmente por arenas y gravas, con contenidos importantes de arcillas en la matriz. Presenta recargas estacionales importantes principalmente en épocas de deshielo, y en menor medida por lluvias y nieve, y corresponde a una de las principales zonas de recarga de la cuenca (Iriarte, 1999). Se estima para esta unidad un moderado potencial hidrogeológico, que varía a alto y muy alto en el sector sur de la cuenca.

- **UH-Na: Núcleo arcilloso.**

Constituyen un acuitardo de potencias de hasta 135 metros en el sector este, de conductividad hidráulica baja debido al alto contenido de arcillas, con niveles de porosidad moderada a baja y permeabilidad baja, a moderada en algunos tramos, constituidas esencialmente por arcillas y arcillas arenosas (litofacies FI). Se estima para esta unidad un bajo potencial hidrogeológico.

- **UH-AI: Aluvial inferior.**

Corresponden a depósitos de gravas, arenas, limosas arcillosas, polimícticas de pobre selección. Debido a la heterogeneidad granulométrica y litológica de estos depósitos presentan baja a moderada transmisividad y capacidad de almacenamiento, dependiendo del contenido de limos y arcillas en la matriz. Constituyen acuitardos y acuíferos semiconfinados y se estima para estos

una permeabilidad media a baja, porosidad moderada y un moderado a bajo potencial hidrogeológico.

- **UH-VC: Unidad volcanoclástica.**

Es posible subdividir las unidades volcanoclásticas en 3 unidades debido a sus diferencias tanto litológicas como hidrogeológicas:

- **UH-VCp: Unidad piroclástica este y unidad piroclástica superior oeste.**

Corresponden a depósitos piroclásticos no consolidados de ceniza y lapilli con abundantes pómez, de permeabilidad y porosidad alta. Depósitos de moderada transmisividad y capacidad para almacenar agua, debido a la presencia de cenizas finas. Constituyen acuíferos semiconfinados y se estima para estos un moderado potencial hidrogeológico.

- **UH-VCv: Unidades volcanogénicas este y oeste.**

Corresponden a depósitos de gravas y arenas, tobáceas, limosas arcillosas, polimícticas de pobre selección. Debido a la heterogeneidad granulométrica y litológica de estos depósitos presentan baja a moderada transmisividad y capacidad de almacenamiento, dependiendo del contenido de arcillas y cenizas en la matriz. Constituyen acuíferos semiconfinados y se estima para estos una permeabilidad media a alta, una porosidad moderada a alta en algunos sectores, y un moderado a bajo potencial hidrogeológico.

- **UH-VCpi: Unidad piroclástica inferior oeste.**

Corresponden a tobas de ceniza y lapilli, de porosidad media-baja y permeabilidad media. Se identifican como depósitos de conductividad hidráulica media-baja, más compactados que la unidad piroclástica superior y con mayor contenido de fragmentos líticos. Constituyen acuitardos y se estima para estos un bajo potencial hidrogeológico.

- **UH-S: Unidad sedimentaria lacustre antigua (Basamento).**

Corresponden a depósitos de permeabilidad primaria muy baja a nula, compuestos esencialmente por lutitas, areniscas y conglomerados clasto soportados de cementación carbonatada. Pueden presentar permeabilidad secundaria por alteración y/o fracturación moderada. Constituyen acuífugos de reducida a nula capacidad para almacenar y transmitir agua. Localmente conforman el basamento impermeable. Se estima un bajo a nulo potencial hidrogeológico.

- **UH-HI: Unidad halita inferior, depósitos evaporíticos profundos.**

Constituyen un acuífero confinado, de extensión desconocida y con una potencia de unos 65 metros en el sondaje SONDDH-1, presentan una porosidad y permeabilidad alta a moderada, con altos contenidos salinos, constituidas esencialmente por sales cristalinas. Se estima un moderado potencial hidrogeológico.

Tabla 4. Unidades hidrogeológicas identificadas en el salar de Maricunga.

Unidad hidrogeológica	Litofacies	Litología	Descripción	Clasificación
UH-Hs	Halita superior (HS)	Costra salina	Acuífero libre	Moderado potencial hidrogeológico
UH-Aa	Depósitos aluviales antiguos (MsPa)	Arenas y gravas arenosas	Acuífero libre	Moderado a alto potencial hidrogeológico
UH-Na	Depósitos lacustres (FI)	Alternancia de arcillas y arcillas arenosas	Acuitardo	Bajo potencial hidrogeológico
UH-AI	Aluvial inferior (Gms y Gms2)	Arenas limosas, gravas limosas y Gravas	Acuitardos y acuíferos semiconfinados	Moderado a bajo potencial hidrogeológico
UH-VCp	Unidad piroclástica superior este y oeste (Tpr, Tr y TLp)	Tefras de ceniza y lapilli	Acuífero semiconfinado	Moderado potencial hidrogeológico
UH-VCv	Unidades volcanogénicas este y oeste (V-Gms, V-SGms y R-TLCg)	Gravas y arenas tobáceas, arcillosas	Acuífero semiconfinado	Moderado a bajo potencial hidrogeológico
UH-VCpi	Unidad piroclástica inferior oeste (TLCg, TLCr y TCb)	Tobas y tefra de ceniza, lapilli y lapilli brechosa	Acuitardo	Bajo potencial hidrogeológico
UH-S	Depósitos lacustres antiguos (Gpt-FI-SI)	Secuencia sedimentaria de conglomerados, areniscas y lutitas	Acuífugos	Bajo a nulo potencial hidrogeológico
UH-HI	Halita inferior (HI)	Depósitos salinos profundos	Acuífero confinado	Moderado potencial hidrogeológico

5.6. Interpretación estratigráfica

A partir de a partir de las litológicas identificadas en este estudio y sus características se desarrollaron 5 columnas estratigráficas, pertenecientes a cada uno de los sondajes, estas se presentan a continuación

en

las

figuras:

SONDDH-1(

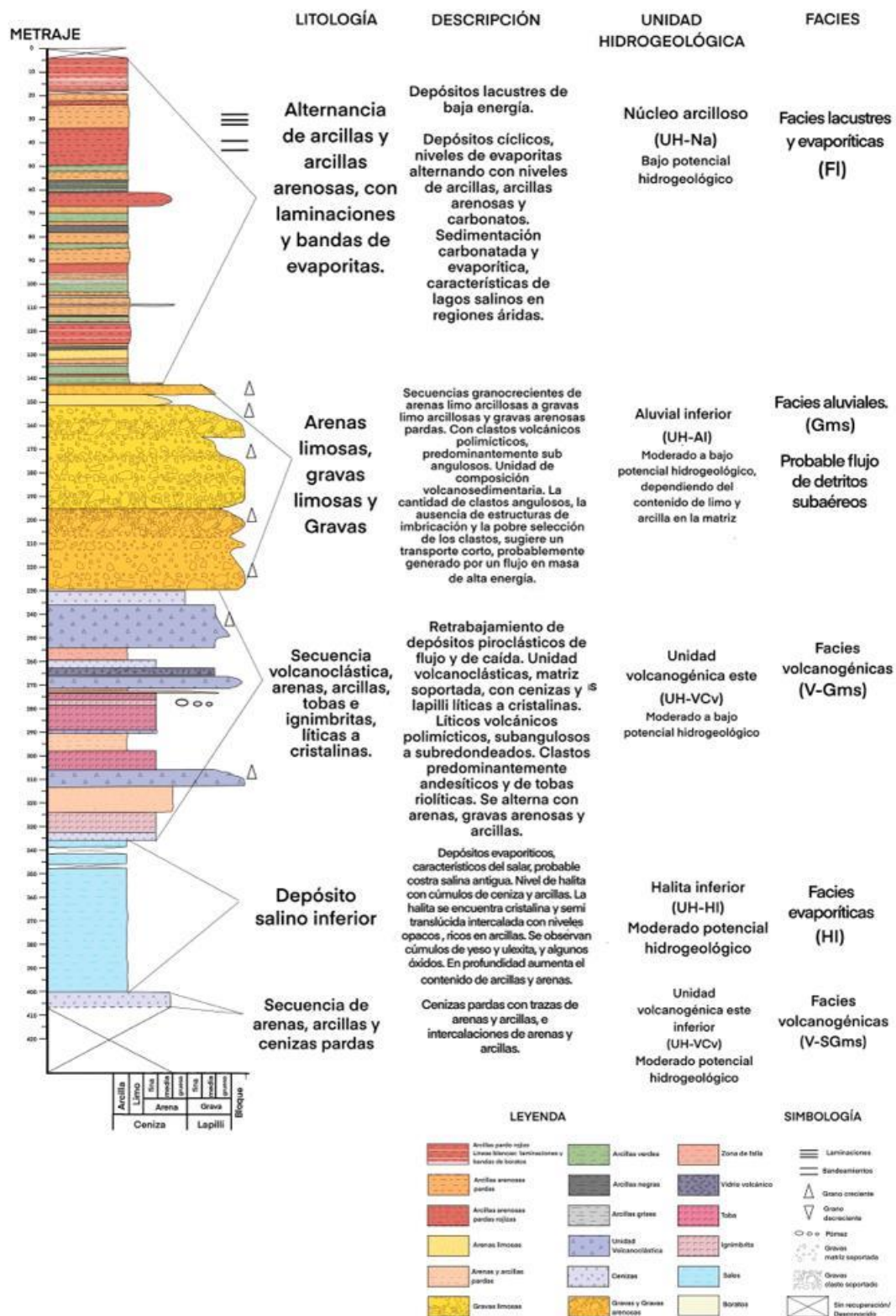


Figura 31); SON-2 (Figura 32); MC-2 (Figura 34); SON-6 (

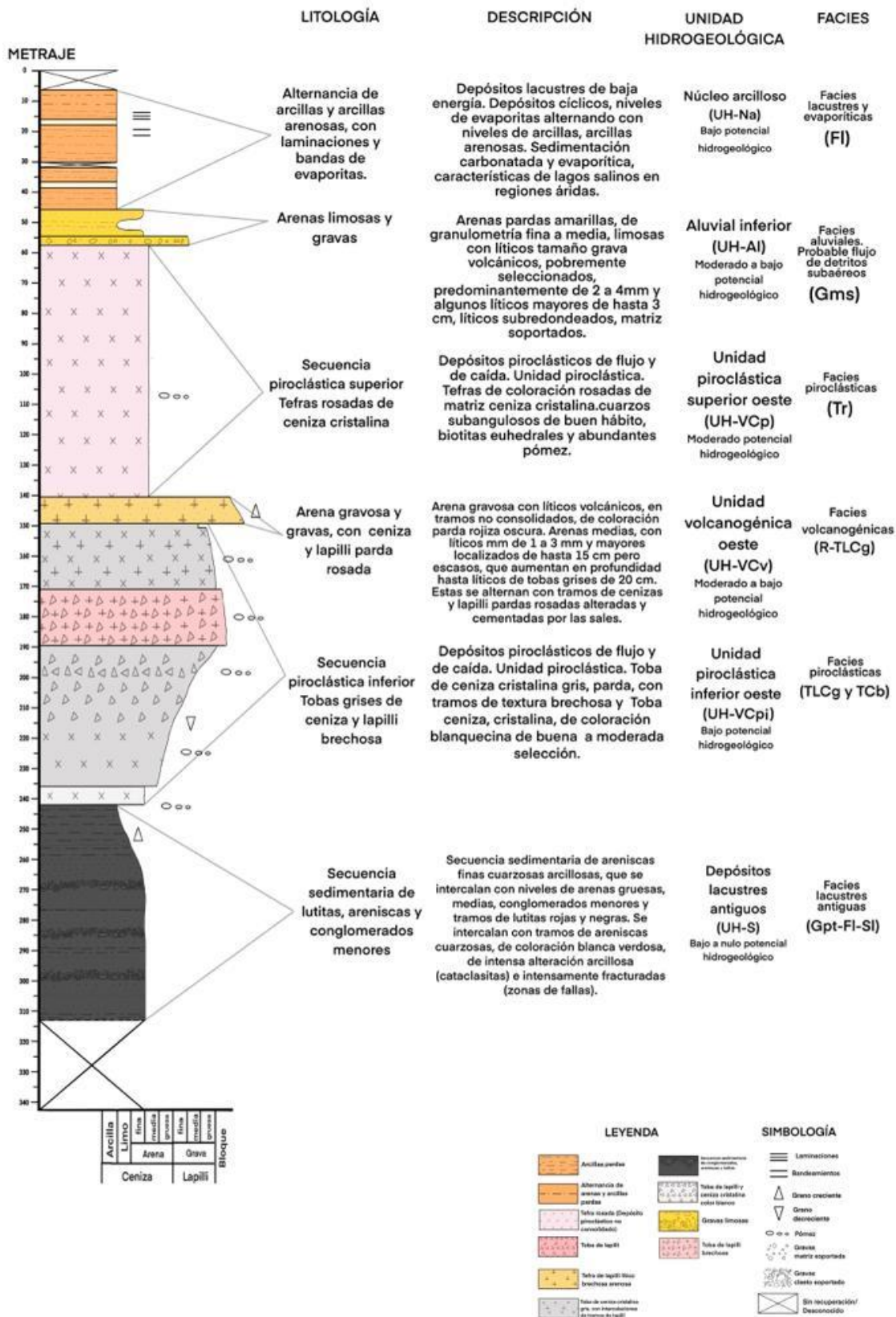


Figura 35); y SONDDH-2 (**Figura 35**). Junto a las columnas se presenta una breve descripción de cada unidad, así como su respectiva interpretación, facies y unidad hidrogeológica asociadas. Así como su leyenda y simbología correspondiente, en la parte inferior de cada columna.

5.6.1. Columnas estratigráficas sector este

5.6.1.1. SONDDH-1

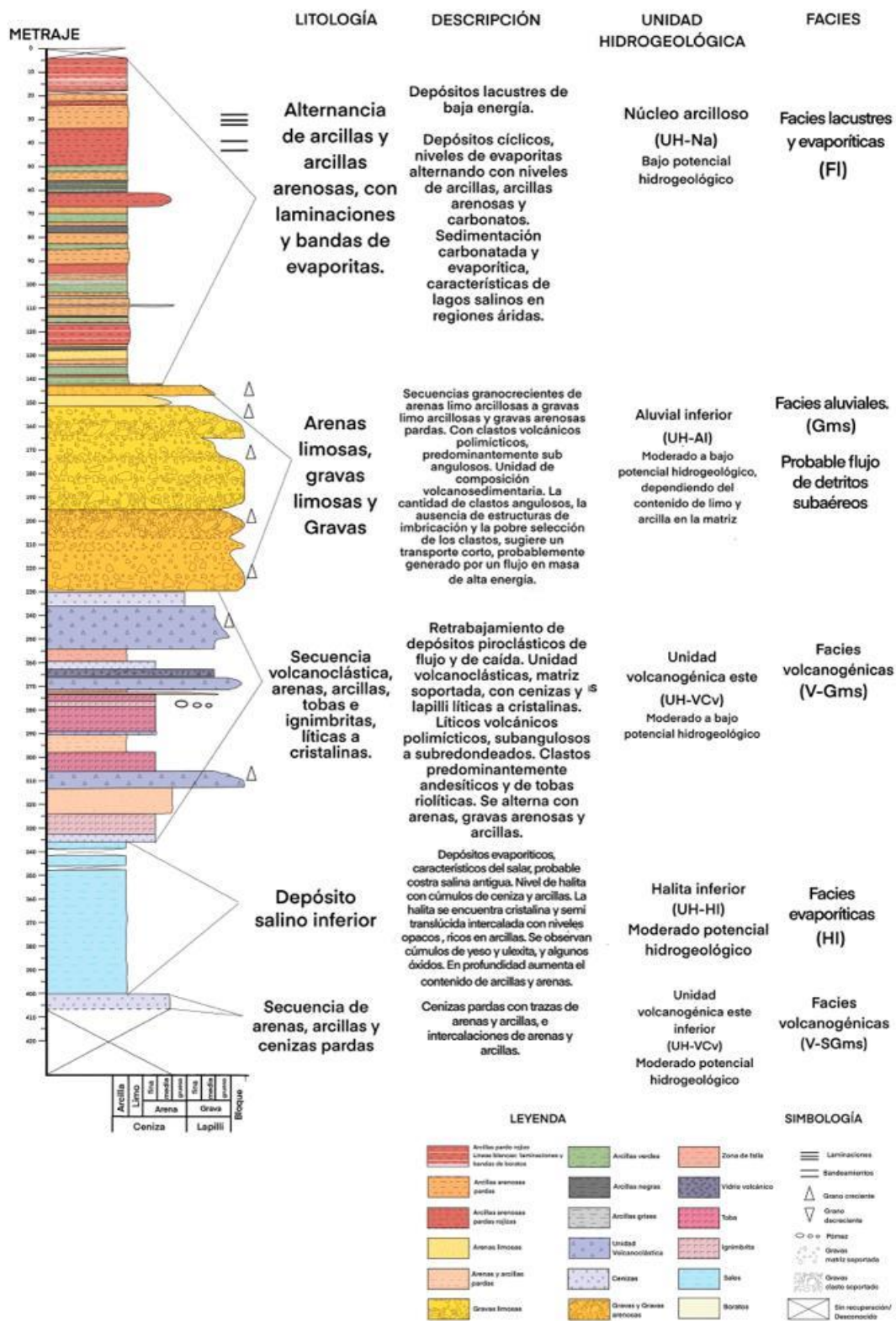


Figura 31. Columna estratigráfica sondaje este, SONDDH-1.

5.6.1.2. SON-2

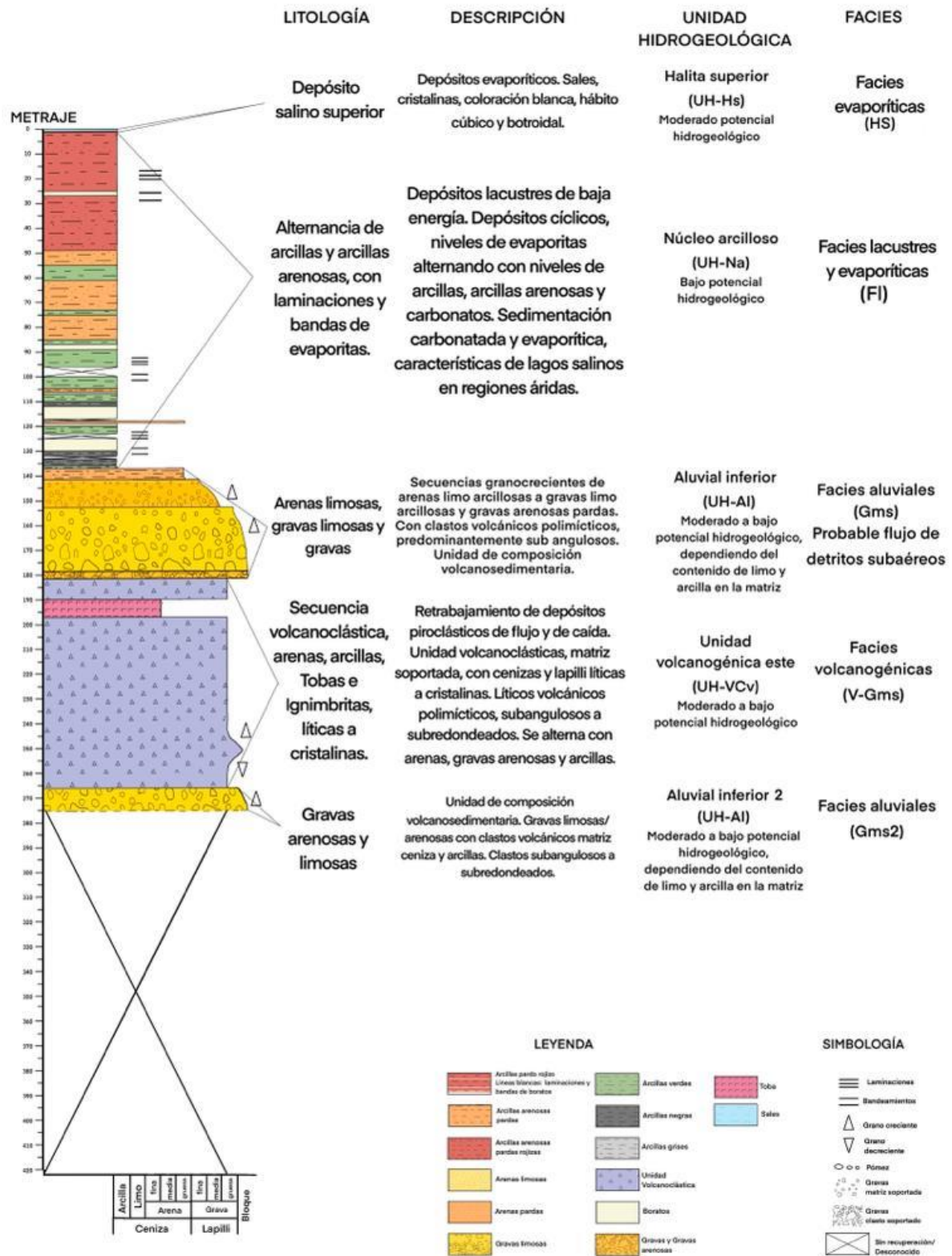


Figura 32. Columna estratigráfica sondaje este, SON-2.

5.6.1.3. MC-2

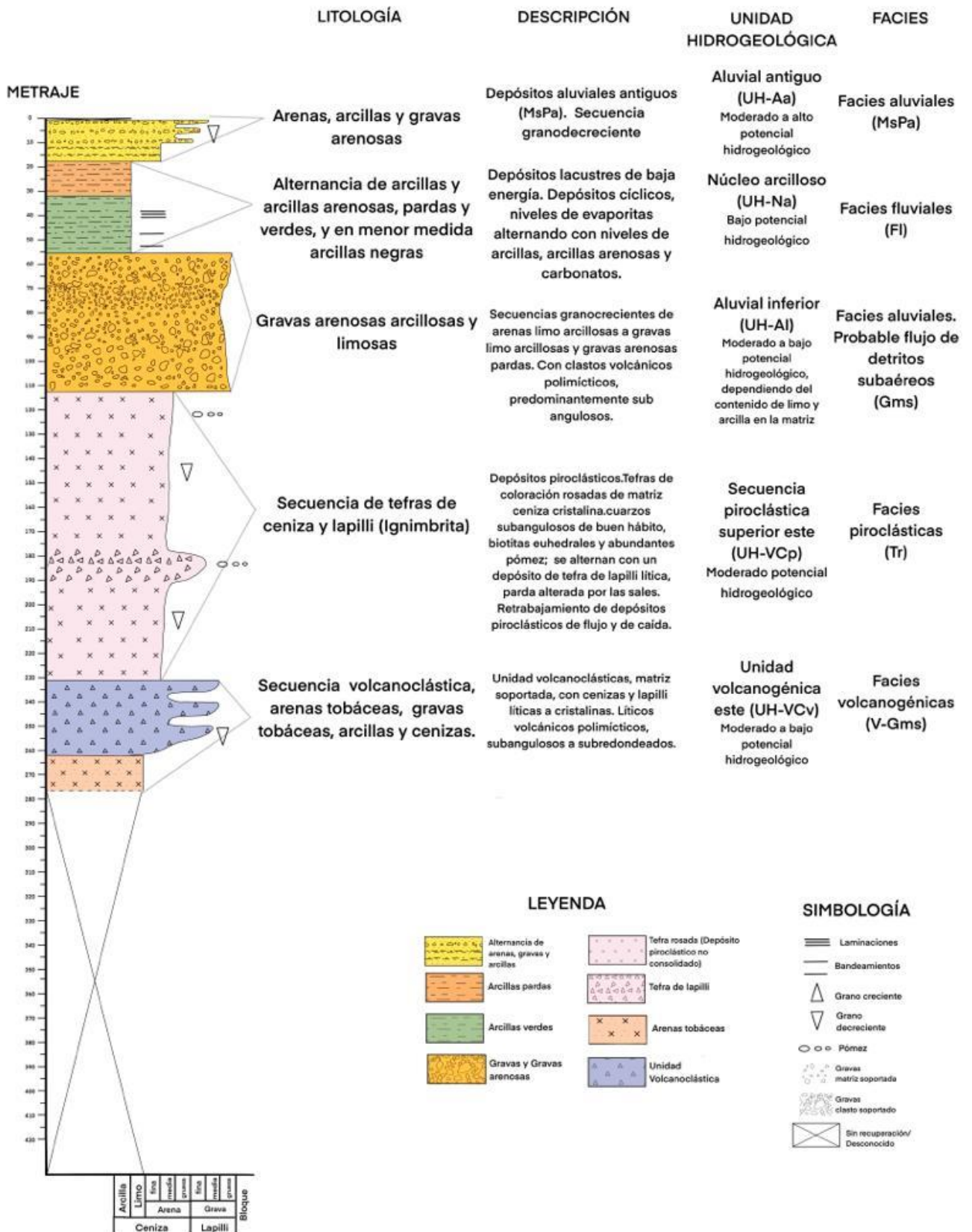


Figura 33. Columna estratigráfica sondaje oeste, MC-2.

5.6.2. Columnas estratigráficas sector oeste

5.6.2.1. SON-6

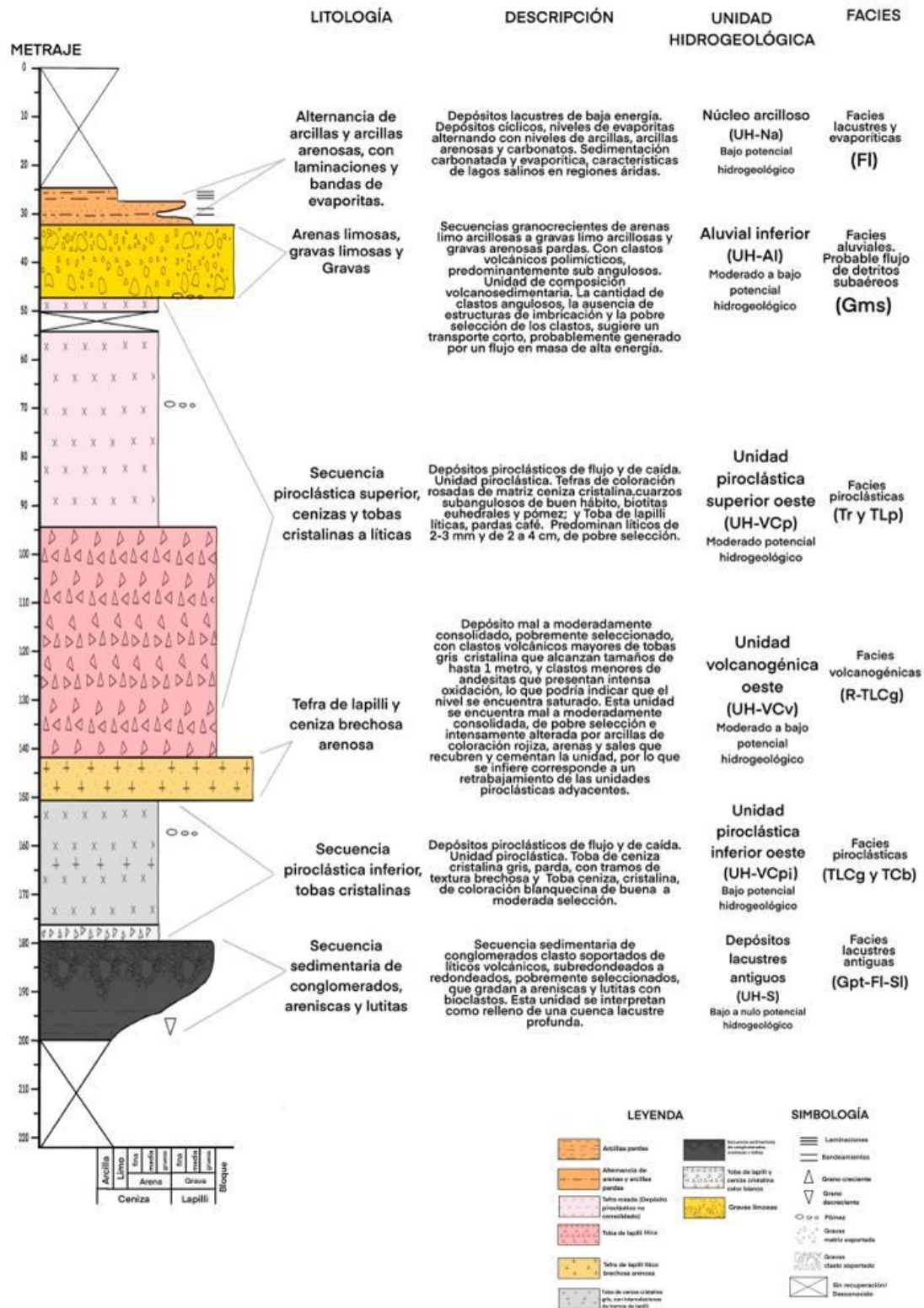


Figura 34. Columna estratigráfica sondaje oeste, SON-6.

5.6.2.2. SONDDH-2

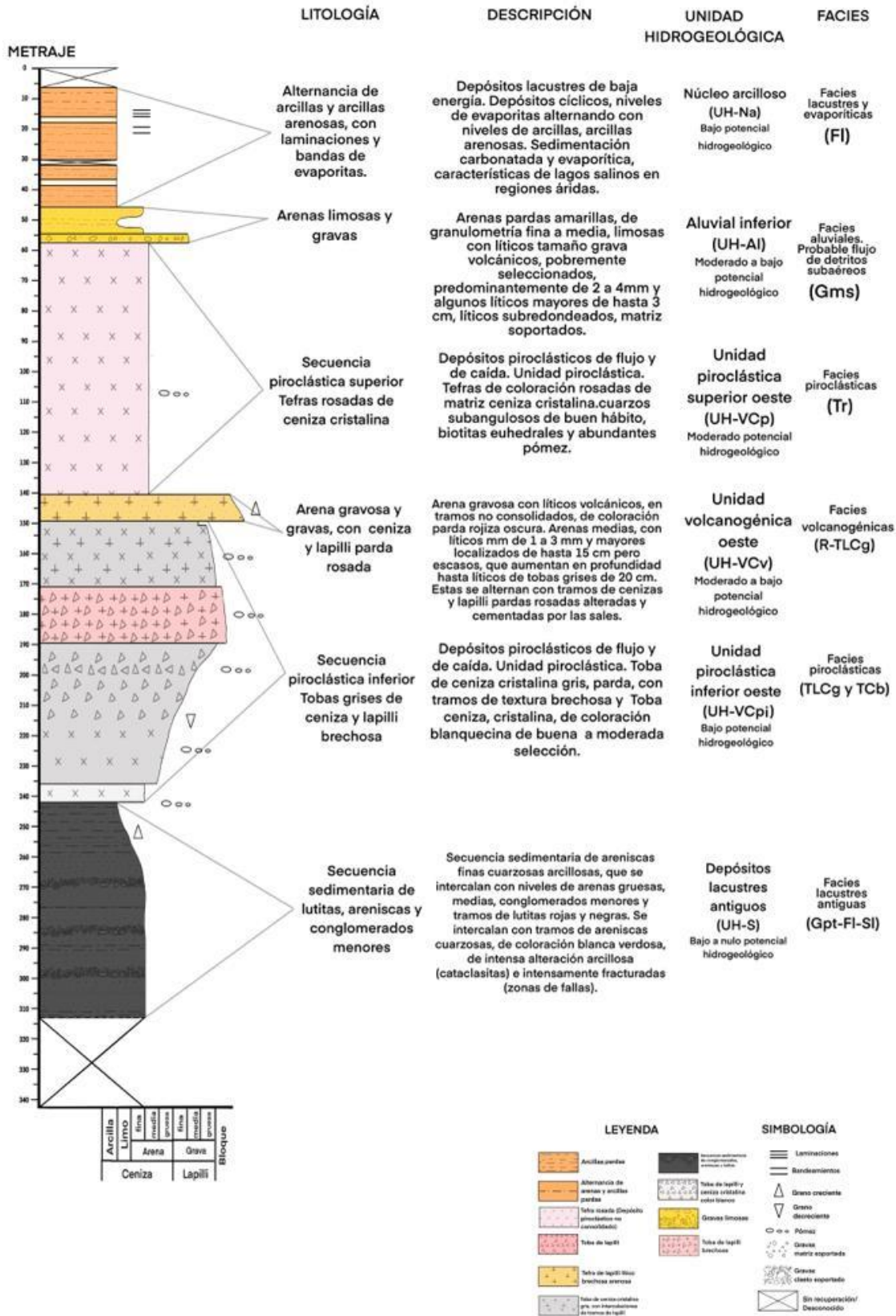


Figura 35. Columna estratigráfica sondaje oeste, SONDDH-2.

5.7. Correlación estratigráfica

Para la correlación estratigráfica se utilizó principalmente como guía las características texturales de cada unidad, así como su litología y las facies identificadas en cada columna desarrollada. En el caso de las facies evaporíticas HS, estas se encuentran cubriendo la superficie del salar de este a oeste (**Figura 36**), como una costra salina que no supera los 10 metros de profundidad, y consisten en capas de sal sólida que en algunas zonas se ven afectadas por material de origen eólico el cual torna la costra salina de tonos pardos. Estas facies se formaron por la precipitación de sales disueltas en el agua, debido a la alta tasa de evaporación que se desarrolla en la zona, y son la característica más distintiva del salar.

En base a su morfológica las sales corresponderían a costras porosas evaporíticas de halita permeables, con salmueras intersticiales, y detritos de origen aluvial y/o coluvial. Estas se caracterizan por formar diferentes tipos de costras salinas, asociadas a los cambios en la química del agua, así como a la variación del nivel freático, cursos superficiales y la topografía (Martínez et al., 2018b). Entre las estructuras identificadas en la costra salina se encuentran grietas de desecamiento con distinto grado de avance y fracturas poligonales que varían en tamaños (**Figura 36B**).

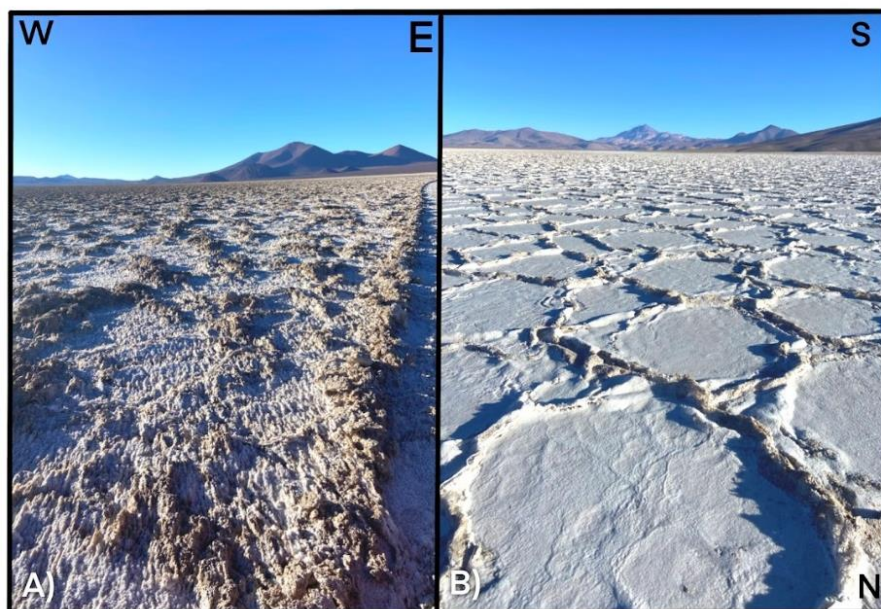


Figura 36. Costra salina. A) Costra salina rugosa, cubriendo el sector noreste. B) Fracturas poligonales en la costra salina, a unos 3 km hacía el sur del sondaje SONDDH-2.

Por otro lado las facies evaporíticas “halita inferior” (HI) solo fueron identificadas en el sondaje SONDDH-1 (**Figura 37**), aproximadamente a los 365 metros, alcanzando unos 65 metros de espesor, por lo que se desconoce su extensión dentro del salar. Estas corresponden a depósitos de halita cristalina con diversos grados de alteraciones de arcillas pardas a negras.



Figura 37. Halita cristalina en el sondaje SONDDH-1, entre los metros 371,10 y 380,10.

Las facies aluviales antiguas (MsPa) fueron identificadas solo en el sondaje MC2, entre los metros 0,60 y 17,15, con un espesor de 16,55 metros (**Figura 38C** y **Figura 38F**). Estas se componen de gravas arenosas pobremente seleccionadas que se alternan con arenas, y presentan laminaciones menores de arcillas. En superficie se encuentran formando conos aluviales extensos que cubren la mayoría de la cuenca (**Figura 38A**) y se encuentran cortados por los depósitos aluviales más nuevos. Estos depósitos se interdigitan con los depósitos salinos del salar en los bordes (**Figura 38B**).

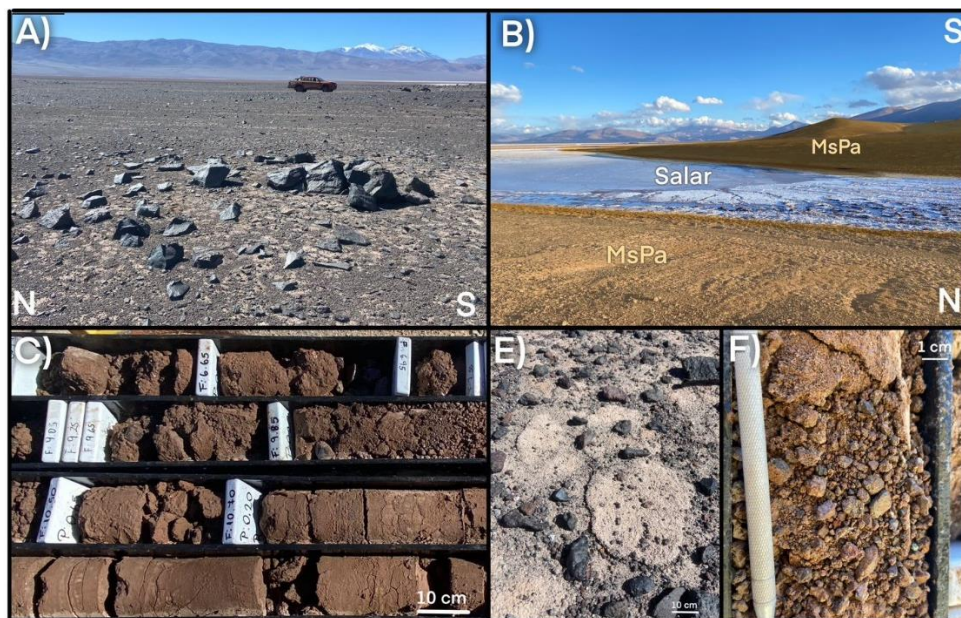


Figura 38. Aluvial antiguo (MsPa). A) y E) Aluvial antiguo sector norte, dentro del salar; B) MsPa en el sector norte en contacto con el salar; C) y F) Facie MsPa en el sondaje MC2 entre el metro 0 al 15.

Las facies lacustres (FI) y aluviales (Gms) fueron fácilmente identificadas en los 4 sondajes, notando una mayor extensión y profundidad en las unidades del sondaje este, lo que indicaría una posible inclinación y hundimiento de la cuenca hacia este sector.

En el caso de las facies lacustres (FI, **Figura 39**) estas corresponderían a la unidad núcleo arcilloso, que se encuentra cubriendo la cuenca de este a oeste, bajo los depósitos salinos (Hs), extendiéndose incluso bajo el aluvial antiguo (MsPa) en el sector este de la cuenca. La unidad abarca espesores que alcanzan más de 139 metros y profundidades de hasta 143 metros, en los sondajes del sector este. Estos depósitos se caracterizan por sedimentos de granulometría fina, que se presentan masivos, con laminaciones paralelas y/o bandeamientos, generalmente acompañados de depósitos de carbonatos y sulfatos/boratos que se intercalan con las unidades de arcilla.

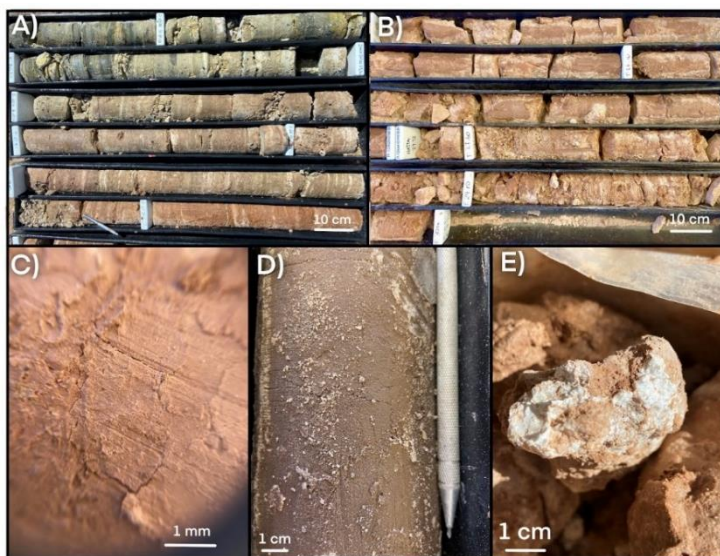


Figura 39. Litofacies arcillas (facies lacustres, FI) en los diferentes sondajes. A) SONDDH-1; B) SON-6; C) MC2; D) SONDDH-2; E) SON-2.

Las facies aluviales Gms (**Figura 40**), por otro lado, se componen de sedimentos de tamaño más grueso, arenas y gravas masivas de pobre selección, que fueron depositados en ambientes aluviales de media a alta energía por flujos de detritos subaéreos, y corresponderían a la unidad aluvial inferior (AI). Estos depósitos se encuentran cubriendo la cuenca de este a oeste bajo la unidad “núcleo arcilloso” (NA), alcanzando profundidades de hasta 230 metros en los sondajes del sector este.

Por otro lado las facies aluviales Gms2 solo fueron identificadas en el sondaje SON-2 (**Figura 41**), aproximadamente a los 265 metros. No obstante, debido a que el sondaje finalizó a los 275 metros y la unidad aún continuaba, se desconoce su espesor, así como su extensión dentro del salar. Estos corresponden a depósitos de gravas, arenas gravosas y arenas que se presentan masivas y caóticas, de clastos subredondeados pobremente seleccionados e intensamente alterados por arcillas y óxidos.

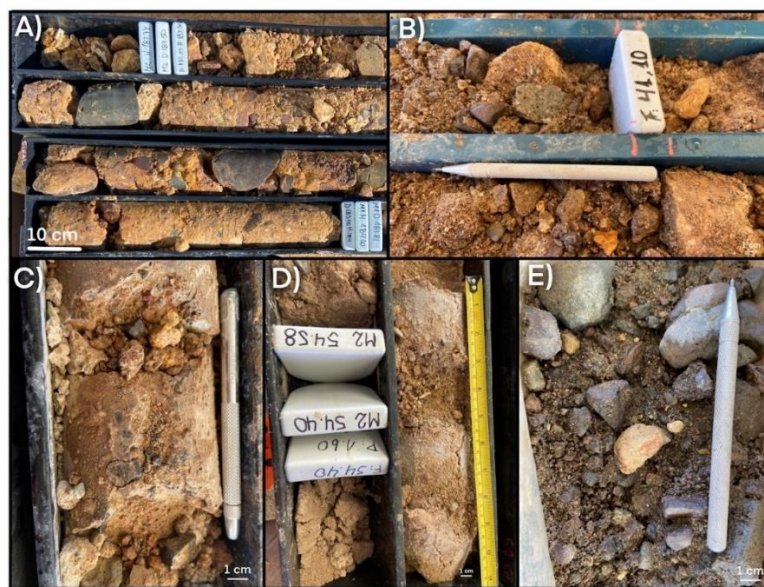


Figura 40. Litofacies aluviales Gms en los diferentes sondajes: A) SONDDH-1; B) SON-6 C) MC-2; D)



SONDDH-2; E) SON-2.

Figura 41. Litofacies Gms2 identificadas en el sondaje SON-2.

En el caso de las unidades volcanoclásticas debido a las diferencias texturales y litológicas entre estas se decidió subdividir las en unidades piroclásticas y unidades volcanogénicas. Diferenciándolas además como facies volcánicas más proximales en el caso de los sondajes SONDDH-2, SON-6 y MC2, y facies más distales en los sondajes este SONDDH-1 y SON-2.

Las facies piroclásticas corresponden a depósitos de cenizas, lapilli y lapilli brechosa, estas fueron agrupadas en unidad piroclástica superior e inferior, debido a sus características litológicas y su posición en la columna estratigráfica. Las unidad piroclástica superior fue descrita en los sondajes SONDDH-2; SON-6 y MC-2 (**Figura 42**), y corresponde a las facies ignimbríticas (Tr), estos depósitos se componen de cenizas cristalinas no consolidadas (tefra) de coloración rosada con abundantes pómez redondeadas

porosas a fibrosas alargadas. En el caso del sondeaje SON-6, bajo los depósitos de ceniza se identificó un depósito de lapilli lítica que se infiere podría corresponder a la base del depósito piroclástico. Las facies “Tr” fueron identificadas aproximadamente a los 47 - 57 metros en el sector oeste y a los 112 metros en el sector este, alcanzando un espesor de hasta 118 metros en el sondeaje MC-2. Estas se habrían depositado sobre los depósitos volcanogénicos y se encontrarían bajo los depósitos aluviales antiguos. La desaparición de estos depósitos en los sondeos SONDDH-1 y SON-2 podría deberse a una intensa erosión del depósito generado por un flujo turbulento de alta energía.



Figura 42. Litofacies Tr identificadas en lo sondajes: A) SONDDH-2; B) MC-2 y C) SON-6.

En cambio, la unidad piroclástica inferior solo fue identificada en los sondeos SONDDH-2 y SON-6, en el sector oeste del salar, estos depósitos corresponden a depósitos piroclásticos de flujo, compuestos por tobas y tefra de ceniza, lapilli y lapilli brechoso, de coloración gris a blanquecina, con abundantes biotitas y pómez redondeadas porosas y se identifican como facies “TLCg” y “TCb”. Esta unidad se encuentra cubierta por un depósito de lapilli brechosa arenosa; arenas gravosas y gravas tobáceas (facies R-TLCg), que separa las unidades piroclásticas superior e inferior, y que debido a su composición se infiere podría corresponder a un retrabajamiento de los depósitos piroclásticos adyacentes.

Por otro lado las facies volcanogénicas corresponden a depósitos heterogénicos, compuestos por gravas y arenas tobáceas, arcillosas con intercalaciones de cenizas, tobas y arenas. Estos fueron identificados en dos de los sondeos del sector este SONDDH-1, SON-2 y MC-2 (**Figura 43**; facies V-Gms, V-SGms); y en los sondeos del sector oeste SON-6 y SONDDH-2 (R-TLCg). Debido a la heterogeneidad de estos depósitos fueron interpretados como un retrabajamiento de los depósitos volcanoclasticos que rodean la cuenca y se relacionan a facies más distales de la columna volcanoclastica en comparación a la facies piroclásticas Tr que corresponderían a facies más proximales dentro del abanico volcanoclastico y se habrían depositado sobre los depósitos volcanogénicos dentro de la cuenca.

Los depósitos volcanogénicos en el sector este fueron identificados entre los metros 190 – 266 (SON-2) y 230 - 335 (SONDDH-1), alcanzando espesores de hasta 104,80 metros en el sondeo SONDDH-1.

Estos se habrían depositado bajo la unidad aluvial inferior (AI) en los sondajes SONDDH-1 y SON-2, y bajo los depósitos piroclásticos del sondaje MC-2, y continuarían bajo la unidad halita inferior (HI) por lo que se desconoce su alcance en profundidad.

Si bien los depósitos oeste también presentan una unidad volcanogénica menor en comparación a la identificada en el sector este, estas solo coincidirían en su ambiente depositacional, no así en sus litologías y características texturales que difieren entre ambos depósitos, las unidades oeste depósitos más proximales a la fuente que los identificados en los sondajes este, así mismo las características de ambos depósitos sugieren fuentes volcanoclásticas diferentes. Probablemente ambas unidades habrían sido depositadas durante un periodo de intensas precipitaciones que permitió la generación de un flujo en masa de alta energía que arrastró e incorporó los depósitos adyacentes a los flancos de la cuenca dentro de la misma.

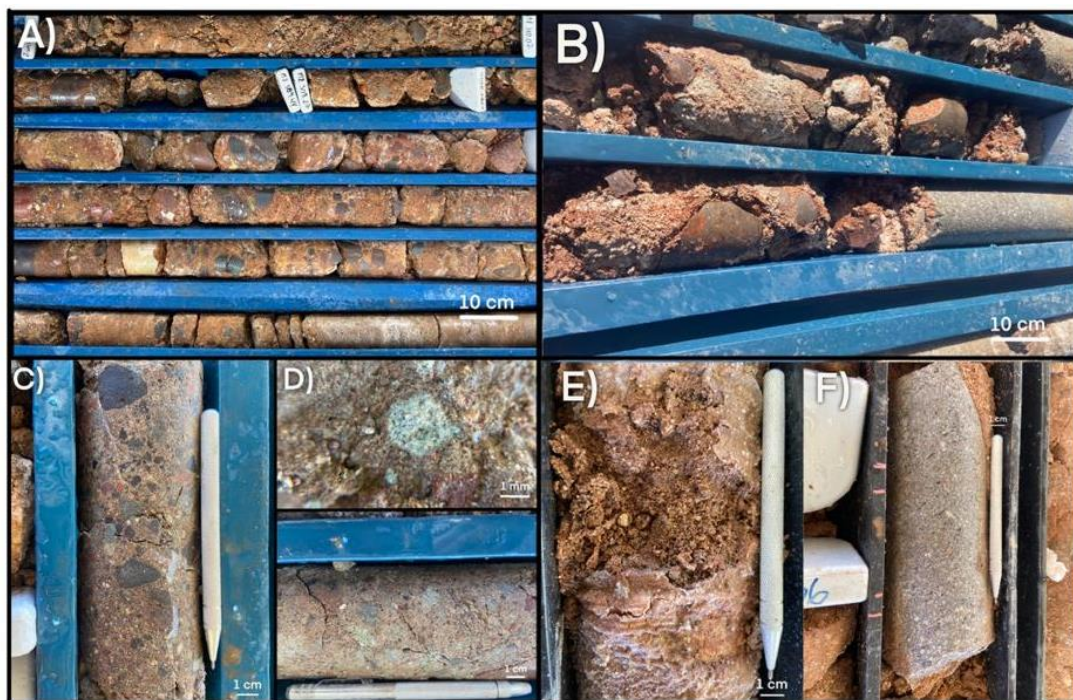


Figura 43. Litofacies volcanogénicas en los diferentes sondajes. A) SONDDH-1; B) SON-6; C) y D) SON-2; E) y F) SONDDH-2.

Debido a la falta de información en el segmento entre los sondajes este y oeste, no fue posible determinar la extensión de cada evento a lo largo de la cuenca. No obstante, en el caso de las facies piroclásticas más superficiales de los sondajes oeste (Tr), estas podrían ser asociadas a los depósitos superficiales que se encuentran en el borde oeste de la cuenca, a unos 4 kilómetros al norte de los sondajes SONDDH-2 y SON-6, estos corresponden a flujos piroclásticos de espesores variables, que presentan un distintivo color rosado, de matriz cinerítica vítrea con diverso grado de soldamiento, y cristales pequeños de biotitas, cuarzos, plagioclasas y pómez redondeadas porosas y de textura filiforme.

Estos depósitos son reconocidos como la ignimbrita San Andrés (Msisa), y se encuentran cubiertos en leve discordancia por las unidades aluviales antiguas (MsPa).

Igualmente para las litofacies sedimentarias antiguas (Gpt-FI-SI) que solo fueron identificadas en los sondeos del sector oeste, debido a la falta de información en el centro de la cuenca no fue posible determinar su continuidad dentro de la misma, no obstante fue posible reconocer estas unidades en el borde oeste de la cuenca como una secuencia sedimentaria de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas laminadas verdes, grises y negras; y subordinadamente bancos brechosos de la formación Chinchas (DCch) (**Figura 44**), que afloran sobre los domos Toritos y Toro Sal (Mit), a unos 2 kilómetros de los sondeos del sector oeste.

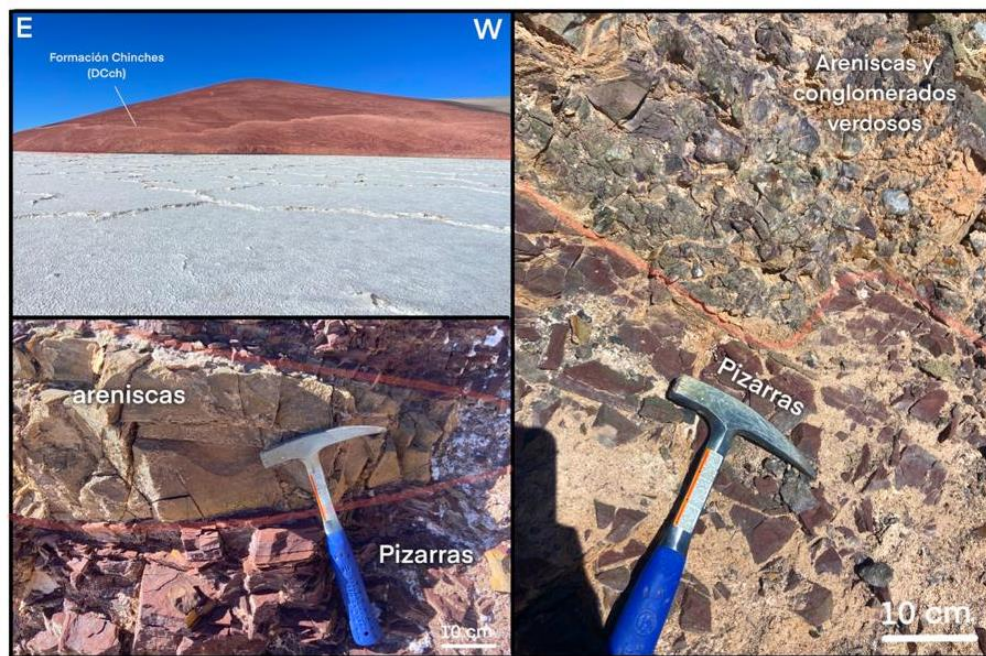


Figura 44. Formación chinchas (DCch) identificada en superficie en el sector noroeste del salar.

La presencia de numerosos indicios de estructuras frágiles dentro de la unidad basal sedimentaria sumado al alzamiento de esta en la zona oeste del salar, sugiere la presencia de una falla normal que habría levantado el bloque en el sector de sondeo SON-6, esto coincidiría con la abrupta desaparición de los depósitos volcanogénicos identificados en el sector este, en los sondeos del sector oeste. Así mismo, la presencia de esta unidad basal en superficie podría deberse al levantamiento del bloque causado por una falla normal, comunes en zonas de extensión.

A continuación se presenta la correlación de estas unidades litológicas en los sondeos estudiados, en la **Figura 45**, realizada a partir de los análisis anteriormente expuestos.

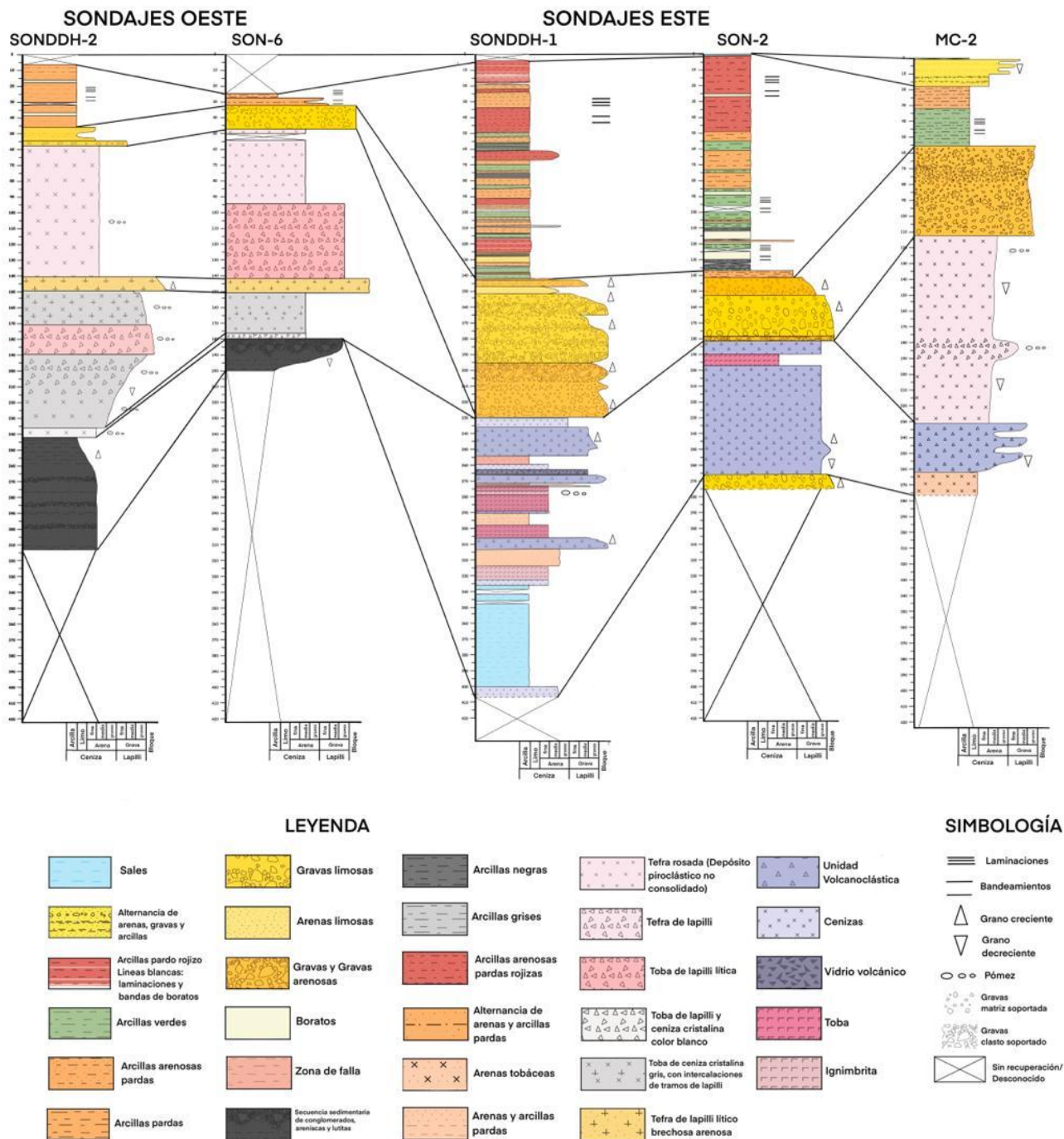


Figura 45. Correlación estratigráfica realizada a partir de las unidades litológicas identificadas en cada sondeo.

5.8. Perfil estratigráfico

Debido a la falta de información litológica en el centro del salar y la discordancia entre las unidades volcanoclásticas reconocidas en los sectores este y oeste, se recurrió a la información de sondajes realizados en campañas anteriores para minera Salar Blanco, de estos se seleccionaron 3 sondajes que se encontrarían relativamente alineados a los realizados en esta campaña, esto con el fin de una mejor interpretación de la continuidad y extensión de las unidades litológicas reconocidas en los sondajes aquí estudiados.

La información sobre estos sondajes fue extraída del informe realizado por Atacama Water y Worley (2022), para minera Salar Blanco. De estos los datos utilizados fueron principalmente sus unidades litológicas reconocidas, coordenadas y profundidad, que se presentan en la **Tabla 5** a continuación.

Tabla 5. Información de sondajes extraídos de Atacama Water y Worley (2022).

SONDAJE	UTM N	UTM E	TD (m)	ELEVACIÓN (m)	AÑO
S28	7023955	489955	402.7	3750	2021
S18	7024141	494054	173	3749	2016
C3	7024895	495056	150	3747	2011

Para el caso del sondaje S28, se perforaron 402.7 metros sin llegar a la unidad basal sedimentaria, continuando con lo que reconocieron como una unidad de “brecha volcanoclástica”, por lo que se infiere no llegaron a identificar las unidades piroclásticas del sector oeste en el sondaje S28. Por otro lado en los sondajes S18 y C3, aproximadamente a los 110 metros hallaron una unidad de depósitos salinos que identificaron como “Halita inferior”, la cual se encontraría aislada del resto de unidades por las arcillas del núcleo arcilloso y correspondería a una unidad de depósitos salinos más someros a los identificados en este estudio como halita inferior (HI).

A continuación en la **Figura 46** se presenta el perfil estratigráfico esquemático elaborado a partir de los sondajes estudiados y la información recopilada.

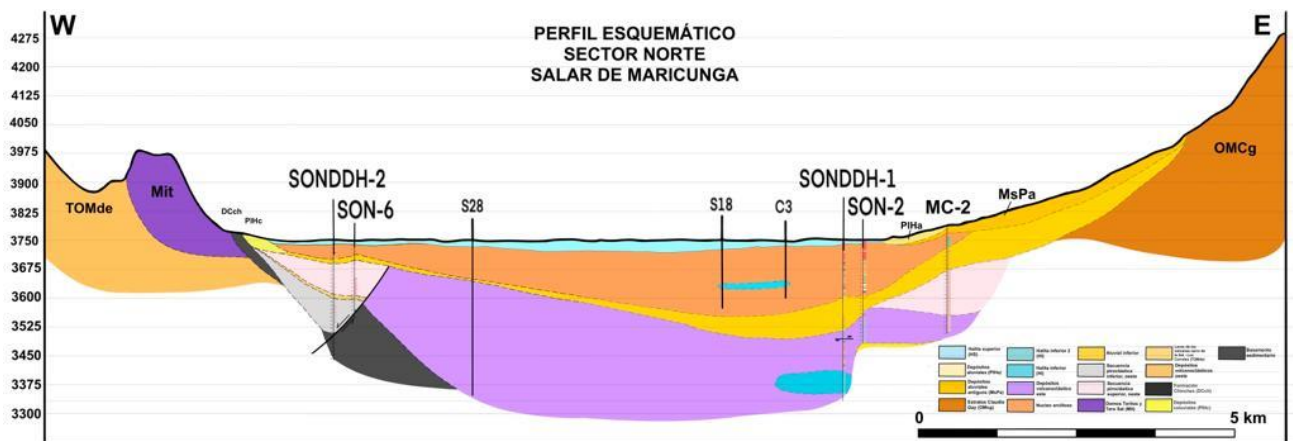


Figura 46. Perfil esquemático del sector norte del salar de Maricunga, Atacama. Elaborado a partir de los estudios realizados en este trabajo, así como de los sondeos extraídos del estudio de Atacama Water y Worley (2022).

A partir de la caracterización de las unidades litológicas e hidrogeológicas identificadas fue posible generar un perfil hidrogeológico esquemático generalizado de la cuenca del salar de Maricunga, este se presenta a continuación en la **Figura 47**. Para este se utilizó como base el mapa hidrogeológico del salar de Maricunga realizado por Iriarte (1999), siguiendo el esquema de colores de características hidrogeológicas de Struckmeier y Margat (1995).

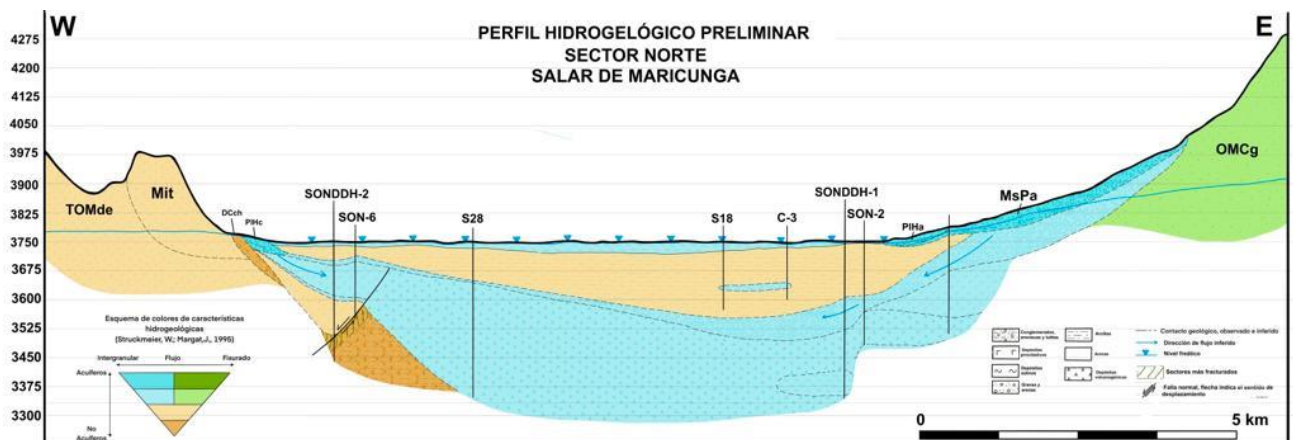


Figura 47. Perfil hidrogeológico preliminar del sector norte del salar de Maricunga, Atacama. Elaborado a partir de los datos generados y recopilados en este estudio.

6. DISCUSIÓN

Las asociaciones de abanicos aluviales, depósitos de corrientes efímeras, sedimentos eólicos, sucesiones sedimentarias finas de coloración rojiza (redbeds) y carbonatos lacustres son características de cuencas con orígenes continentales (Walker et al., 1992). La presencia de estas facies sumado a la fuerte distribución de facies evaporitas dentro de la cuenca permiten interpretar que el relleno del salar de Maricunga es concordante con un lago salino.

El salar ocupa el arena hidrográfica más baja de la cuenca endorreica, y se encuentra rodeado por los depósitos fluviales y aluviales resultantes de la interacción de los flujos de entrada con las unidades volcánicas cenozoicas que rodean y dan forma a la cuenca, comportándose como una cuenca cerrada con aportes principalmente de las aguas superficiales y subterráneas que ingresan a la cuenca. Las características del salar coinciden con las descritas por Hardie et al (1978) para los lagos salinos efímeros que corresponden a cuerpos poco profundos con salmueras concentradas, que al sufrir una intensa evaporación se secan precipitando la salmuera y formando costras salinas, estos depósitos se caracterizan por un ciclo de expansión y contracción gradual. Este tipo de lagos han sido identificados en diversos estudios recibiendo múltiples nombres, tales como: salinas, *playa lake*, *salt flat*, *salt pan*, entre otros. Entre los salares de este tipo se encuentran el salar de Atacama (Chile), salar de Uyuni (Bolivia), salar Grande (Chile), salar de Pozuelos (Argentina), etc.

Houston (2011) clasificó el salar de Maricunga como de tipo mixto, esto se sustenta con los resultados obtenidos, donde en base al análisis de datos se identifican dos rellenos diferentes para el salar. El primero constaría de las facies clásticas, que indicarían una depositación en un ambiente más húmedo, donde habría predominado la precipitación por sobre la evaporación y se habría generado un mayor aporte sedimentario, caracterizando a este relleno como de tipo inmaduro. El segundo relleno correspondería a las facies evaporíticas que conformarían un depósito más maduro, donde predomina la evaporación por sobre la precipitación, indicando un ambiente más árido, similar a las condiciones climáticas actuales.

Las facies clásticas consisten en una combinación de procesos fluviales, lacustres, aluviales y volcanoclásticos, donde predomina sobre todo el ambiente aluvial y lacustre. Su composición depende del origen y área de transporte de los sedimentos, por otro lado su textura depende tanto de los procesos de transporte, como de los procesos de retrabajamiento que ocurren dentro de la cuenca (Warren, 2006).

Las secuencias alternadas de sedimentos finos y capas evaporíticas de halita y/o ulexita/yeso en la cuenca del salar, evidencian periodos de aumento y disminución del aporte de sedimentos debido a variaciones climáticas y tectónicas. Esta alternancia de unidades clásticas y evaporíticas de diferentes permeabilidades, permitirían el flujo de agua fresca desde los márgenes hacia el centro de la cuenca, desarrollando un flujo ascendente de la salmuera por el contraste de densidades. Por otro lado, la

ocurrencia de depósitos de unidades de sulfatos/boratos masivos en las secuencias del salar indicaría una completa saturación de este mineral en las salmueras.

La existencia de capas de halita en la parte baja de la secuencia sedimentaria corresponderían a periodos más secos en la formación del salar, estos indicarían variaciones climáticas entre climas secos y húmedos que habrían producido desequilibrios entre la tasa de evaporación y la tasa de concentración de la salmuera, generando periodos de transición entre aumentos y disminuciones de la concentración de la salmuera debido a la variación de la evaporación, esto coincide con lo propuesto por Vila (1975) quién propuso que el desarrollo de las salmueras se relaciona directamente a la condiciones climáticas de aridez, siendo así depósitos dinámicos que dependen de las variaciones climáticas.

La superficie de los salares son dinámicas y van cambiando continuamente con el paso de los años, reflejando sus condiciones climáticas de depositación en respuesta a las precipitaciones, ciclos de húmedas, así como también la dinámica del viento (Artieda et al., 2015). Esto se ve reflejado en las variadas formas en que se presentan la costra salina en superficie, donde las costras más antiguas forman grandes pináculos de sales y costras rugosas duras, cubiertos en parte por depósitos eólicos y las costras más nuevas se presenta de colores más blanquecinos y delgadas, estas mismas se van renovando y precipitando nuevas costras salinas según aumenta o disminuye la recarga del salar.

7. CONCLUSIONES

El trabajo desarrollado tiene como objetivo la generación de información geológica e hidrogeológica para la caracterización de la cuenca del salar de Maricunga. Para ello se llevó a cabo un mapeo detallado de 5 sondajes realizados por EMSA en las pertenencias mineras de CODELCO, en el sector norte del salar. Esto sumado a la información previamente recopilada, junto con la información entregada por EMSA, permitió la generación de un perfil esquemático de las unidades geológicas dentro del salar, así como la generación de un perfil hidrogeológico preliminar.

El salar de Maricunga se ubica al noroeste de Copiapó, en la región de Atacama en la zona del Altiplano, posee una cota media de 3.750 m.s.n.m., junto con un área de aproximadamente 145 km², corresponde a una depresión volcano-tectónica y constituye una cuenca cerrada, formando parte de los salares preandinos. La formación de sistemas salinos en el salar se ve favorecida por sus características climáticas y topográficas, su carácter endorreico permite la acumulación de agua en la cuenca mientras que la aridez de la zona sumado a las escasas precipitaciones facilita la intensa evaporación que contribuye a la formación de los depósitos salinos en la superficie del salar.

Desde el punto de vista tectónico, la cuenca se encuentra en la zona preandina, dentro de la orogenia andina, caracterizada por una intensa actividad tectónica. El salar se emplaza en la depresión formada

entre la cordillera de Domeyko y la cordillera Claudio Gay, limitada por la falla maestra de Sierra Castillo (SCF) al occidente, relacionada con el alzamiento de la cordillera de Domeyko; y al oriente por una serie de fallas inversas de alto ángulo y orientación norte-sur, relacionadas al alzamiento de la cordillera Claudio Gay.

El salar se encuentra rodeado por una serie de volcanes del cenozoico, los cuales se infiere podrían contribuir a la concentración de minerales de interés como litio, potasio y boro, por medio de la lixiviación de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos, junto con la actividad hidrotermal de la zona. También se destaca el predominio de minerales como el azufre y arsénico, que se encuentran sobre todo distribuidos en las facies de arcillas del sector este, indicando un importante aporte volcánico en este sector.

Entre las unidades geológicas que limitan el salar en el sector noroeste se encuentran las formaciones geológicas Domos de La Coipa (TOMdc), como tobas de flujo y caída riolíticas finas; estas se encuentran cubiertas por los depósitos piroclásticos dacíticos no consolidados de los Domos Toritos y Toro Sal (Mit), los cuales se extienden hasta el borde del salar y se encuentran cubiertos en algunas zonas por las tobas riolíticas cineríticas de color rosado de la ignimbrita San Andrés (Msisa), que afloran bajo los depósitos aluviales antiguos (MsPa) en los bordes del salar. De las rocas estratificadas circundantes al salar una de las más antiguas corresponden a la Formación Chinchas (DCch) del Paleozoico. Esta unidad aflora en el sector noroeste del salar como una secuencia sedimentaria de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas laminadas verdes, grises y negras; y subordinadamente bancos brechosos.

Las principales litologías identificadas en el sector norte del salar corresponden a depósitos volcanoclásticos y sedimentarios, las facies volcanoclásticas incluyen tanto depósitos de caída como de flujos piroclásticos, y depósitos volcanogénicos, por otro lado, las facies sedimentarias incluyen facies evaporíticas, fluviales, lacustres y aluviales.

El sistema hidrogeológico norte del salar consiste en un acuífero principal de salmuera permeable que forma una costra salina en superficie, con espesores relativamente bajos que aumentan en el centro del salar. El acuífero superior se encontraría sobre una unidad relativamente impermeable de arcillas y arcillas arenosas (nucleó arcilloso) que permiten la acumulación de salmueras en superficie. Bajo la unidad arcillosa se encuentra un acuífero inferior emplazado en los sedimentos semipermeables a permeables de las unidades aluviales y volcanoclásticas, que se encontrarían semiconfinadas por la unidad sedimentaria basal que en general presenta un bajo potencial hidrogeológico, no obstante aquellas zonas afectadas por sistemas de fallas, como el sector oeste, podrían presentar un mayor potencial hidrogeológico debido al fracturamiento secundario.

Los acuíferos se encuentran directamente relacionados a la topografía de la cuenca y a la red de drenaje principal, recibiendo sus aportes principalmente de las vertientes y conos aluviales que desembocan en el

salar, y en menor medida de las aguas subterráneas. Por lo que las unidades aluviales se destacan como las unidades de mayor importancia hidrogeológica, siendo estas responsables de gran parte de la recarga del salar, además se destaca a la evaporación como el principal agente de descarga de la cuenca.

Se sugiere especialmente realizar un estudio microscópico detallado de las unidades volcanoclásticas para identificar la fuente de estas y generar una correlación más precisa de estos depósitos, así como de los eventos que han tenido lugar dentro de la cuenca...

8. REFERENCIAS

Branney, M. and Kokelaar, P. (2002). Pyroclastic Density Currents and The Sedimentation of Ignimbrites. London: Geological Society of London.

Cabello, J. (2022). Reserves, resources, and lithium exploration in the salt flats of northern Chile. *Andean Geology* 49 (2): 297-306.

Cadiz, N. (2019). Hidrogeología y estimación del potencial del litio en el salar de Las Parinas, región de Atacama. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geología. Santiago de Chile.

Cas and Wright, (1987). *Volcanic Successions Modern and Ancient*. Dordrecht: Springer Netherlands.

Charrier, R.; Wyss, A.R.; Flynn, J.J.; Swisher, C.C. III; Norell, M.A.; Zapatta, F.; McKenna, M.C.; Novaceck, M.J. (1996). New evidence for late Mesozoic: early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9 (2): 1-30.

Chong, G., Pueyo, J., y Demergasso, C. (2000). Los yacimientos de sulfatos/boratos de Chile. *Revista geológica de Chile*, 27(1), 99-119.

Chong, G., Demergasso, C., Urrutia, J., y Vargas, M. (2020). El Dominio Salino del norte de Chile y sus yacimientos de minerales industriales. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(3), 00018.

Clavero, J., Mpodozis, C., Gardeweg, M., y Valenzuela, M. (2012), Geología de las áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 139-140: 32 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C., y Tomlinson, A., (1993). Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°–27° lat. S): Santiago, Reporte registrado, IR-93–01, 2 volúmenes, 12 mapas escala 1:50000, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Cornejo, P., Mpodozis, C., y Tomlinson, A. (1998). Hoja salar de Maricunga, Región de Atacama. mapa escala 1:100.000, Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Mapas Geológicos.

DGA. (2008). Levantamiento Hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, Regiones XV, I, II y III. Realizado por DICTUC para DGA. (2008-2009). S.I.T. N° 157 (parte I).

DGA. (2009). Evaluación de los Recursos Hídricos Subterráneos en Cuencas de la Región de Atacama ubicadas entre el Río Copiapó y la Región de Antofagasta. S.D.T. N° 276. Elaborado por DGA.

DGA. (2009). Levantamiento Hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, Regiones XV, I, II y III". Realizado por DICTUC para DGA. (2009). S.I.T. N° 195. (Parte II).

DGA. (2012). Informe técnico, estimación de recarga en cuencas altiplánicas. Región de Atacama. Santiago, diciembre 2012. Realizado por la división de estudios y planificación, S.D.T. N° 334.

DGA. (2013). Diagnóstico de Disponibilidad Hídrica en Cuencas Alto Andinas de la Región de Atacama. S.I.T. N°329. Realizado por AQUATERRA Ingenieros Limitada para DGA.

DGA. (2016). Diagnóstico de Disponibilidad Hídrica en Cuencas Alto-Andinas de la Región de Atacama (Fase 3). S.I.T. N° 398.

Doeglas, D. J. (1968). Grain-size indices, classification, and environment. *Sedimentology*, 10: 83-100.

EDRA. (1998). Estudio Hidrológico del salar de Maricunga. Realizado para Minera Santa Rosa. Santiago, Chile.

Einsele, G., (1992). *Sedimentary Basins*. 1st ed. Springer-Verlag.

Fisher, R. V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sciences Reviews*, 1, p. 287-298.

Fuenzalida, P. (1965). *Biogeografía. Geografía Económica de Chile*. CORFO. Santiago, Chile, Editorial Universitaria S.A.

Flosolutions (2018). Línea Base Hidrogeológica – Proyecto Blanco. Estudio de Impacto Ambiental, realizado para Minera Salar Blanco S.A.

Folk, R. L., (1995). Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size. *Journal of Sedimentary Petrology*, 25: p. 297-301.

Garreaud, R., Vuille, M., Clements, A. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology* 3054: 1-18.

GEO SAFE. (2018). Línea base ambiental Proyecto Producción de Sales Maricunga, caracterización hidrogeología. Estudio realizado para SIMCO SpA.

Houston, J., y Hartley, A.J. (2003). The central Andean wet-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of HYPER-ARIDITY in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology* 23: 1453-1464.

Houston, J., Butcher, A., Ehren, P., Evans, K., Godfrey, L., 2011. The Evaluation of Brine Prospects and the Requirement for Modifications to Filing Standards. *Economic Geology*, 106: 1225-1239.

Iriarte, S. (1999). Mapa Hidrogeológico de la Cuenca Salar de Maricunga (Sector Salar de Maricunga), Región de Atacama. 1 mapa escala 1:100.000, Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo No. 13, Santiago.

Iriarte, S., Santibáñez, I., y Aravena, R. (2001). Evaluation of the Hydrogeological Interconnection between the Salar de Maricunga and the Piedra Pomez Basins, Atacama Región, Chile: An Isotope and Geochemical Approach. *South American Symposium on Isotope Geology*. Pucón.

Juez-Larréet al. (2010), Thermal and exhumation history of the Coastal Cordillera arc of northern Chile revealed by thermochronological dating.

Juliá, C., Montecinos, S., y A. Maldonado (2008). Características climáticas de la Región de Atacama. En: Libro Rojo de la flora nativa y de los sitios prioritarios para su conservación: Región de Atacama F.A. Squeo, G. Arancio, J.R. Gutiérrez (Eds). Ediciones Universidad de La Serena, Chile 3:25-42.

Köppen, W. (1948). Climatología. Fondo de Cultura Económica, México. Primera Ed. en español. 478 pp.

Krumbein, W. C. (1941). Measurements and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11: p. 64-72.

Iriarte, S., Mpodozis, C., Gardeweg, M., Valenzuela, M. (2012). Carta Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 145: 30 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Miall, A.D., (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, 582p.

Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S., Tittler, A. (1995), La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 273-313.

Mpodozis, C., y Clavero, J. (2002). Tertiary tectonic evolution of the southwestern edge of the Puna Plateau: Cordillera Claudio Gay (26°–27°S): Toulouse, Proceedings of Fifth International Symposium on Yean Geodynamics, p. 445–448.

Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M., y Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del frente volcánico oligoceno-mioceno de la zona sur de los Andes Centrales: Revista Geológica de Chile, v. 22, p. 273–314.

Nalpas, T., et al. (2008). Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? Tectonophysics.

Naranjo, J., Hevia, F., Arcos, R., y Polanco, E. (2019). Geología de las áreas Nevado Ojos del Salado y Cerro El Fraile, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, serie Geología Básica 204-205: 96 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Nichols, G. J. (2009). Sedimentology and Stratigraphy (2nd Edition). Wiley, New York.

Ramos, V.A. (1999). El Segmento de la subducción subho-rizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos. Acta Geológica Hispánica 32 (7): 5-16.

Ramos, V.A., 1999, Plate tectonic setting of the Andean Cordillera: Episodes, v. 22, no. 3, p. 183–190.

Ramos, V., Cristallini, E. y Pérez, D. (2002). The Pampean flat slab of the Central Andes. Journal of South American earth sciences, 15(1), (pp.59-78).

Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In The Andes (pp. 31-60). Springer, Berlin, Heidelberg.

Reading, H.G. (Ed.) (1996) Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3rd Edition, Blackwell Science, Oxford, 688.

Risacher, F., Alonso, H., y Salazar, C. (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas, I, II, III Regiones, Chile. Thecnical Report S.I.T. No. 51, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.

Risacher, F., Alonso, H., y Salazar, C. (2002). Hydrochemistry of two adjacent acid saline lakes in the Andes of northern Chile. Chemical Geology, 187, 39-57.

Risacher, F., Alonso, H., y Salazar, C. (2003). The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*, 249–293.

Schmidt, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. The Geological Society of America. Boulder, Co. 9: 41-43.

SIMCO SpA. (2018). Estudio de Impacto Ambiental "Producción Sales de Maricunga" (Aprobado por SEIA, sept. 2020).

Squeo FA., Arancio, G., Gutiérrez, JR., Letelier, L., Arroyo, MTK., León-Lobos, P., y Rentería-Arrieta, L. (2008). Flora Amenazada de la Región de Atacama y Estrategias para su Conservación. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena. VIII + 72 pp.

Scheuber, E., Reutter, K.-J. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics* 205, 127 -140.

Servicio Meteorológico de Chile. (2021). Estadísticas Climatológicas de Chile 2021. Recuperado de <https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/requerimiento/producto/RE2009/270008>

Stern C. (2011). Subduction erosión: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Res* 20, (pp. 284 – 308).

Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, vol. 31(2), p. 161-206.

Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and mellitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, vol. 7(7), p. 331-335.

Tassara, A. (1997). Mapa Geológico del Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). Informe Registrado IR-97-10, 30 p, 1 mapa (1:50.000).

Tomlinson, A., Mpodozis, C., Cornejo, P., Ramirez, C.F., y Dimitru, T., 1994, El sistema de Fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: Transpresión sinistral Eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador: Congreso Geológico Chileno VII, Actas, v. 2, p. 1459–1463.

Tomlinson, A., Cornejo, P., y Mpodozis, C., 1999, Hoja Potrerillos, Región de Atacama: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico no. 14, escala 1:100000

Valdés, J., Marambio, Y., Serrano, A., Castillo, A., Cea, A., Vega, S., Ibacache, E., Hiriart, D., Guiñez, M., y Alfaro, R. (2015, agosto). Evaluación biogeoquímica de aguas en cuencas cerradas altoandinas de la región de Atacama. Bases científicas del recurso hídrico para la innovación y la competitividad (FIC-076-2013). UA.

Vila, C. (2010). Geología de los depósitos salinos Andinos, provincia de Antofagasta, Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas.

Walker, R. y James, N. (1992). Facies Models: Response to sea level change. Geological Association of Canada.

Wenworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms of clastic sediments: Journal of Geology, 30: p. 377-392.

WorleyParsons y Flosolutions (2019). Definitive feasibility Study of MSB Blanco Lithium Carbonate Projects, Atacama Region Chile. Technical Report for Minera Salar Blanco: 389 p.