



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**BALANCE HÍDRICO EN LA CUENCA DEL SALAR DE
MARICUNGA Y SENSIBILIDAD FRENTE AL CAMBIO
CLIMÁTICO, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de
Geóloga

Profesor guía: Mg. Diego Aravena Noemi

Camila Javiera Antonia Alfaro Castillo

Copiapó, Chile 2025



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**BALANCE HÍDRICO EN LA CUENCA DEL SALAR DE
MARICUNGA Y SENSIBILIDAD FRENTE AL CAMBIO
CLIMÁTICO, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

Profesor Guía: Mg. Diego Aravena Noemi

Camila Javiera Antonia Alfaro Castillo

Copiapó, Chile 2025

DEDICATORIA Y AGRADECIMIENTOS

Finalmente ha llegado el fin de una etapa. Ha sido un camino largo y duro. Nadie jamás dijo que sería fácil. Pero, al mismo tiempo, nunca estuve sola: siempre hubo alguien en quien apoyarme cuando más lo necesitaba, una mano amiga, un abrazo, una palabra de aliento cuando todo se complicaba.

Soy profundamente agradecida de las personas que me rodean. He tenido la fortuna de contar con excelentes maestros, tanto en la vida como en la carrera.

Agradezco especialmente al profesor Diego, mi guía de tesis. Siempre se dio el tiempo para ayudarme. En momentos de incertidumbre, me orientó con claridad y generosidad. Me dio oportunidades, me enseñó y, sobre todo, me mostró con el ejemplo cómo ser una buena persona y un gran profesional. Espero, algún día, poder ser como él.

Mis otros grandes maestras y maestros, que han estado conmigo desde siempre: A mi madre, Ingrid, por su amor incondicional, por estar siempre a mi lado, siendo mi apoyo y fortaleza. Soy afortunada de ser hija de una mujer tan valiente, fuerte y leal. A mi abuela María y Tía Xime, por su cariño inmenso, su garra para enfrentar la vida y su apoyo constante, siempre presente en cada paso que he dado. A mi padre, su entusiasmo por la vida, sus ganas de aprender y su apoyo incondicional, que me ha dado fuerzas cuando más las necesitaba.

A Mica, el gran amor de mi vida, mi corazón de cuatro patas que hoy tiene 10 años. Nunca entenderá esta tesis, pero siempre fue una razón para seguir adelante.

A mis personas del corazón, que tanto me han dado (Enrique, Daniela, Adams, Raúl, Matías) y a mis “girls” que tuve el placer de conocer en la universidad, ustedes se convirtieron en mi lugar seguro, en una ciudad que al principio me fue extraña, ustedes la transformaron en un hogar, fueron refugio en la adversidad, en la soledad de estar lejos de casa, me dieron el cariño y apoyo cuando lo necesite. Les estaré eternamente agradecida, ustedes han ayudado a ser la persona que soy hoy.

A mi querido Tata Carlos, que ya no nos acompaña físicamente, pero jamás salió de mi corazón. Su recuerdo me acompaña cada día.

Y finalmente, me abrazo a mí misma. Por no rendirme. Por resistir. Por haber llegado hasta aquí y seguir con ganas de crecer y aprender.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1. Problema de investigación.....	1
1.2. Objetivos	4
1.3.1. Objetivo general.....	4
1.3.2. Objetivos específicos	5
1.3. Hipótesis.....	5
1.4. Área de estudio, ubicación y accesos	5
1.5 Investigaciones anteriores	6
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	8
2.1. Puna de Atacama	8
2.2. Cuencas endorreicas y salares	8
2.2.1. Tipos de salares.....	11
2.3. Hidrografía y cuerpos criosféricos	13
2.4. Clima	15
2.5. Balance hídrico.....	18
2.6. Cambio climático	21
2.6.1. Simulaciones y proyecciones climáticas.....	22
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	24
3.1. Geología regional	24
3.1.1. Control Estructural.....	26
3.2. Geología local.....	27
3.3. Hidrogeología.....	31
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO	33
CAPÍTULO 5: RESULTADOS	41
5.1. Descripción climática de la Cuenca del Salar de Maricunga	41
5.1.1. Conductividad eléctrica, temperatura y pH en la Cuenca del Salar de Maricunga	43
5.1.2. Tipos y distribución vertical de la evaporación en el Salar de Maricunga	46
5.2. Balance hídrico.....	47
5.3. Simulaciones de escenarios climáticos.....	50
5.4. Precipitación proyectada en la Cuenca del Salar de Maricunga.....	56

5.5. Comparativa de balances hídricos bajo escenarios proyectados	58
5.6. Modelo conceptual hidrogeológico y balance hídrico proyectado de la Cuenca del Salar de Maricunga.....	62
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN	66
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	72
7.1. Conclusiones	72
7.2. Recomendaciones	73
CAPÍTULO 8: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
CAPÍTULO IX: ANEXOS	82

RESUMEN

La Cuenca del Salar de Maricunga (CDSM), en la Región de Atacama, constituye un sistema hidrogeológico de alta montaña con gran valor ambiental y creciente interés minero. Esta tesis tuvo como objetivo evaluar la influencia del cambio climático, la actividad antrópica y el aporte criosféricos sobre el balance hídrico de la cuenca, mediante una metodología mixta basada en recopilación bibliográfica, análisis espacial y simulaciones climáticas.

Se integraron antecedentes de organismos como la DGA, CONAF y SERNAGEOMIN, junto con datos satelitales y modelos climáticos regionales (CR2-RegCM4-10K), para construir balances hídricos bajo tres escenarios: natural, con extracciones autorizadas, y con proyecciones mineras. Se utilizaron registros históricos de caudales, estimaciones de evapotranspiración en humedales y proyecciones de precipitación bajo escenarios RCP 2.6 y 8.5.

Los resultados muestran que el escenario de futuro cercano reflejó de forma más realista el comportamiento actual de la cuenca, debido a la cercanía temporal de los datos y mayor disponibilidad de información sobre extracciones. Se identificó al caudal del Río Lamas y Valle Ancho (Ciénaga Redonda) como las principales fuentes de ingreso, y a la evaporación desde cuerpos superficiales de agua y evaporación desde sedimentos como las principales salidas del sistema. Además, se construyó un modelo conceptual tridimensional en QGIS que representó las principales relaciones hidrológicas internas de la cuenca. Las proyecciones revelaron una alta sensibilidad del sistema a los cambios climáticos y a la presión extractiva, lo que podría comprometer su equilibrio hídrico en el largo plazo.

Se concluyó que es prioritario mejorar el monitoreo directo de flujos, instalar estaciones meteorológicas en zonas estratégicas y aplicar técnicas hidro geoquímicas para una caracterización más precisa de los flujos del sistema.

BALANCE HÍDRICO- CUENCA ENDORREICA-SALAR DE MARICUNGA

ABSTRACT

The Maricunga Salar Basin (CDSM), in the Atacama Region, is a high mountain hydrogeological system with great environmental value and growing mining interest. The objective of this thesis was to evaluate the influence of climate change, anthropic activity and cryospheric input on the water balance of the basin, using a mixed methodology based on bibliographic compilation, spatial analysis and climate simulations.

Background information from agencies such as the DGA, CONAF and SERNAGEOMIN, together with satellite data and regional climate models (CR2-RegCM4-10K), were integrated to construct water balances under three scenarios: natural, with authorized extractions, and with mining projections. Historical flow records, wetland evapotranspiration estimates, and precipitation projections under RCP 2.6 and 8.5 scenarios were used.

The results show that the near-future scenario reflects more realistically the current behavior of the basin, due to the temporal proximity of the data and greater availability of information on extractions. The flow of the Lamas River and Valle Ancho (Ciénaga Redonda) was identified as the main sources of inflow, and surface evaporation and sediment as the main outflows from the system. In addition, a three-dimensional conceptual model was constructed in QGIS that represents the main internal hydrological relationships of the basin. The projections reveal a high sensitivity of the system to climatic changes and extractive pressure, which could compromise its water balance in the long term.

It is concluded that it is a priority to improve direct flow monitoring, install meteorological stations in strategic areas and apply hydrogeochemical techniques for a more precise characterization of the system's flows.

WATER BALANCE - ENDORREIC BASIN - MARICUNGA SALT FLATS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Problema de investigación

Este trabajo se centró en el Salar de Maricunga, perteneciente a la Puna de Atacama, ubicada en los Andes Centrales, entre las latitudes $\sim 18^{\circ}\text{S}$ y $\sim 27^{\circ}\text{S}$. Esta extensa meseta está compuesta por la Precordillera, con altitudes que varían entre 2.200 y 3.500 m s. n. m. (Latorre *et al.*, 2005), y por mesetas semiáridas situadas por encima de los 3.500 m s. n. m. Además, forma parte del denominado “Triángulo del Litio”, que abarca lagos de gran altitud y salares en Argentina, Bolivia y Chile. Se estima que esta región alberga más de la mitad del suministro mundial de litio (Li) (Alam *et al.*, 2022; Anlauf, 2017; Dickson, 2017). (Figura N°1.1). La cuenca del Salar de Maricunga sufre un intenso estrés hídrico, principalmente asociados a abundantes faenas mineras de extracción de cobre (Cu) y oro (Au). Asimismo, se suman iniciativas orientadas a la explotación de litio, entre ellas el reciente acuerdo entre Codelco y Río Tinto para desarrollar un proyecto en el Salar de Maricunga, lo que confirma la expansión de la actividad extractiva de este recurso estratégico en la cuenca (Induambiente, 2025).



Figura N°1.1. Ubicación del Salar de Maricunga, Atacama, y otros importantes salares pertenecientes al “Triángulo del Litio” (Extraído de Alam *et al.*, 2022 y modificado del mapa de *Lithium Power International*).

El territorio del desierto de Atacama y sus bordes, se han transformado en un área de competencia y conflicto, especialmente por la posesión del agua, lo que ha generado un problema aún no resuelto por las autoridades y políticas públicas (Romero *et al.*, 2013). En cuanto a las áreas de conservación, existe una creciente controversia sobre la necesidad de ampliar la protección de los ecosistemas locales y sus interacciones ecológico-sociales (Romero *et al.*, 2013). Esta controversia se manifiesta actualmente en el Parque Nacional Nevado Tres Cruces y el Sitio Ramsar “Complejo Lacustre Laguna del Negro Francisco-Laguna Santa Rosa”, donde se busca expandir su territorio, que actualmente abarca 59.081,87 hectáreas, con el objetivo de incluir áreas clave para la conservación de especies emblemáticas endémicas de las lagunas de gran altitud de los Altos Andes de Bolivia, Chile, Argentina y Perú (Valqui *et al.*, 2000). Entre estas especies destacan los flamencos andinos (*Phoenicoparrus andinus*), flamencos chilenos (*Phoenicopterus chilensis*) y flamencos de James (*Phoenicoparrus jamesi*). Cabe destacar que según los registros en la Región de Atacama desde 1997 a 2025, existe una clara tendencia a una disminución poblacional de las tres especies de flamencos, destacando el flamenco andino, que se encuentra en categoría de conservación “vulnerable” (CONAF, 2025). Por lo tanto, el

resguardo a los sitios de nidificación es prioridad para la viabilidad ecológica de las especies de flamencos en un contexto de triple crisis climática: pérdida de biodiversidad, calentamiento global y contaminación (CONAF, 2025).

En la zona altoandina de la Región de Atacama se han identificado 32 cuencas altioplánicas de tipo endorreica, con superficies que varían entre 76 km² y 3.587 km² (Johnson, 2009). Entre ellas destacan el Salar de Pedernales, el Salar de la Isla y el Salar de Maricunga, los más grandes a nivel nacional después del Salar de Atacama. El ciclo hidrológico en regiones áridas y semiáridas ha sido significativamente alterado por la explotación humana y el calentamiento global, lo que ha generado una creciente inestabilidad en los recursos hídricos y un alto estrés hídrico en los ecosistemas (Shen, 2010). En estas condiciones, los salares representan sistemas hidrogeológicos, que corresponden a lagos salinos secos asociados a ambientes áridos e hiperáridos, donde los niveles freáticos se encuentran cerca de la superficie terrestre, permitiendo la evaporación freática del agua subterránea (Marazuela *et al.*, 2019). En su régimen natural, la profundidad de los niveles freáticos responde a un delicado equilibrio entre la recarga, controlada principalmente por las precipitaciones en las montañas, y la evaporación en los salares (Yechieli y Wood, 2002). Las elevadas tasas de evaporación sostenidas durante miles o millones de años han propiciado la acumulación de grandes cantidades de sales (Wood y Sanford, 1990; Warren, 2010; Corenthal *et al.*, 2016), lo que ha permitido la formación de ecosistemas únicos, extremadamente frágiles (Garcés, 2019). Las cuencas endorreicas dentro de la Región de Atacama tienen un régimen mixto, lo que implica que poseen una alimentación de los deshielos y de las precipitaciones estacionales (Valenzano, 2021). A su vez, la región cuenta con 87.9 km² de superficie total de glaciares, los cuales podrían generar un aporte a las cuencas (Segovia, 2015). Además, se indica que, debido a la complejidad de la circulación de agua en formaciones volcánicas fracturadas, la infiltración podría transportar flujos de agua a cuencas adyacentes, e incluso más lejos (Risacher *et al.*, 2003).

La disponibilidad de agua es el principal problema ambiental del desierto de Atacama. Sin embargo, el conocimiento sobre la relación entre los recursos hídricos y la variabilidad

climática sigue siendo limitado (Romero *et al.*, 2013). Aunque estudios de geografía física y climatología han abordado la cantidad, calidad y edad de las aguas (Romero *et al.*, 2013), aún hay una falta de información sobre el balance hídrico a escala de cuenca, de lo que depende la posibilidad de extraer tales recursos sin dañarlos definitivamente (Romero *et al.*, 2013).

La Cuenca del Salar de Maricunga (CDSM), área de interés de esta investigación, es una subcuenca endorreica que forma parte de división de Cuencas endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico según la Dirección de Aguas (DGA). La subcuenca abarca una superficie total de 2.195 km² y se extiende entre los 3.760 y 6.052 m s. n. m., siendo la cumbre del cerro Copiapó su punto más elevado. El salar, en su núcleo, tiene una superficie de 148,3 km² y una elevación media de aproximadamente 3.980 ms.n.m. En el área se han realizado diversos estudios relacionados con balances hídricos: Minera Santa Rosa SCM *et al.*, (1998); Risacher, *et al.*, (1999); Amphos 21. (2016); Proyecto Blanco., (2018). Sin embargo, estos estudios no evalúan la descarga de cuerpos criosféricos en los caudales de los ríos.

Este trabajo de investigación tiene como objetivo evaluar la influencia de los forzantes antropogénicos, el cambio climático y el aporte de los cuerpos criosféricos en el balance hídrico de la Cuenca del Salar de Maricunga. Dada la relevancia de esta cuenca en la región, se busca analizar cómo estos factores afectan el ciclo del agua, alterando su disponibilidad y distribución, y cómo impactan la sostenibilidad del recurso hídrico en la zona.

1.2. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

- Evaluar la influencia de forzantes antropogénicos, del cambio climático y del aporte de cuerpos criosféricos en el balance hídrico de la cuenca del Salar de Maricunga (CDSM), en la región de Atacama.

1.3.2. Objetivos específicos

- Analizar el rol hidrológico de los cuerpos criosféricos en la cuenca del Salar de Maricunga, evaluando su influencia relativa en los afluentes y su variación frente a escenarios de cambio climático.
- Analizar distintos escenarios climáticos y de intervención antropogénica proyectados, evaluando su efecto sobre las tasas de recarga y descarga del sistema.
- Realizar un balance hídrico comparativo para los escenarios definidos, identificando tendencias en la disponibilidad del recurso hídrico.
- Elaborar un modelo conceptual esquemático del funcionamiento hidrogeológico de la cuenca e implementar un balance hídrico bajo condiciones actuales.

1.3. Hipótesis

Se plantea que el balance hídrico de la cuenca del Salar de Maricunga está influenciado significativamente por el aporte de aguas de origen criosféricos, cuya tasa de recarga se mantiene relativamente constante, modulando las entradas hídricas del sistema bajo distintos escenarios climáticos. Se espera observar una tendencia decreciente en el aporte pluvial y un aumento relativo del componente nival-criosférico, asociado al retroceso glaciar y la variabilidad estacional. Asimismo, se postula que el incremento en las tasas de extracción hídrica, producto de actividades de exploración y explotación minera, altera de manera sustancial las salidas del sistema, reduciendo la disponibilidad y sostenibilidad del recurso hídrico en la cuenca.

1.4. Área de estudio, ubicación y accesos

El área de estudio se localiza en el Salar de Maricunga, 160 km al noreste de Copiapó camino al paso fronterizo de San Francisco, a la latitud $26^{\circ} 50' 33,12''$ S y longitud $69^{\circ} 03' 53,09''$ W, comuna de Copiapó, Región de Atacama (Figura N°1.2). En la zona se encuentra el Parque Nacional Nevado Tres Cruces administrado por la Corporación Nacional Forestal (CONAF).

El acceso al área de estudio se realiza desde la Universidad de Atacama, ubicada en la ciudad de Copiapó. Desde este punto, se debe avanzar hacia el **NE** por la Avenida Copayapú/Ruta 5 durante aproximadamente 10 km. Posteriormente, se gira hacia el **E** para incorporarse a la Carretera del Inca/Ruta 31, recorriendo cerca de 16 km hasta llegar a un cruce donde se continúa hacia el **NE** por la misma Ruta 31 durante aproximadamente 158 km. Finalmente, se gira hacia el **E** tomando el camino C-601 por alrededor de 10 km, hasta alcanzar el Salar de Maricunga.

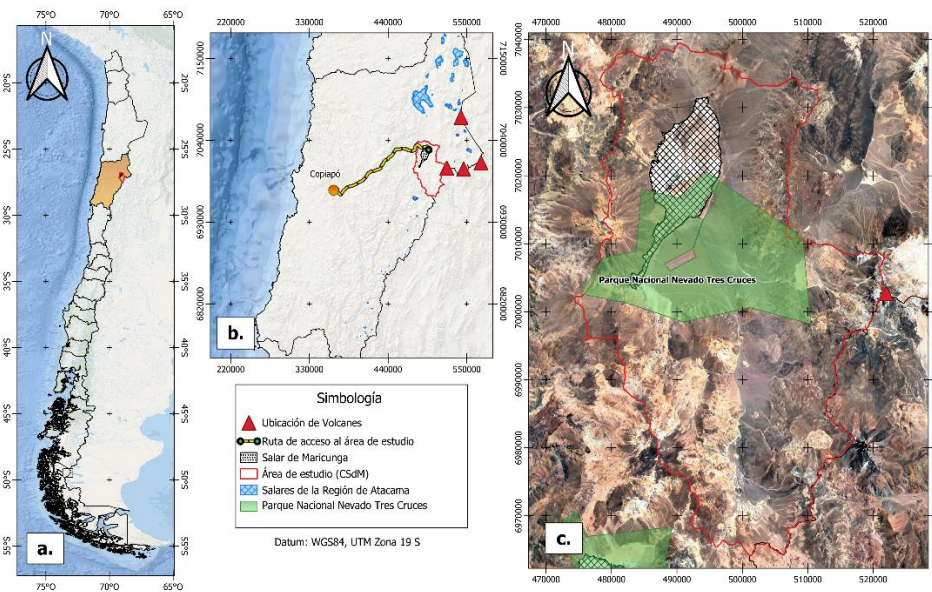


Figura N° 1.2. a. Ubicación respecto a las otras regiones de Chile. b. Región de Atacama, salares como polígonos de color celeste y centros eruptivos como triángulos rojos sólidos, destacando en un polígono rojo el área de estudio correspondiente al Salar de Maricunga, además del acceso al Salar de Maricunga desde la Ciudad de Copiapó. d. Se ubica en la Cuenca del Salar de Maricunga. Elaboración propia generada en el *software* QGIS.

1.5 Investigaciones anteriores

En el área se han realizado diversos estudios, para la obtención de información respecto a la geología de la zona se utilizan los mapas geológicos Salar de Maricunga (Cornejo *et al.*, 1998) de escala 1:100.000. Además, se utilizan textos complementarios a los mapas y artículos sobre la geología y evolución tectónica del área de estudio como Mpodozis *et al.*, (1995), sobre la Franja Oligocena-Miocena de Maricunga, (Espinoza *et al.*, 2021) para complementar con observaciones recientes sobre la geología estructural regional. El mapa hidrogeológico de la cuenca Salar de Maricunga: sector Salar de Maricunga (Iriarte,

1999), de escala 1:100.000, proporciona antecedentes esenciales sobre el sistema hidrogeológico del área de estudio, donde incluye las unidades hidrogeológicas descritas, la química de muestras tomadas en el sector, un mapa y perfil que plasman las características hidrogeológicas principales del sector.

Otros estudios han sido realizados en el área, que son relevantes para el entendimiento del sistema. Uno de ellos corresponde al realizado por EDRA., (1998), en el cual se caracterizó la hidrología del Salar de Maricunga como parte del estudio de línea base del proyecto Lobo-Marte Etapa II, identificando los flujos subterráneos y superficiales que alimentan el salar. Otro estudio significativo es el de Risacher *et al.*, (1999), elaborado para la Dirección General de Aguas (DGA), que analiza la geoquímica de aguas en cuencas cerradas del norte de Chile, incluyendo la región de Atacama, proporcionando información clave sobre la evolución química de las aguas salinas. Posteriormente, Risacher *et al.*, (2003) profundizan estas discusiones, abordando los procesos hidrogeoquímicos dominantes en estos sistemas y su relación con el entorno climático y geológico.

Otros antecedentes de importancia corresponden a los documentos de líneas bases incluidos en los Estudios de Impacto Ambiental sometidos al Servicio de Evaluación Ambiental (SEIA), específicamente aquellos relacionados con proyectos mineros en el área del Salar de Maricunga. Entre ellos, se encuentra el Estudio de Impacto Ambiental del Proyecto Blanco, presentado por Minera Salar Blanco S.A. en 2018 y aprobado en 2020, el cual contiene información detallada sobre geología, hidrogeología y aspectos ambientales del salar.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1. Puna de Atacama

El Altiplano-Puna es la segunda meseta de gran altitud más grande del mundo y es la ubicación de numerosos cuerpos de salmuera que contienen concentraciones elevadas de Li entre varias otras especies de interés económico (Houston, 2011). Corresponde a una meseta que presenta alturas de 3.700 a 4.200 m.s.n.m, que se extiende por unos 1.800 km en forma paralela al margen continental, con un ancho que varía entre los 350 y 400 km (Figura N°2.1).

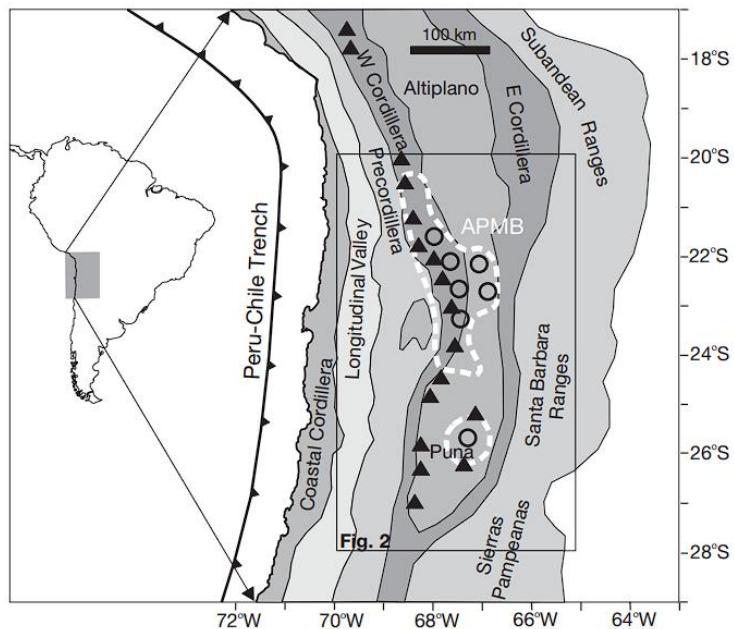


Figura N° 2.1. Mapa de ubicación del Altiplano-Puna y de las principales características fisiográficas, incluyendo el cuerpo magmático del Altiplano-Puna (línea blanca discontinua). Los volcanes y calderas de la cordillera occidental se muestran como triángulos negros sólidos y círculos abiertos, respectivamente. Extraído de Houston (2011).

2.2. Cuencas endorreicas y salares

Una cuenca endorreica se caracteriza por condiciones típicas de zonas áridas y semiáridas, donde la evaporación anual supera a las precipitaciones (Langbein, 1961). En

este tipo de cuencas, el drenaje superficial converge hacia el punto interior más bajo (depresión), donde el agua se acumula. Dependiendo del balance hídrico, estas depresiones pueden dar origen a lagos o espejos de agua permanentes, en los que el caudal efluente se pierde principalmente por evaporación y, en algunos casos, mediante flujos subterráneos. De esta forma, se establece un equilibrio hidrológico en función de la equivalencia entre los volúmenes de entrada y salida. Sin embargo, en otras situaciones, el agua acumulada no alcanza a formar cuerpos semipermanentes debido a un desbalance o déficit hídrico, lo que da lugar a salares o humedales (MOP – DGA, 1984; UNESCO, 1982).

Asimismo, los salares se encuentran a todas las elevaciones (Figura N°2.2) y representan el producto final de un proceso de relleno de cuencas que comienza con la erosión del relieve circundante, depositando inicialmente taludes coluviales y gravas en abanico, y luego se van graduando hacia arriba hasta convertirse en arenas laminares y limos y arcillas de playa a medida que la cuenca se llena (Houston, 2011). Originalmente, los salares se forman a partir de lagos o lagunas salinas en ambientes desérticos, donde las salmueras, por procesos de evaporación y evapotranspiración, evolucionan a evaporitas. Si la recarga se termina o disminuye por cambios climáticos, tectonismo u otras razones, la cuenca queda rellena exclusivamente de los sedimentos lacustres originales y evaporitas (Chong, 1984).

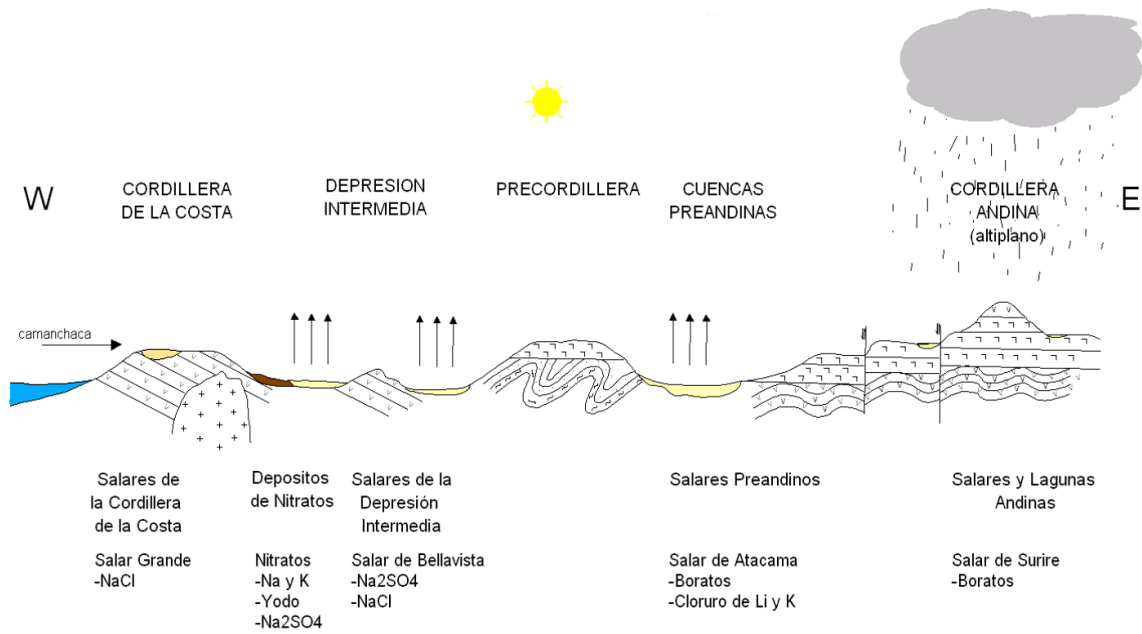


Figura N° 2.2. Perfil esquemático geomorfológico de depósitos salinos del norte de Chile. Extraído de Gajardo, A. (2014).

Los salares pueden clasificarse según diversos criterios y autores (Stoertz y Ericksen, 1974; Chong, 1984; Houston, 2011). A continuación, se clasificará el salar de Maricunga bajo estos criterios.

Tabla N° 2.1 Resumen de las clasificaciones de los salares según distintos autores.

Autor	Clasificación según:	
Stoertz y Ericksen., 1974	Morfología	Salar tipo “playa”: Se caracteriza por la presencia de sedimentos salinos finos y poco permeables, con lagunas intermitentes y napas subterráneas de salmuera.
		Costras de sales: Posee una costra superficial de sales evaporíticas (principalmente halita) y salmueras intersticiales en su interior.
Chong., 1984	Posición geográfica	Salares andinos de la Alta Cordillera corresponden a las cuencas evaporíticas más jóvenes que se ubican en la Alta Cordillera.

		Constituyen salares activos y lagos en evolución a salares. Toda su recarga proviene del ambiente volcánico, lo que explica la presencia de fuentes termales y una mineralogía dominada por compuestos de origen volcánico, como el azufre. Aunque contienen yacimientos de boratos, su potencial económico en litio y potasio es menor y menos conocido que el del Salar de Atacama.
Houston, 2011	Evolución geológica	Salar inmaduro-maduro: Aún en desarrollo, con un balance hídrico dependiente de las precipitaciones esporádicas y una evolución geológica que no ha alcanzado la madurez de salares más grandes como el de Atacama.

2.2.1. Tipos de salares

Según Houston. *et al.*, (2011) en el Altiplano-Puna se reconocen dos tipos de acuíferos hospedantes: salares halíticos maduros y salares clásticos inmaduros (Tabla 2.2. Anexos; Figura N°2.3). Donde los salares inmaduros pueden caracterizarse por sus mayores regímenes de humedad (mayor precipitación, menor evaporación), y por lo tanto tienden a ser más frecuentes en elevaciones más altas y hacia las partes más húmedas del norte y este de la región. Se caracterizan por una secuencia alternada de sedimentos de grano fino y capas evaporíticas de halita y/o ulexita, que representan el aumento y disminución del suministro de sedimentos bajo una historia tectónica y climática variable. Las salmueras contenidas a menudo apenas alcanzan la saturación de halita, lo que sugiere que el clima durante su formación no era severamente hiperárido. Las salmueras normalmente están completamente saturadas con respecto al yeso, lo que lleva a la presencia generalizada de yeso (normalmente como selenita) en toda la secuencia (Houston *et al.*, 2011).

Los salares maduros tienen un flujo de humedad menor y, por lo tanto, tienden a ser más comunes en las partes más bajas y más secas de la región. Se caracterizan por una

secuencia relativamente uniforme y gruesa de halita depositada en condiciones subacuáticas y subaéreas variables (Bobst *et al.*, 2001). Sin embargo, las inundaciones antiguas que dieron lugar a depósitos generalizados de arcilla limosa y la precipitación volcánica han dado lugar a capas intercaladas delgadas, estas capas de permeabilidad variable pueden conducir a la formación de acuíferos y acuícludos alternados que se estrechan alrededor de los márgenes del núcleo. El agua subterránea dulce en las capas de mayor permeabilidad puede transmitirse desde fuera de los márgenes del salar hasta el borde del núcleo donde, una vez liberada, fluye a la superficie como resultado de la diferencia de presión con la salmuera del núcleo. La diferencia de presión se compone de dos elementos: la carga impuesta y la diferencia de densidad. Las aguas más dulces que fluyen hacia la superficie disuelven la halita en su ascenso y dan lugar a la formación de conductos y dolinas salinas en la superficie, especialmente en las zonas marginales (Houston, 2011).

El Salar de Maricunga muestra características intermedias entre los Salares Maduros e Inmaduros (Morales *et al.*, 2021; Houston, 2011).

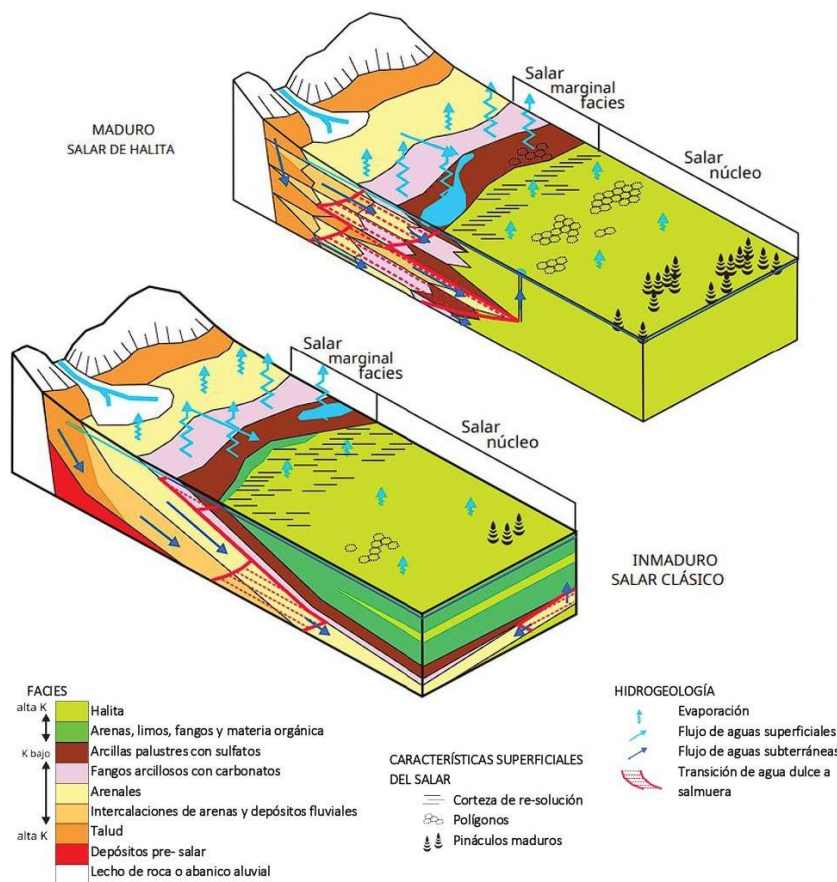


Figura N° 2.3. Modelos de los salares maduros e inmaduros que muestran la distribución de facies y los principales componentes hidrológicos. En el modelo maduro, la extensión y recesión de las facies marginales como resultado del tectonismo y la variación climática conducen a la posibilidad de transferencia de aguas diluidas al núcleo. En el modelo inmaduro, si bien las condiciones marginales se han simplificado para mayor claridad, también es posible la transmisión de aguas diluidas al núcleo. K se refiere a la conductividad hidráulica de las diferentes unidades. Extraído y modificado (Houston et al., 2011).

2.3. Hidrografía y cuerpos criosféricos

Como se indicó anteriormente, la cuenca del Salar de Maricunga es de tipo endorreica y corresponde a la cuenca hidrográfica, que incluye todas las quebradas que drenan hacia el Salar (Muñoz *et al.*, 2009). El Salar de Maricunga incluye el salar mismo (que corresponde específicamente a la costra salina) y las superficies planas asociadas a éste.

La hoya hidrográfica del salar de Maricunga está inserta en la Puna de la Región de Atacama y tiene una forma elongada en dirección norte – sur, angostándose desde la mitad

hacia el sur para terminar en punta en el cerro Dos Hermanas. La depresión donde se emplaza el salar se encuentra en el centro-norte de su perímetro y está flanqueada por escarpados cerros al este y oeste, desde donde nacen varias quebradas de poca importancia (ver figura 1.2). Los tributarios más importantes son el Río Lamas por el E y el Ciénaga Redonda por el S, que encauza algunos cursos intermitentes de agua debido a aportes de lluvias esporádicas y fusión nival de las altas cumbres que lo rodean, permitiendo el desarrollo de vegas (Muñoz *et al.*, 2009). De esta manera, es posible determinar que el caudal proveniente del río Lamas está principalmente controlado por los procesos de derretimiento de nieve asociados al Nevado Tres Cruces, mientras que, en el caso de Ciénaga Redonda, el flujo hídrico responde predominantemente a flujos subsuperficiales y la infiltración de aguas superficiales, tales como las originadas por eventos de precipitación. Al sur del salar se encuentra la Laguna Santa Rosa, que se alimenta de los afloramientos de agua subterránea, y que se conecta a través de un curso superficial que corre por el borde poniente del salar en forma permanente, hasta la laguna que está casi en el centro de la costra. Otras lagunas de menor importancia se encuentran en los bordes del salar, tanto por el este como por el oeste, alimentadas del mismo modo por afloramientos subterráneos (Muñoz *et al.*, 2009).

La hidrogeología de la cuenca del Salar de Maricunga ha sido evaluada por diversos autores que reportan una conexión profunda intercuenas (Magaritz *et al.*, 1990; Montgomery *et al.*, 2003), e incluso mencionan conexión subterránea entre las cuencas del Salar de Maricunga y Piedra Pómez (Iriarte *et al.*, 2001; Morales *et al.*, 2021). Las reservas hídricas en forma de hielo (criosféricas) en la región corresponden a depósitos de hielo que permanecen estables por más de tres años. En el sector hiperárido de los Andes, los cuerpos de permafrost constituyen la principal reserva hídrica, aunque presentan una baja eficiencia en la producción de agua (Milana, 2005). Por otro lado, la nieve estacional actúa como un recurso hídrico cuando se funde dentro del mismo año en que se precipita, con tiempos de permanencia que varían entre días y meses. Una fracción de esta nieve puede recristalizar y pasar a formar parte de glaciares cubiertos o glaciares de roca, especialmente en años con mayor precipitación (Milana, 2005). En períodos de baja precipitación o durante los meses de máxima ablación (enero-marzo), las reservas criosféricas pueden derretirse parcialmente, generando recursos hídricos que se

incorporan a los cursos de agua superficiales y subterráneos. En este contexto, resulta especialmente preocupante el retroceso sostenido que están experimentando los glaciares andinos, ya que, compromete directamente la estabilidad de estas reservas hídricas. Estudios recientes muestran que los glaciares andinos se están retrocediendo a un ritmo promedio de $-0,69$ metros por año, una tasa superior al promedio global de $-0,46$ metros por año (Hugonnet *et al.*, 2021). Esta pérdida acelerada de masa glaciar no solo reduce el volumen total de agua almacenada en forma sólida, sino que también afecta el caudal disponible en las zonas bajas, particularmente durante las estaciones secas.

En este escenario, caracterizado por la dependencia de reservas criosféricas, adquiere especial relevancia el concepto de "pico hídrico" o "Peak water", que representa el punto máximo de derretimiento glaciar, que corresponde a un punto de inflexión donde comienza una disminución sostenida conforme continúa la pérdida de masa glaciar. Si bien algunas áreas de los Andes aún experimentan un aumento temporal en el aporte hídrico proveniente de los glaciares, otras ya han superado este punto crítico y enfrentan una reducción progresiva en el suministro de agua dulce como resultado de la contracción glaciar (Huss y Hock, 2018; Davies *et al.*, 2025).

2.4. Clima

La climatología del desierto de Atacama es el resultado de un complejo y dinámico sistema de relaciones multiescalares, comandadas a macro escala por el Monzón de América del Sur y sus interacciones espacio-temporales (teleconexiones) con la Oscilación del Sur (Fenómenos El Niño-La Niña) (Figura N°2.4), la Oscilación Decadal del Pacífico y la Oscilación Antártica (Romero *et al.*, 2012). Este complejo sistema océano-atmósfera, determina a su vez, la ocurrencia de lluvias y nevazones sobre las montañas y altiplanos andinos, que bordean por el oriente el desierto de Atacama, que, aunque muestran una gran irregularidad interanual, constituyen, las únicas fuentes de agua dulce que hacen factible la ocupación humana de estos territorios (Romero *et al.*, 2013).

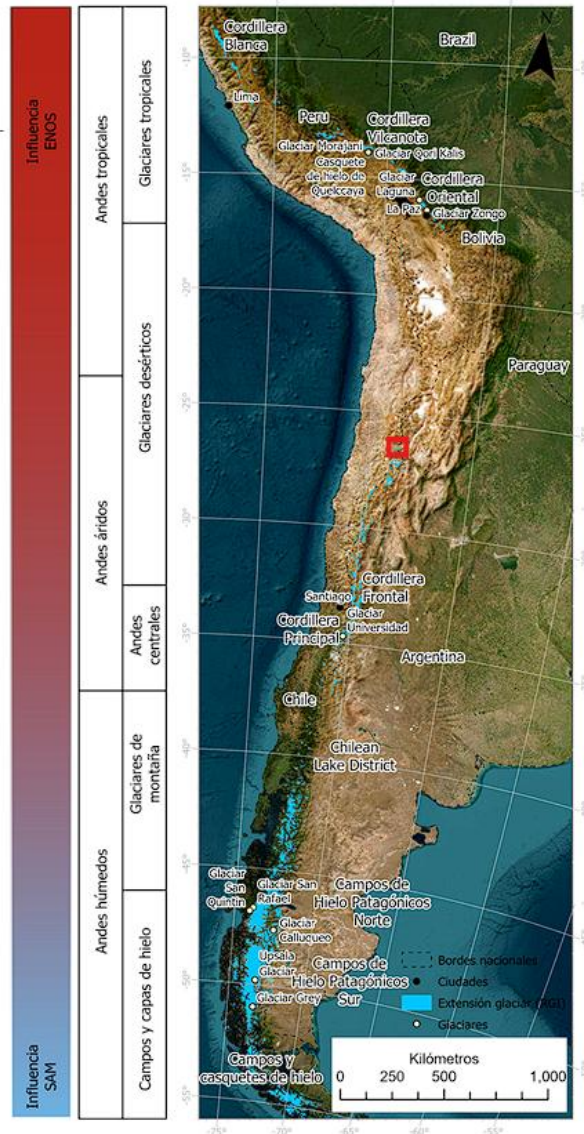


Figura N°2.4. Los glaciares y las regiones climáticas de los Andes. Los glaciares se muestran en azul. La influencia del Modo Anular del Sur (SAM) y de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) se muestra en la barra a la izquierda, marcado en un polígono rojo se sitúa aproximadamente el área de estudio. La extensión de los glaciares corresponde al Inventario de Glaciares Randolph v.7.0. Extraído de Davies *et al.*, (2025).

La precipitación sólida o nival es considerable, siendo de origen frontal y es la principal responsable de la alimentación de los cursos superficiales que se desarrollan a esta altura durante todo el año. Ésta se produce mayoritariamente entre los meses de mayo y agosto. Las nieves se concentran de forma permanente sobre los 6.000 m.s.n.m. Por su parte las precipitaciones líquidas son escasas a casi nulas y se producen en verano, provenientes del Atlántico y desde la cuenca del Amazonas, lo que es el

remanente de lo que se conoce como “Invierno Altiplánico” que llega debilitado a estas latitudes (Muñoz *et al.*, 2009).

Sin embargo, el cambio climático está modificando la temperatura de los Andes, reduciendo las precipitaciones sólidas y acortando las estaciones de acumulación nival. Este cambio favorece la ocurrencia de lluvias en altitudes donde antes predominaba la nieve, destacando a los humedales altoandinos como posibles reservas de agua frente al retroceso de la nieve y el hielo. Asimismo, las nevadas tienden a producirse en menos eventos meteorológicos, pero a su vez, en eventos más extremos (Poved *et al.*, 2020; Davies *et al.*, 2025).

Las condiciones de altura del salar, permiten caracterizar el clima de Desierto Frío de Montaña y Tundra de alta montaña (Morales *et al.*, 2021, con temperaturas en verano fluctúan entre 10- 20 °C, y en invierno varían entre 4 - 0 °C (Figura N°2.5). La precipitación media en el área del salar oscila entre 100-150 mm, dependiendo del sector y su altura el valor cambia (Proyecto Blanco, 2018). La radiación solar en el área del proyecto SIMCO Spa, da un promedio de radiación de 298,0 W/m², y máximas de sobre 1.000 W/m². Todas estas condiciones favorecen la evaporación (Morales *et al.*, 2021), que ha sido estimada para agua es 2.152 mm/año (evaporación de bandeja), considerando la altura media en que se encuentra el Salar (3.750 m.s.n.m.) y la estimación de la evaporación para la salmuera en 1.396 mm/año, considerando una densidad de 1,2 g/ cm³ y un factor de salinidad de 0,61 (Proyecto Blanco, 2018).

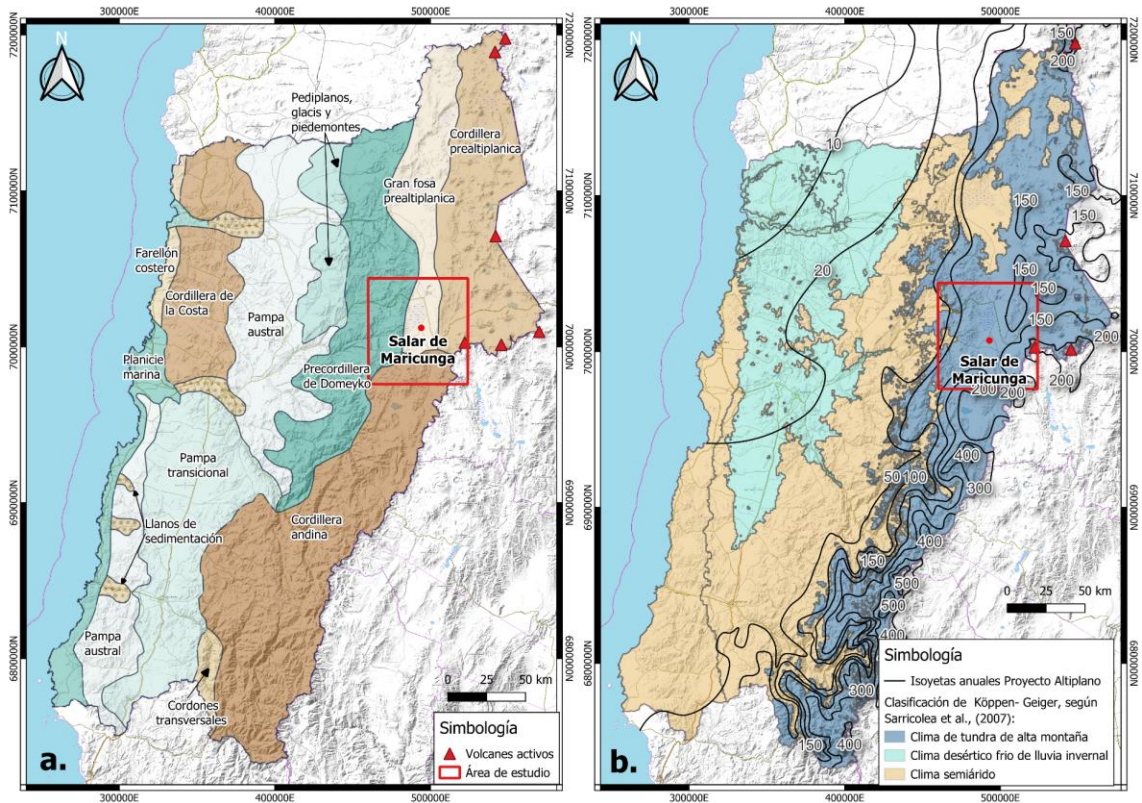


Figura N° 2.5. a. Mapa con las unidades geomorfológicas de la región de Atacama (Albers., 2020). En triángulos rojos se destacan los volcanes activos presentes en la región. b. Mapa de la distribución climática correspondiente a la clasificación de Köppen- Geiger, según Sarricolea *et al.*, (2007) junto con las isoyetas anuales de DICTUC, 2008 correspondiente al Proyecto Altiplano. Elaboración propia.

2.5. Balance hídrico

El balance hidrológico de una región constituye un método simple y apropiado para comprender su funcionamiento hídrico global. El ciclo hidrológico a nivel de cuenca puede ser interpretado como una serie de flujos entrantes y salientes que deben cumplir con la ecuación de continuidad, es decir, la diferencia entre ingresos y egresos debe reflejarse en un cambio del almacenamiento (Carrica y Lexow, 2004).

En Chile, los primeros esfuerzos para caracterizar la hidrología a nivel nacional provienen de la aplicación de la ecuación de balance hidrológico a la escala de cuenca (UNESCO 1982):

$$\frac{dS}{dt} = P - ET - Q - G + \eta \quad (1)$$

Donde S es el almacenamiento total (mm), P es la precipitación anual media (mm/año), ET es la evapotranspiración (mm/año), Q y G representan valores netos de salida para la escorrentía superficial y subterránea (mm/año) respectivamente, y η representa un error de tolerancia o de cierre del balance (Figura N° 2.6).

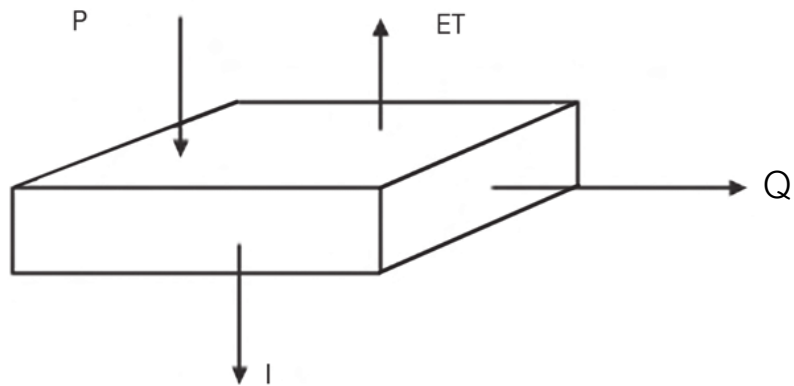


Figura N° 2.6. Esquema del modelo de balance hídrico. La figura muestra el modelo de balance hídrico más comúnmente utilizado, en el cual los límites físicos del modelo, definen como entrada la precipitación (P) y como salidas la evapotranspiración (ETP), la percolación o infiltración (I) y la escorrentía superficial (Q) (Vann der Hammen et al., 2008).

Asimismo, se describen algunos de los aportes que alimentan los salares chilenos (Risacher *et al.*, 2023).

1. **Descarga focalizada a través de manantiales** provenientes de la cuenca de drenaje, con caudales observables generalmente entre 0,1 y 100 l/s. Muchos de estos manantiales emergen a gran altura sobre la superficie del salar.
2. **Filtraciones difusas**, que percolan lentamente hacia la superficie del salar. Su caudal no es perceptible, pero su extensión lateral puede alcanzar decenas o incluso cientos de metros a lo largo de las orillas del salar. La descarga total por

filtración difusa puede ser significativa, aunque es imposible de cuantificar. El bajo caudal puede inducir una evaporación incipiente en la zona de exudación.

3. **Ríos**, generalmente de corta longitud y bajo caudal, habitualmente inferior a 500 l/s. A menudo se infiltran en depósitos coluviales antes de alcanzar el salar, donde eventualmente descargan a través de manantiales y filtraciones.
4. **Aguas subterráneas**, que rellenan acuíferos en las cuencas de drenaje. Estas aguas se descargan en la depresión central de las cuencas mediante manantiales y filtraciones.

Un caso representativo es el Salar de Atacama, donde Marazuela *et al.*, (2019) ha cuantificado su complejo balance hídrico mediante un modelo tridimensional de flujo subterráneo. Este modelo revela que el agua infiltrada desde zonas altas se desplaza hacia el salar, ascendiendo verticalmente a través de la interfase salina o zona de mezcla debido al contraste de densidad entre el agua dulce recargada y la salmuera evaporada del núcleo del salar. Finalmente, esta agua se descarga y se evapora, ya sea en los lagos superficiales o directamente desde la capa freática somera (Marazuela *et al.*, 2019) (Figura N°2.7). Cabe destacar que existe un debate en torno a la representación de estos sistemas, con propuestas de nuevos modelos conceptuales que plantean configuraciones alternativas para los flujos subterráneos (Morán, 2022). En el caso del Salar de Maricunga, se considera como referencia el modelo conceptual simplificado propuesto por Worley Parsons y Flo Solutions (2019), el cual identifica las principales entradas y salidas del sistema, permitiendo una visualización general del balance hídrico local (Figura N°2.8).

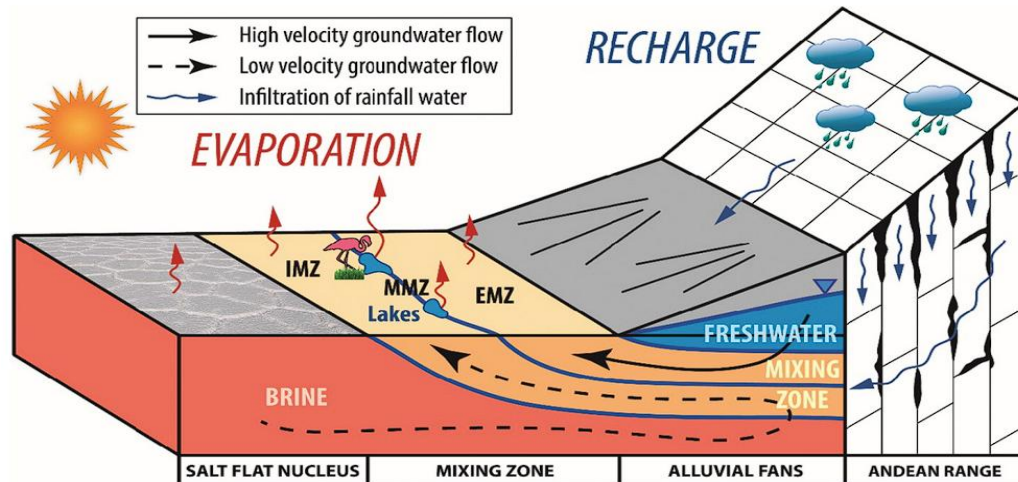


Figura N°2.7. Diagrama de balance hídrico en caso de estudio del Salar de Atacama, donde se muestra las entradas y salidas de los sistemas, además de las zonas de mezcla (IMZ), zonas de mezcla interna (MMZ), Zona de mezcla externa (EMZ). Extraído de Marazuela et al., (2019).



Figura N°2.8. Modelo conceptual simplificado del balance hídrico en el salar de Maricunga, Atacama. Modificado de Worley Parsons y Flosolutions., (2019), Proyecto Salar Blanco y Extraído de Castellón., (2024).

2.6. Cambio climático

Este concepto se refiere a los cambios a largo plazo de las temperaturas y los patrones climáticos. Estos cambios pueden ser naturales, debido a variaciones en la actividad solar o erupciones volcánicas grandes. Pero desde el siglo XIX, las actividades humanas han sido el principal motor del cambio climático, debido principalmente a la quema de combustibles fósiles como el carbón, el petróleo y el gas (United Nations, s. f.).

En los últimos años, los Andes ha mostrado mayor sensibilidad al cambio climático, favoreciendo procesos de erosión del suelo, retroceso de glaciares, pérdida de cobertura vegetal, incremento en la intensidad de lluvias y alteración en la dinámica de los cultivos de la región (Lozano-Povis *et al.*, 2021).

Las actividades humanas, principalmente a través de las emisiones de gases de efecto invernadero, han causado inequívocamente el calentamiento global, con una temperatura en superficie que alcanzará 1,1°C por encima de 1850-1900 en 2011-2020. Las emisiones mundiales de gases de efecto invernadero han seguido aumentando durante 2010-2019, con contribuciones desiguales históricas y actuales derivadas del uso insostenible de la energía, el uso de la tierra, cambio de uso de la tierra, estilos de vida, patrones de consumo, producción entre regiones, países, y entre individuos (IPCC, 2023). El cambio climático de origen humano ya está afectando a muchos fenómenos meteorológicos y climáticos extremos en todas las regiones del planeta (IPCC, 2023).

2.6.1. Simulaciones y proyecciones climáticas

La construcción de escenarios de clima futuro es fundamental para el conocimiento y la acción relacionada con el cambio climático. Estos escenarios se desarrollan para hacer reconstrucciones del clima del pasado, apoyar el entendimiento del funcionamiento del sistema climático y describir las condiciones ambientales que generan posibles climas del futuro (Centro de Cambio Global UC (CCG-UC), 2022.)

Los modelos climáticos globales proyectan que las temperaturas a lo largo de los Andes aumentarán entre 1.1°C y 4.5°C para finales de siglo. Los cambios en las precipitaciones varían espacialmente, con incrementos en las precipitaciones en los Andes peruanos de entre 1.8 % y 3.3 %, en contraste con una disminución en los Andes chilenos y argentinos de entre un 1.9 % a un 12.4 % (Almazroui *et al.*, 2021).

Los cambios climáticos proyectados están determinados por la cantidad de gases de efecto invernadero emitidos, así como de la respuesta del sistema climático frente a ellos

(Hausfather y Moore., 2022). No obstante, esta señal antropogénica se superpone a la variabilidad climática natural, la cual incluye ciclos y fluctuaciones que ocurren en diversas escalas temporales. Esta variabilidad, que va desde décadas hasta milenios, es fundamental para interpretar correctamente los cambios observados desde 1850 (Scafetta., 2013). Para explorar diversos futuros climáticos posibles, la comunidad científica desarrolló las Trayectorias de Concentración Representativas (RCP, por sus siglas en inglés), adoptadas por el IPCC en su Quinto Informe de Evaluación (AR5). Entre ellas, la RCP 8.5 representa el escenario de mayor forzamiento radiactivo, alcanzando 8.5 W/m² hacia el año 2100 y continuando su incremento posteriormente. Además, se proyectan emisiones elevadas de gases de efecto invernadero, aerosoles y cambios en el uso del suelo, alcanzando concentraciones de dióxido de carbono cercanas a 2000 ppm hacia 2250, casi siete veces los niveles preindustriales (Climate Watch., s.f.).

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1. Geología regional

El norte de Chile se caracteriza por estructuras contraccionales y un intenso fallamiento en bloque producto a la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana. En el cinturón orogénico de los Andes centrales se alterna una sucesión de cordilleras y cuencas de tendencia norte-sur (Risacher *et al.*, 2003).

Desde un punto de vista tectónico, la Franja de Maricunga se ubica inmediatamente al oeste de la extremidad meridional de la cadena volcánica activa de los Andes Centrales (ZVC), en una zona de transición suave entre el segmento norte con subducción inclinada y el segmento central de los Andes chileno-argentinos (28-30° S), caracterizado por una subducción subhorizontal (Figura N°3.1). Esta transición en el ángulo de subducción se habría producido de manera progresiva entre los 20 y 6 Ma (Mpodozis *et al.*, 1995).

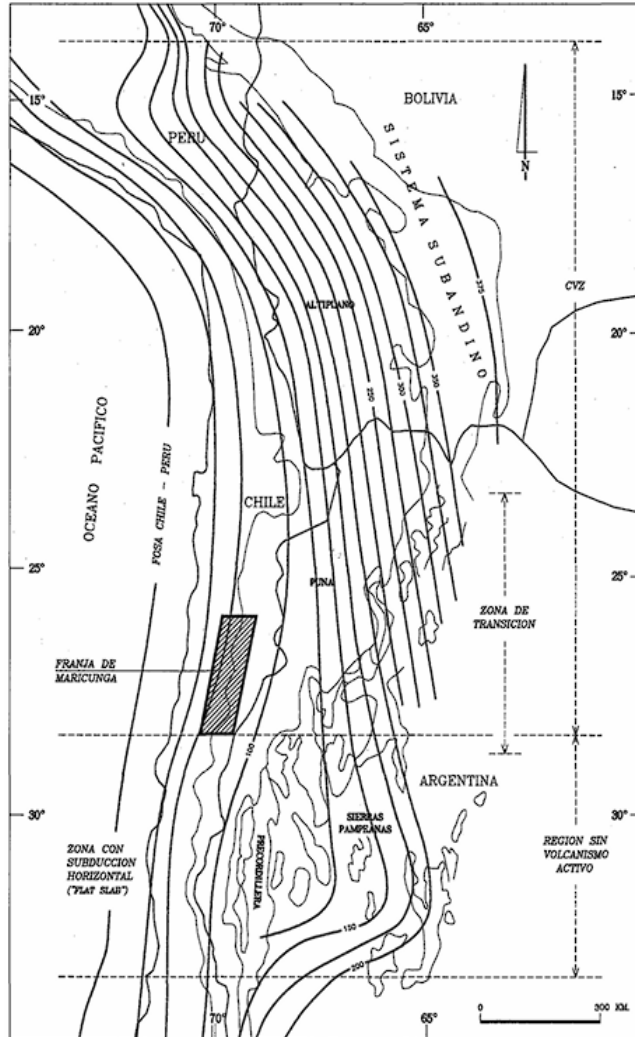


Figura 3.1. Ubicación de la Franja de Maricunga en la región sur de la zona volcánica de los Andes Centrales (ZVC). Se indican las isobatas de la zona de Benioff (km). Extraído de Cahill e Isacks., (1992).

La Franja de Maricunga, de 200 km de largo, se extiende en el borde occidental del Altiplano de Copiapó (26-28°S) y representa el frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes centrales. La actividad volcánica se organiza en cinco eventos. El más antiguo el evento inicial (26-21 Ma) dio origen al complejo de estratovolcanes de Cerros Bravos-Barros Negros, y a los grupos de domos múltiples asociados a mineralización de Esperanza y La Coipa (26°30'-27°S) que hicieron erupción a través de una corteza de -45 km de espesor. En la zona sur de la franja (27-28°S) la actividad fue más reducida y asociada a pequeños complejos de domos múltiples, con mineralización de oro y plata (Pantaniillo, Refugio y La Pepa) emplazados a través de una corteza más

delgada (-35-40 km). El segundo episodio (20-17 Ma) se asocia a un evento de deformación compresiva, engrosamiento cortical y disminución de la actividad volcánica. El tercer evento del Mioceno Medio (16 -12 Ma), el volcanismo se reanudó con vigor. Los magmas asociados a los centros más antiguos del ciclo (Ojos de Maricunga, Santa Rosa, Jotabeche Norte; 16-15 Ma) evolucionaron en niveles corticales profundos, en equilibrio con granate (Mpodozis *et al.*, 1995). Al final del Mioceno Medio (13-12 Ma), ocurre el cuarto evento, donde se emplazaron complejos volcánicos (Pastillos) y 'pórfidos auríferos' (Lobo y Marte) en régimen tectónico extensional; tal como entre los 26-21 Ma. Un retomo a condiciones de corteza más gruesa y régimen compresivo se detecta entre los 11 y 7 Ma cuando la actividad se redujo al Complejo Volcánico Copiapó (27 °15 'S). El evento final (6-5 Ma) ocurrió en la zona del Nevado de Jotabeche (27°40'S), una asociación bimodal de riolitas (Caldera Jotabeche) y andesitas máficas vítreas (Pircas Negras) eruptadas a través de fallas en el extremo sur del Altiplano, donde la corteza alcanzaba más de 60 km de espesor. La Franja de Maricunga se sobrepone al corredor de fallas noroeste Valle Ancho-Potreros, rasgo estructural que podría coincidir con el límite norte del terreno de Chileña, acrecionado contra el margen de Gondwana, en el Paleozoico superior (Mpodozis *et al.*, 1995).

Al este de la Franja de Maricunga, se desarrollan las cuencas cerradas de los salares de Pedernales, Maricunga y La Laguna del Negro Francisco que ocupan un 'plateau' elevado de 3.800 m de altura. Al oriente de este 'plateau' se encuentra la Cordillera de Claudio Gay, macizo formado por rocas del basamento paleozoico (Zentilli, 1974) y secuencias volcánicas sedimentarias terciarias. Esta cadena antecede, hacia el este, al arco volcánico activo, ubicado 60 km al este del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la Franja de Maricunga y que incluye, entre otros, el complejo volcánico holoceno de Ojos del Salado que, con sus 6.880 m de altura, es el edificio volcánico de mayor altura en la Tierra (Mpodozis *et al.*, 1995).

3.1.1. Control Estructural

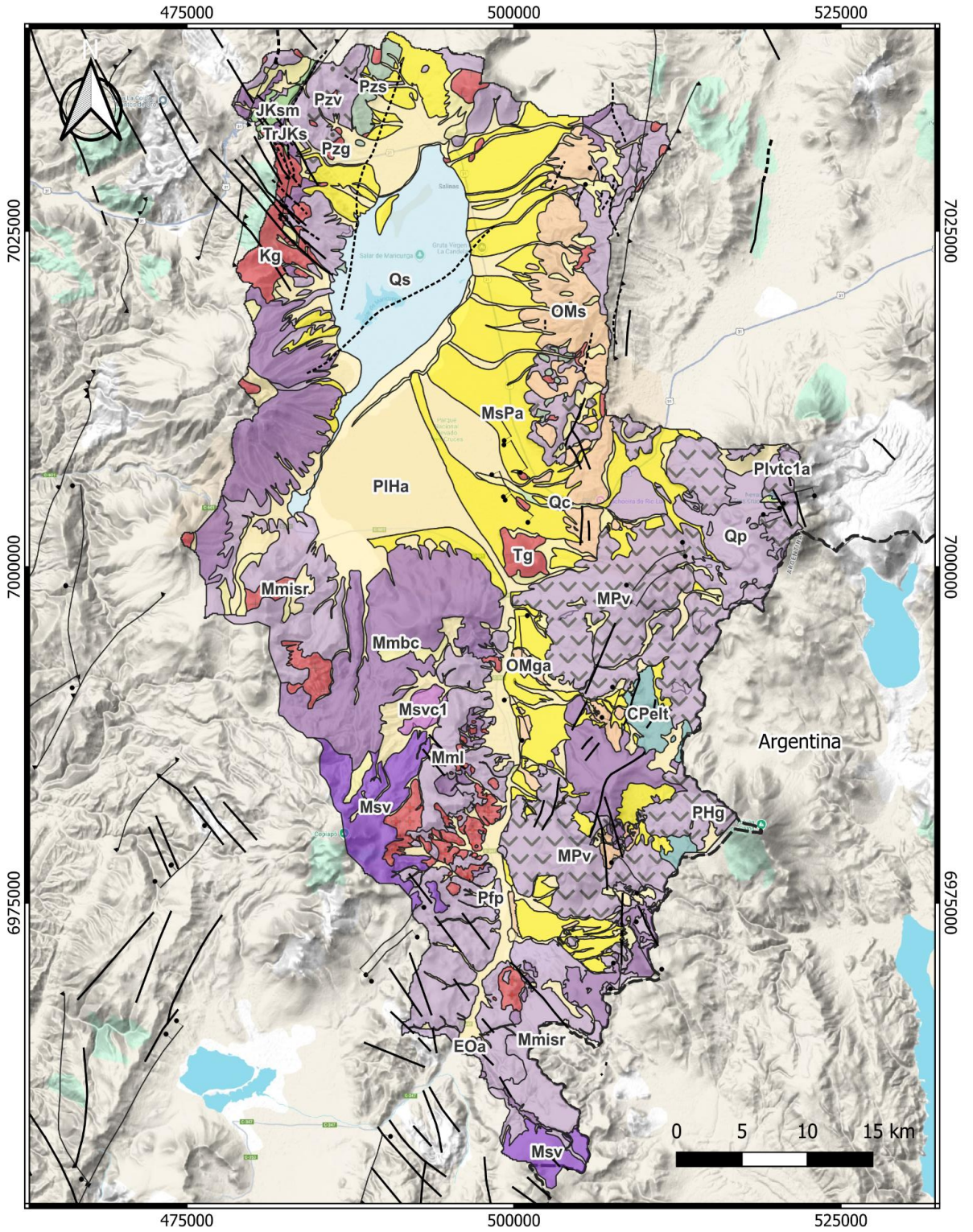
El salar de Maricunga se encuentra bajo el régimen estructural dominado por el Sistema

de Fallas de Domeyko (SFD) que presenta una serie de lineamientos corticales que pueden inferirse a partir de fallas dispersas con orientación NO expuestas desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera de Domeyko, así como alineamientos volcánicos y fallas en el Altiplano-Puna (Norini *et al.*, 2013).

La cuenca del salar está limitada al oeste por cordones montañosos alzados por las fallas inversas Vegas La Junta y Varillar, entre otras, que exponen un basamento del Paleozoico Superior - Terciario Inferior, cubierto por complejos volcánicos del Mioceno. El límite oriental de la cuenca está compuesto por la Cordillera Claudio Gay de orientación NS en la cual se expone secuencias volcanoclásticas deformadas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior sobre un basamento del Paleozoico Medio a Superior, representando el trasarco del frente volcánico preservado en la Franja Maricunga (Tassara., 1997).

3.2. Geología local

En los alrededores del Salar de Maricunga se identifican diversas unidades geológicas. En el sector oriental de la cuenca afloran los estratos Claudio Gay, las Gravas de Atacama, y las formaciones Chinchas y La Tabla, estas últimas de edad paleozoica. También se encuentran los cuerpos intrusivos de Los Colorados y granitoides correspondientes al Pérmico-Triásico. En el sector occidental, predominan unidades mesozoicas, entre las que se reconocen la Formación Montandón, Asientos, Pedernales, así como los estratos del Cerro Carneros, El Leoncito, El Mono, Quebrada Monardes y Quebrada Vicuña, entre otras (Figura N°3.2).



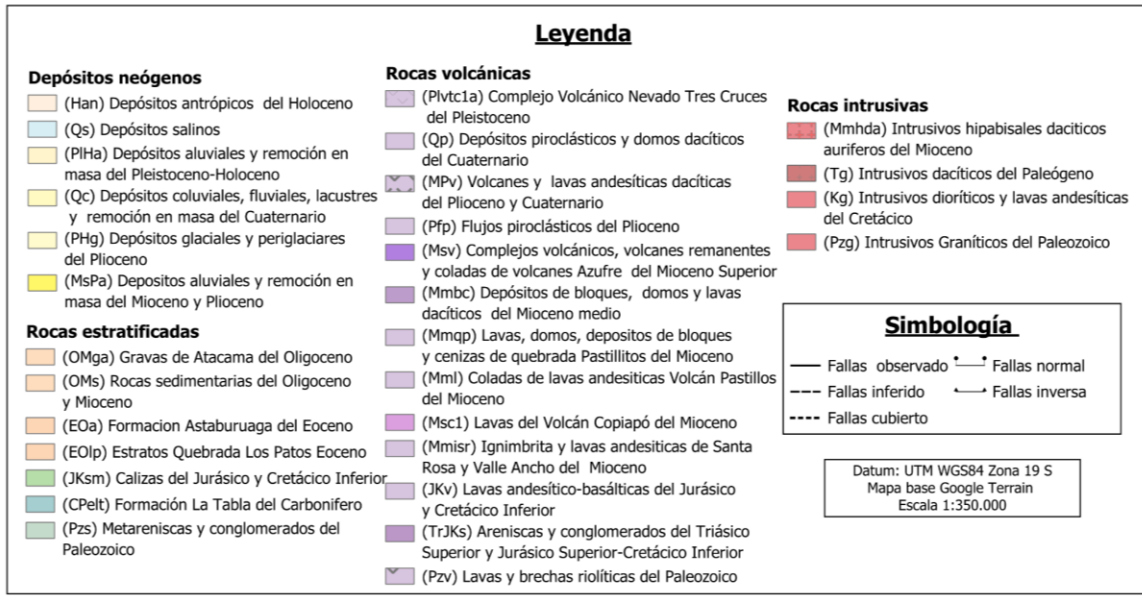


Figura 3.2. Mapa geológico a escala 1 a 100.000 de la Cuenca del Salar de Maricunga. Generado a partir de las hojas geológicas de Maricunga, Salar Wheelwright, Laguna Negro Francisco, Nevado Ojos del Salado, Cerro Jotabeche disponible en la plataforma de Sernageomin.

Asimismo, la geología superficial del salar, describe las unidades salinas superficiales según sus características químico-mineralógicas (Tassara, 1997). En primera instancia se genera una zonación principal observada, que permite separar las unidades salinas en facies cloruradas, sulfatadas y boratadas. Ambos grupos separados salobres orientadas en dirección SW-NE. Junto con esto, se identifica, con una unidad de material detrítico con aportes de sales que limita algunos sectores del salar y que no puede ser incluida dentro de estas dos facies, se describe como limos salinos que se encuentran al borde norte y sudoriental de salar, compuesta por arcillas, limos y eventualmente arenas, cementadas con sales que sobreyace a niveles esencialmente detríticos (Tassara, 1997).

- **Facies cloruradas:** ubicadas en el sector NO del salar, que se presenta a través de texturas en láminas costras planas y costras en bloque de halita, con una homogeneidad composicional entre las unidades, con valores altos de cloro (Cl) y sodio (Na).

Se identifican diversas unidades superficiales dominadas por halita, las cuales reflejan distintos grados de evolución morfológica asociados a procesos de

precipitación y dinámica hidrológica. En el sector occidental se encuentra la lámina de halita, una unidad delgada depositada sobre limos saturados, con límites transicionales y presencia de polígonos de desecación de gran tamaño. Hacia el sur, esta unidad da paso a la lámina de halita con canales de disolución, la cual conserva características similares, pero está surcada por canales que conectan con un río interior, y contiene además concentraciones significativas de yeso y ulexita, lo que sugiere mezcla con unidades más salinas del sector oriental. En los sectores norte y oriental del salar se desarrolla la costra plana de halita, una unidad extensa, blanca, compacta y de muy baja rugosidad, asociada a procesos estacionales de disolución y redeposición. Entre esta y las unidades más rugosas, se ubica la costra de halita en transición hacia bloques, donde los polígonos comienzan a levantarse del sustrato formando microbloques, generando un relieve intermedio. Finalmente, en el centro del salar se encuentra la costra de halita en bloques, la unidad más evolucionada, compuesta por polígonos elevados y muy rugosos, formados por crecimiento de cristales desde sus bordes, frecuentemente cubiertos por material detrítico de origen eólico (Tassara, 1997).

- **Facies boratadas y sulfatadas:** representan las facies menos solubles, que presentan mayor dispersión de los elementos y presencias de Ca, K, Mg, SO₄, B, As y Li.

Se evidencian ambientes de evaporación avanzada y proximidad a zonas de descarga del nivel freático. La costra boratada de yeso se localiza cerca de vegas inundadas y está compuesta principalmente por cristales finos de yeso que forman una costra plana y gruesa, interrumpida por montículos de calcita y material detrítico, rodeados por bolsones de ulexita. Hacia el norte, esta unidad transita gradualmente a la costra boratada de halita y yeso, un depósito pulverulento formado por cristales de halita, yeso y altas concentraciones de ulexita, con baja rugosidad superficial. Más al norte, en contacto con la laguna salobre central, se encuentra la costra boratada de halita con bajo contenido de yeso, caracterizada por presentar una unidad heterogénea, tonalidades grises y un microrelieve

coloforme con estructuras de desplome decimétricas. Son comunes las secciones verticales compuestas por intercalaciones de ulexita húmeda, halita, limos y arcillas, culminando en una unidad basal de ulexita masiva con alto contenido de borato. Adyacente a estas unidades, hacia el este-sureste, se desarrolla la costra sulfatada de halita, compuesta por halita pulverulenta y aproximadamente 30% de yeso y anhidrita, presentando un microrelieve suave coloforme. Finalmente, en el extremo oriental del salar se reconoce la costra clorurada de yeso, una unidad pequeña formada por cristales de yeso y halita que constituyen agregados botroidales en nódulos de 2 cm, con coloraciones blanco-rojizas en superficie y saturación hídrica en su base (Tassara, 1997).

3.3. Hidrogeología

Se distinguen dos áreas de importancia hidrogeológica: las primeras la constituyen el acuífero intergranular del llano de Ciénaga Redonda, constituido por depósitos sedimentarios, principalmente, aluviales y, en menor proporción, fluviales (PliQa, MsPlia, Qf y Qfa) (Iriarte, 1999) (Figura N°3.3). Que se describen litológicamente como gravas y arenas con intercalaciones de arenas finas y limos. La segunda área de importancia hidrogeológica es la ubicada en el extremo noroeste del Salar. Está constituida por un acuífero intergranular, formado por depósitos fundamentalmente aluviales (PliQa y MsPlia), litológicamente presenta una gran variabilidad litológica (arenas, gravas, limos, cenizas y rocas volcánicas), aunque predominan las arenas y gravas (Iriarte, 1999).

Menor importancia hidrogeológica presenta los acuíferos en rocas consolidadas, excepto aquellos asociados a las secuencias sedimentarias del Mioceno y el Oligoceno (OMs) no del todo consolidadas, que tendrían un comportamiento, en parte, de acuífero fisurado y/o intergranular, lo que, unido a su excelente recarga desde el río Lamas, les confiere un buen potencial hidrogeológico. Otro probable acuífero se relaciona con las secuencias de rocas volcánicas y sedimentarias jurásica-cretácicas (JKv y JKsm, respectivamente), ubicadas en el extremo noroeste de la cuenca, que corresponden a acuíferos fisurados recargados por la cuenca de la quebrada Caballo Muerto. Las

secuencias sedimentarias calcáreas (JKsm), ubicadas en esta subcuenca, tienen, localmente, sectores fuertemente fracturados, con karstificación incipiente, que podrían constituir buenos acuíferos fisurados (Iriarte,1999).

En cuencas con marcada influencia volcánica y tectónica, como las del Altiplano y la Puna, la presencia de estructuras geológicas condiciona la conexión entre cuencas, permitiendo tanto la recarga como la descarga entre sistemas hidrogeológicos a través de flujos regionales. En este contexto, es frecuente que las cuencas hidrogeológicas excedan los límites definidos por las divisorias topográficas, compartiendo recursos subterráneos mediante depósitos sedimentarios conectados (DGA., 2009).

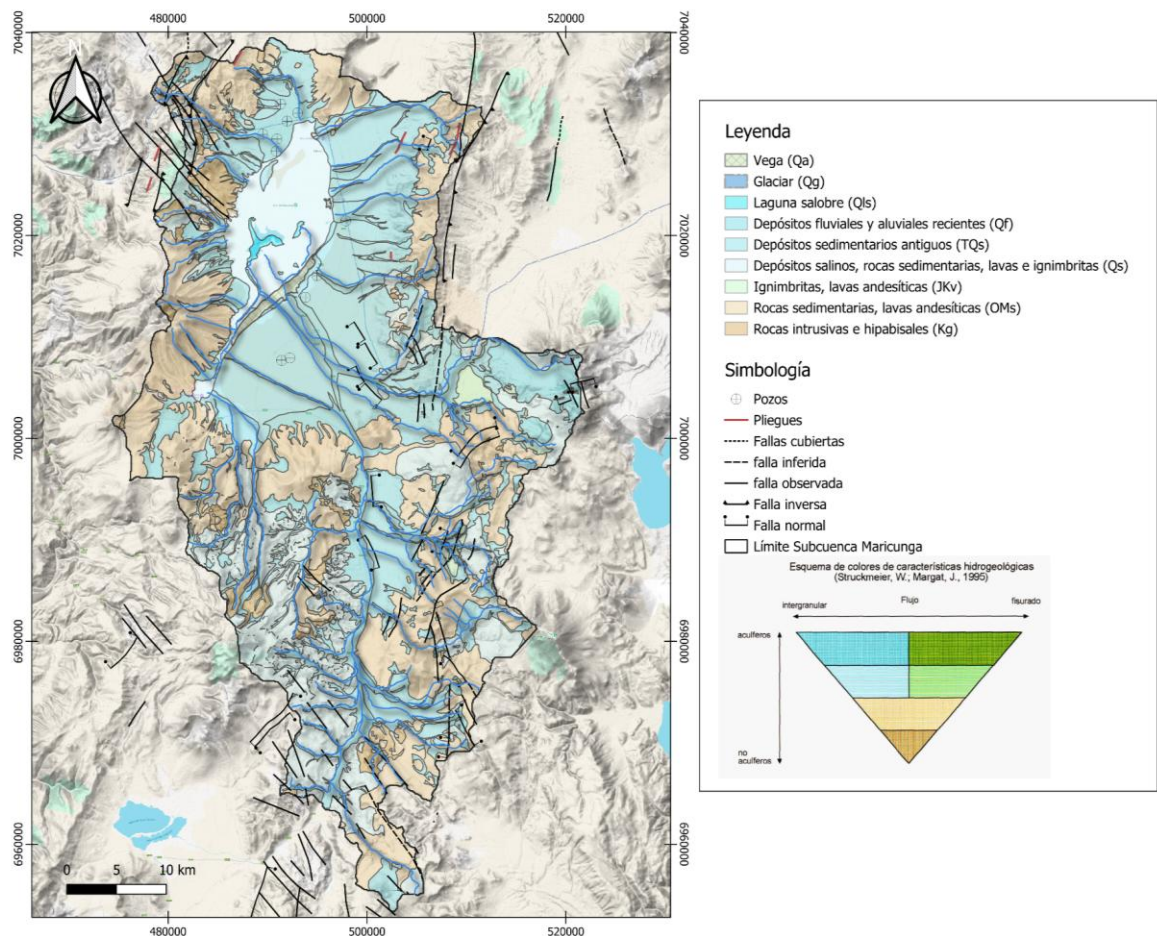


Figura N°3.3. Mapa hidrogeológico de la Subcuenca del Salar de Maricunga, con clasificación de unidades según su permeabilidad, basada en el esquema de Struckmeier y Margat (1995). Se incluye la red hidrográfica obtenida desde la DGA, así como la distribución de fallas e información de pozos disponibles en el área. Elaboración propia.

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO

Esta investigación adoptó un enfoque metodológico mixto, integrando análisis cualitativos y cuantitativos para evaluar el balance hídrico de la Cuenca del Salar de Maricunga (CDSM) frente a distintos forzantes naturales y antropogénicos. El trabajo se estructuró en seis etapas complementarias: recopilación de antecedentes, modelación conceptual, cálculo del balance hídrico, simulación de escenarios climáticos, análisis de impactos antropogénicos y representación esquemática del sistema hidrológico. A continuación, se describen los procedimientos aplicados en cada una.

Recopilación de antecedentes y balance bibliográfico: se realizó una revisión exhaustiva de la información disponible sobre la Cuenca del Salar de Maricunga (CDSM), incluyendo fuentes como revistas científicas, documentos de la Corporación Nacional Forestal (CONAF), la Dirección General de Aguas (DGA), el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), reportes técnicos de compañías mineras, y cartas geológicas e hidrogeológicas de la región.

Adicionalmente, se desarrolló un balance comparativo de informes técnicos relevantes, con el fin de identificar convergencias y diferencias en los valores reportados para variables hidrológicas claves, tales como precipitación, evaporación, recarga y extracción antrópica, entre otros. Este análisis permitió cuantificar la influencia relativa de dichas variables sobre el balance hídrico e identificar los enfoques metodológicos adoptados en cada estudio.

Para la delimitación de la cuenca, se emplearon los límites definidos por la Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Pontificia Universidad Católica de Chile (DICTUC), los cuales fueron seleccionados por presentar una representación más precisa de la realidad geomorfológica del área. A diferencia de otras propuestas, estos

límites siguen de manera coherente las divisorias de aguas y están ajustados a las formas del relieve, permitiendo una mejor aproximación al comportamiento hidrológico y geológico del sistema (Figura 4.1). Cabe señalar que, si bien la unidad corresponde formalmente a la Subcuenca del Salar de Maricunga, en este estudio se utilizará el término “cuenca y/o Cuenca del Salar de Maricunga (CSDM)” para simplificar la lectura, manteniéndose siempre la referencia al mismo sistema hidrográfico.

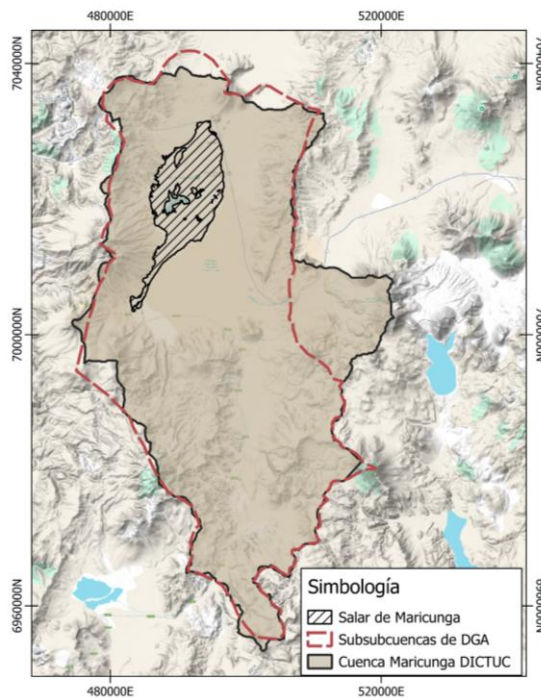


Figura N° 4.1. Mapa representativo de los límites de cuencas definidos por DICTUC y por DGA. Donde se ejemplifica de color negro sólido el polígono de la división de subcuenca del salar de Maricunga establecido por la DICTUC., (2008). Elaboración propia a partir de shapefile de DGA y DICTUC.

Medición de parámetros fisicoquímicos: Se seleccionaron puntos de interés donde se midieron los parámetros fisicoquímicos de aguas, mediante un multiparámetro Hanna modelo HI 7698195 facilitado para su uso por el Departamento de Geología de la Universidad de Atacama. Los parámetros medidos fueron: temperatura (°C), conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) y pH.

Para la interpretación de los valores de conductividad eléctrica (CE) obtenidos en terreno, se consideraron rangos de referencia que permiten clasificar las aguas según su

grado de mineralización y contenido iónico disuelto. Esta clasificación, basada en Jonsson y Vonnegut (1991) y Scheihing *et al.*, (2017), se presenta en la Tabla N°4.1, donde se detallan los intervalos típicos de CE asociados a distintos tipos de agua, desde aguas de lluvia hasta salmueras.

Tabla N°4.1. Valores referenciales de conductividad eléctrica. (Jonsson y Vonnegut., 1991; Scheihing. *et al.*, 2017).

Tipo de agua	Conductividad eléctrica ($\mu\text{S/cm}$)
Agua de lluvia	<50
Aguas interiores en regiones áridas	500 a > 5.000
Aguas dulces	1500
Aguas subterráneas en abanicos aluviales	800-2500
Aguas salobres	8 000–12 000
Salmueras	60.000- 200.000

Simulación de escenarios climáticos: Para la simulación de distintos escenarios climáticos, se utilizó la base de datos del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2 – <https://www.cr2.cl/>) a través de sus diversas plataformas. En particular, se empleó Mawün (<https://mawun.cr2.cl/>) para obtener datos de la estación pluviométrica Pastos Grandes y sus Estimaciones Espacialmente Distribuidas de Precipitación (EEDP), debido a la ausencia de registros en ciertos años. También se consideran estimaciones para la zona de la subcuenca del Salar de Maricunga, delimitada según los límites proporcionados por DICTUC, utilizando datos espaciales de precipitación entre 1996 y 2020, ya que no se dispone de información más reciente. Para la estimación de dichos productos, se utilizó la estimación CR2MET v2, un conjunto de datos grillados desarrollado por el CR2 (Boisier *et al.*, 2018).

Complementariamente, se incorporaron datos de caudal medio anual para el período 1996–2020 de las estaciones Río Lamas en El Salto y Río Valle Ancho en La Barrera, obtenidos desde el sistema oficial de información hidrometeorológica y calidad de aguas de la Dirección General de Aguas (DGA) (<https://snia.mop.gob.cl/BNAConsultas/reportes>).

Adicionalmente, se emplearon las variables de precipitación y temperatura anual disponibles en la Plataforma de Simulaciones Climáticas (<https://simulaciones.cr2.cl/>) basado en el modelo RegCM4 (CR2-RegCM4-10K Chile), que se define como un modelo climático regional de la atmósfera y la superficie continental de área limitada y alta resolución especial, que es aplicable a Chile en el marco de simulaciones climáticas regionales, con el fin de analizar las diferencias entre el escenario histórico (1985–2005), en el escenario futuro RCP8.5 para un periodo de un año completo. En particular, se evaluaron:

- El cambio en la temperatura y precipitación media entre el presente (1985–2005) y el futuro cercano (2020–2044).
- El cambio en la temperatura y precipitación media entre el presente (1985–2005) y el futuro cercano (2045–2069).
- El cambio en la temperatura y precipitación media entre el presente y el futuro intermedio (2070-2094).

En la plataforma simulaciones climáticas, los datos climáticos se encuentran normalizados respecto al período de referencia 1985–2005, al cual se le asigna un valor base del 100 %. Las proyecciones futuras se expresan como variaciones porcentuales relativas a dicho período, y se calculan mediante el método FACTOR, según la siguiente fórmula:

$$\text{Variación porcentual} = 100 \times \left(\frac{\text{Futuro}}{\text{Presente}} - 1 \right)$$

De esta manera:

- Un valor superior a 100 % indica un aumento respecto al promedio del período base.
- Un valor inferior a 100 % representa una disminución en comparación con el período base.

Cabe señalar que, si bien estas proyecciones presentan un grado considerable de incertidumbre principalmente por la alta variabilidad espacial y temporal de la precipitación y el uso de un único Modelo Climático Global como forzante del modelo regional RegCM4, los escenarios generados resultan útiles para evaluar el impacto potencial del cambio climático y las actividades humanas sobre la recarga y descarga hídrica de la cuenca.

Además, se realizó matemáticas de ráster sobre la precipitación histórica y su proyección futura. Se procesaron dos capas ráster: una correspondiente al promedio de precipitación anual de los últimos 30 años (Giovanetti y Aravena, 2025) y otra que representa el cambio del valor medio para cada escenario proyectado. Esta nueva capa que representa la precipitación futura, que se estima según la fórmula:

$$\textit{Precipitación futura} = \textit{Precipitación histórica} \times \left(1 + \frac{\textit{Cambio porcentual}}{100} \right)$$

Esta fórmula permite obtener un valor proyectado de precipitación para cada celda, considerando las variaciones regionales del cambio climático.

Cálculo de balance hídrico: se desarrolló con base en un enfoque comparativo e integrado, utilizando las variables en común entre las fuentes de información para caracterizar cuantitativamente los componentes de entrada y salida del sistema. Se elaboraron escenarios diferenciados que consideran tanto condiciones naturales como el efecto de extracciones antrópicas proyectadas.

Para la estimación de la precipitación, se emplearon proyecciones climáticas del modelo CR2-RegCM4-10K bajo el escenario RCP 8.5, mediante el uso de análisis espacial de imágenes ráster y herramientas de cálculo geoespacial (matemática de ráster).

El escenario RCP 8.5 representa la trayectoria de concentración más alta definida por el IPCC, asociada a un incremento sostenido de las emisiones de gases de efecto invernadero y a un forzamiento radiactivo cercano a $8,5 \text{ W/m}^2$ hacia fines del siglo XXI (Arias *et al.*, 2021). Su utilización resulta particularmente pertinente en regiones áridas y altoandinas, como la cuenca del Salar de Maricunga, al permitir evaluar condiciones extremas de calentamiento y disminución de precipitaciones, proyectadas en hasta $+3,5 \text{ }^\circ\text{C}$ y -30% respectivamente hacia fines de siglo bajo este escenario, lo que implica una reducción significativa del caudal anual y de la cobertura nival (Bozkurt *et al.*, 2018).

El aporte superficial del Río Lamas fue determinado a partir de los registros de caudal diario disponibles en la estación fluviométrica "Río Lamas en El Salto", correspondientes al período 1996–2016. Se calculó un caudal medio anual y su tendencia temporal para evaluar su variación histórica y su proyección hacia escenarios futuros. De igual modo, el aporte desde la subcuenca de Ciénaga Redonda fue estimado a partir de los datos de la estación "Río Valle Ancho en La Barrera", siguiendo una metodología análoga.

En cuanto a las salidas, se consideraron únicamente los procesos de pérdida natural del sistema, los cuales corresponden a evapotranspiración real, evaporación libre, evaporación subterránea máxima y evaporación desde sedimentos. La evapotranspiración real se calcula a partir de la evapotranspiración potencial, la cual representa la máxima cantidad de agua que podría ser transferida a la atmósfera por evaporación y transpiración de la vegetación, como es el caso de los bofedales. La evaporación libre se refiere a la pérdida de agua superficial expuesta directamente a la atmósfera. La evaporación subterránea máxima está asociada a la pérdida de humedad desde la napa freática ubicada bajo la superficie hasta una profundidad de 15 cm. Finalmente, la evaporación desde sedimentos considera el tramo de napa ubicado entre los 15 cm y los 2,44 m de profundidad, zona donde la humedad del suelo aún puede perderse por gradientes térmicos y capilaridad. El escenario 0 representa el comportamiento hidrológico natural de la cuenca, sin presencia de extracción ni influencia antrópica, y se utiliza como línea base para contrastar los efectos proyectados en los escenarios posteriores que incorporan extracción de agua. De esta forma, se aplica de forma consistente a los tres horizontes

temporales analizados: futuro cercano, futuro intermedio y futuro lejano. A partir de esta línea base, se definieron distintos escenarios adicionales que integran condiciones de bombeo, con el fin de evaluar cómo varía el balance hídrico bajo distintas condiciones de presión sobre el sistema.

Asimismo, las salidas del sistema fueron estimadas mediante distintas metodologías. La evaporación superficial del salar se calculó aplicando tasas diferenciadas según la segmentación evaporativa definida por DICTUC (2008), multiplicadas por el área correspondiente de la costra salina. Para la evapotranspiración de bofedales, se utilizó la evapotranspiración potencial (ETP) calculada para la estación de Río Lamas, en combinación con un coeficiente de cultivo (K_c) según el tipo de vegetación, basado en Salazar et al. (2001) y Valdivia Ortiz (2018), obteniendo así la evapotranspiración real (ETR) por unidad de superficie. Este valor se multiplicó por el área total de humedales identificada en la cuenca.

Es importante destacar que, a diferencia de otros estudios que consideran únicamente la superficie del salar como unidad de análisis, en este trabajo todas las variables climáticas empleadas en el balance hídrico, incluyendo la precipitación proyectada, la evaporación superficial, la evaporación subterránea, la evaporación desde sedimentos y la ETP, fueron estimadas e integradas sobre la superficie total de la subcuenca del Salar de Maricunga (148,3 km²). A partir de esta base espacial completa, los cálculos se desagregaron según las distintas subunidades internas de la cuenca, tales como la zona del salar, los bofedales, los depósitos de sedimentos, las láminas de agua superficial y la costra salina, permitiendo representar con mayor precisión la distribución real de las salidas del sistema.

Para evaluar la respuesta hidrológica del sistema bajo distintas condiciones, los escenarios definidos para el balance hídrico son los siguientes:

- Escenario 0: que considera únicamente las entradas y salidas naturales del sistema.
- Escenario 1: incorpora extracciones antrópicas, basadas en los derechos de aprovechamiento de aguas otorgados por la DGA.

- Escenario 2: un escenario que incluye los bombeos proyectados por parte de proyectos mineros orientado a la explotación de litio y extracción de sales, en coherencia con las etapas de desarrollo que coinciden con los periodos de proyección climática futura.

Construcción de un modelo conceptual esquemático: a partir de los antecedentes recopilados, los parámetros fisicoquímicos medidos en terreno y los resultados del balance hídrico, se elaboró un modelo conceptual tridimensional de la CSDM, con el fin de visualizar el comportamiento hidrogeológico del sistema bajo distintos escenarios climáticos. La modelación se desarrolló en QGIS sobre la base del mapa hidrogeológico definido por DICTUC e integrando información estructural definida en las Hoja geológica de Iriarte, (1999). El modelo incorpora las principales relaciones hidrológicas del sistema, incluyendo: (i) flujos naturales de entrada (precipitación directa, escorrentía superficial de los ríos Lamas y Valle Ancho y recarga lateral subterránea) (ii) flujos naturales de salida (evaporación libre, evaporación subterránea, evapotranspiración potencial) y (iii) proyecciones climáticas y escenarios de extracción antrópica.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

5.1. Descripción climática de la Cuenca del Salar de Maricunga

La cuenca del Salar de Maricunga presenta una disponibilidad limitada de datos hidrometeorológicos, debido principalmente a la ausencia de estaciones meteorológicas y fluviométricas. Por ello, la estimación de la precipitación se basa en los registros de la estación meteorológica Pastos Grandes, ubicada a más de 1.000 metros bajo la altitud del salar, y en datos modelados a partir del producto CR2MET v2, que permite estimar la precipitación a escala espacial continua para áreas sin cobertura directa de estaciones.

En cuanto a los caudales superficiales que ingresan al salar, se identifican dos estaciones fluviométricas relevantes: Río Lamas en El Salto, a una altitud de 4.130 m.s.n.m., y Río Valle Ancho en La Barrera, a 3.800 ms.n.m. Para el caso de Río Lamas, se observa un caudal medio anual de aproximadamente 260 l/s, tendencia creciente de 5,8 L/s por año desde 1980, hacia el Salar de Maricunga (Figura N°5.1). Este flujo es sostenido principalmente por el aporte de cuerpos criosféricos asociados al Volcán Nevado Ojos del Salado.

En contraste, el caudal registrado en la estación de Río Valle Ancho en La Barrera es de 0,016 m³/s, que presenta un comportamiento constante a lo largo del periodo de estudio, sin una tendencia clara de aumento o disminución. No obstante, este punto de aforo no resulta representativo del aporte superficial total de la cuenca, dado que gran parte del caudal se infiltra antes de llegar a la estación, reduciendo así su valor observado.

Adicionalmente, no existen mediciones directas de caudal en otros cuerpos de agua relevantes de la cuenca, como el canal de descarga de la Laguna Santa Rosa. Según estimaciones de Risacher et al. (1999), basadas en un balance químico, el flujo de salida de esta laguna corresponde a un caudal del orden de 163 l/s (Morales et al., 2021).

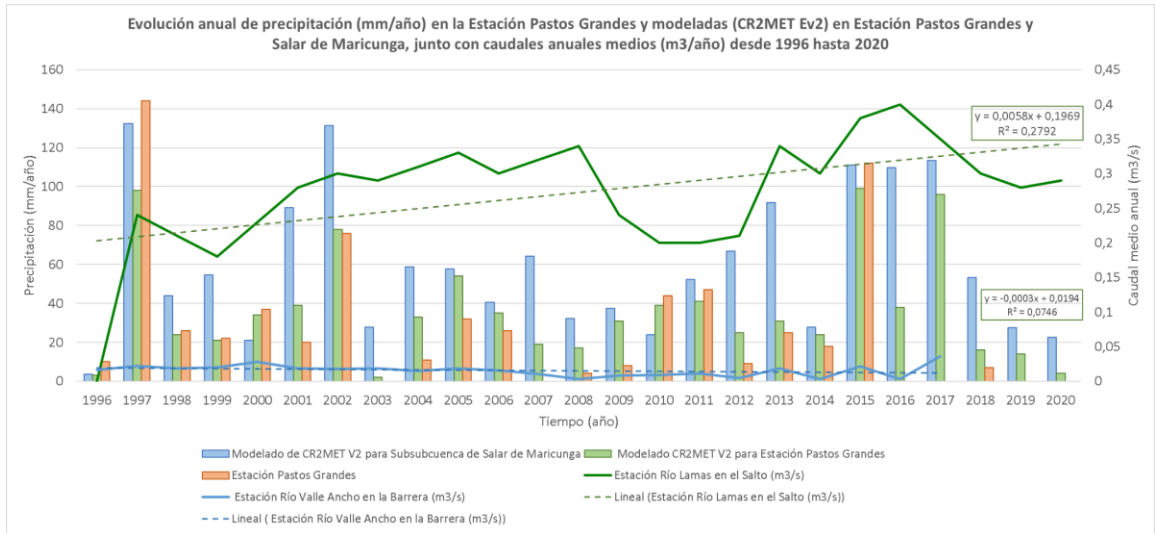


Figura 5.1. Evolución anual de la precipitación (mm/año) observada en la estación Pastos Grandes y modelada mediante CR2MET v2 para la estación Pastos Grandes y la subcuenca del Salar de Maricunga, junto con los caudales medios anuales (m³/s) registrados en las estaciones fluviométricas Río Lamas en El Salto y Río Valle Ancho en La Barrera, entre los años 1996 y 2020. Se incluyen las tendencias lineales para ambas estaciones de caudal. Elaboración propia con datos extraídos de la Dirección General de Aguas (DGA) y CR2MET v2 (CR2, 2021).

Los cuerpos criosféricos presentes en la Cuenca del Salar de Maricunga (CSDM) corresponden principalmente a glaciares rocosos, glaciares de montaña y glaciares, con una extensión total de 149.744 km² y un volumen estimado de 740,16 km³ (Figura N°5.2). De este total, se estima que 0,04903 km³ pertenecen a la subcuenca que aporta caudal hacia el Río Lamas según el Inventario Público de Glaciares 2022.

Bajo un escenario pesimista, en el que se asume que la totalidad del caudal proviene exclusivamente de este volumen y que la tendencia creciente del caudal se mantiene constante, se proyecta un agotamiento progresivo del recurso hídrico. Según Davies *et al.* (2025), en un escenario lejano (2070-2094) de cambio climático con emisiones en aumento (RCP 8.5), se espera una pérdida significativa de hielo glaciar entre ~70–100 % para los Andes de bajas latitudes y entre ~30–58 % para los Andes del sur hacia fines de siglo. Asimismo, el aumento de temperatura global de +2 °C, esta región podría estar completamente, o casi completamente, libre de hielo para el año 2100.

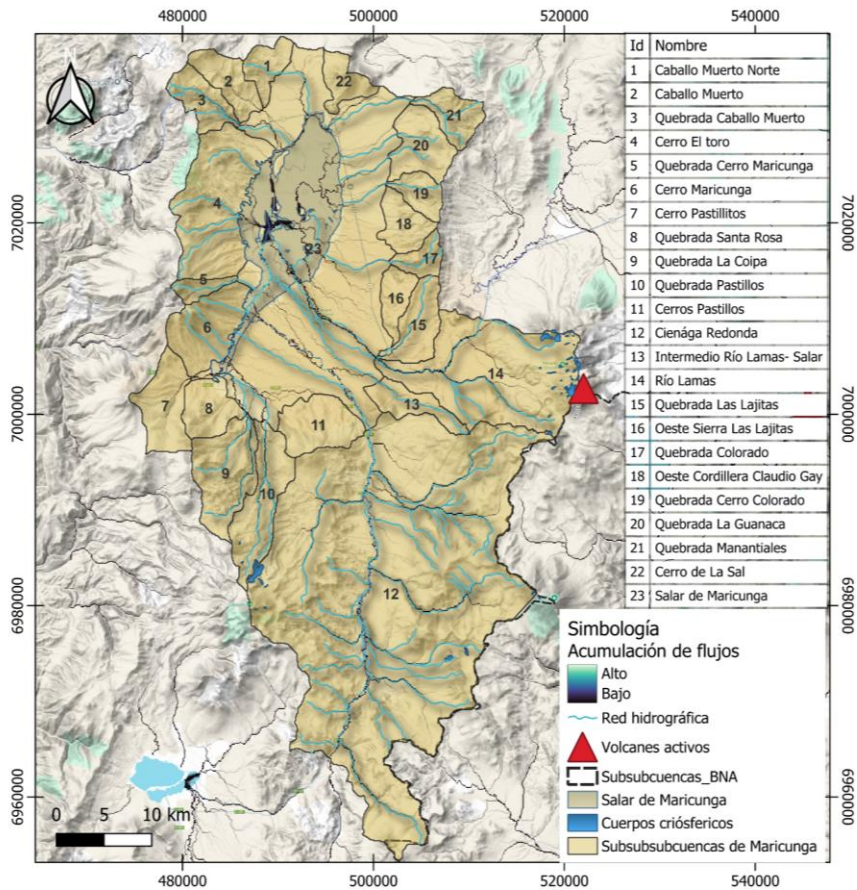


Figura N°5.2. Mapa con la delimitación de subsubcuencas hidrográficas de la cuenca del Salar de Maricunga, identificación de cuerpos criosféricos, red hidrográfica y acumulación de flujo superficial (Amatulli *et al.*, 2022). Se muestran además los aportes potenciales desde zonas criogénicas y la ubicación de volcanes activos en el área. Elaboración propia.

5.1.1. Conductividad eléctrica, temperatura y pH en la Cuenca del Salar de Maricunga

En el Salar de Maricunga se midieron los parámetros físico-químicos de 18 muestras de agua superficial (Tabla 5.1.), a partir de las cuales se elaboró un mapa de distribución espacial de la temperatura (°C), la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) y pH. (Figura N°5.3). Como valor de referencia, se utilizó la temperatura media anual del aire, que varía entre 0 y 4 °C. De acuerdo con Risacher *et al.* (2003), un flujo de agua cuya temperatura excede en al menos 10 °C la temperatura media anual del aire se interpreta como potencialmente influenciado por una fuente térmica. El 68,75 % de los puntos muestreados presentaron temperaturas que superan dicho criterio de temperatura, registrándose valores de hasta

26,9 °C. Estos sectores de mayor temperatura se concentran principalmente en las zonas sur y centro del salar, donde también se observaron las conductividades eléctricas más elevadas (Figura N°5.3d, f, g).

En cuanto a la conductividad eléctrica, los valores registrados varían entre 16,22 y 207.300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tabla 5.1). Esta amplia gama sugiere la coexistencia de aguas de distinta composición y grado de mineralización. Para su clasificación, se utilizaron rangos referenciales establecidos en la literatura (Tabla 4.1), los cuales permiten discriminar entre aguas dulces, salobres, subterráneas en abanicos aluviales, aguas de mar y salmueras. Con base en estos criterios, los valores de conductividad eléctrica registrados en las 18 muestras recolectadas, se clasificaron en un 38,9 % corresponde a salmueras, reflejando una alta concentración de solutos. Un 16,7 % fue clasificado como aguas salobres, y un 16,7 % como aguas subterráneas procedentes de abanicos aluviales. Además, un 11,1 % de las muestras presentó valores entre 12.000 y 60.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, interpretados como aguas altamente mineralizadas. Finalmente, otro 11,1 % corresponde a aguas con conductividades muy bajas, asociadas a agua de lluvia o a aguas de muy baja mineralización. Esta variabilidad evidencia la coexistencia de diferentes orígenes hidrogeológicos y niveles de concentración salina dentro del sistema.

En relación con el pH, los valores registrados en los 18 puntos de muestreo varían entre 6,1 y 9,4, abarcando un rango desde ligeramente ácido hasta alcalino (Figura N°5.3h). En la porción norte y central del salar (puntos TP_CG01 a TP_CG06) se observan los valores más bajos, entre 6,1 y 6,8, mientras que hacia el sector sur y oriental (puntos TT y TM) los valores aumentan gradualmente, alcanzando hasta 9,4. Esta distribución evidencia un gradiente de incremento del pH desde el centro hacia los márgenes del salar, con zonas intermedias donde se produce la mezcla de aguas de distinta composición, reflejada en valores intermedios de 7,3 a 8,1.

Tabla 5.1. Parámetros físico-químicos medidos en puntos de muestreo del Salar de Maricunga.

Código	Conductividad eléctrica (CE)	Temperatura (C°)	pH
TM_P1	18.38	21.66	8.94
TM_P2	7980	17.47	7.91
TM_P3	8185	16.32	8.11
TT_01	21.59	20.64	7.84
TT_02	18.81	19.2	8.53
TT_03	64.68	19.75	7.71
TT_04	16.22	26.9	8.61
TP_CG01	214500	17.14	6.1
TP_CG02	207300	17.38	6.23
TP_CG03	163900	18.54	6.26
TP_CG04	148700	13.56	6.23
TP_CG05	182200	13.66	6.82
TP_CG06	106.7	23.75	6.82
TP_CG07	185.8	17.7	7.95
TP_CG08	189.2	10.59	9.43
TP_CG09	141.2	12.83	7.88
TP_CG10	200	16.62	7.14
TP_CG11	200	13.8	6.86

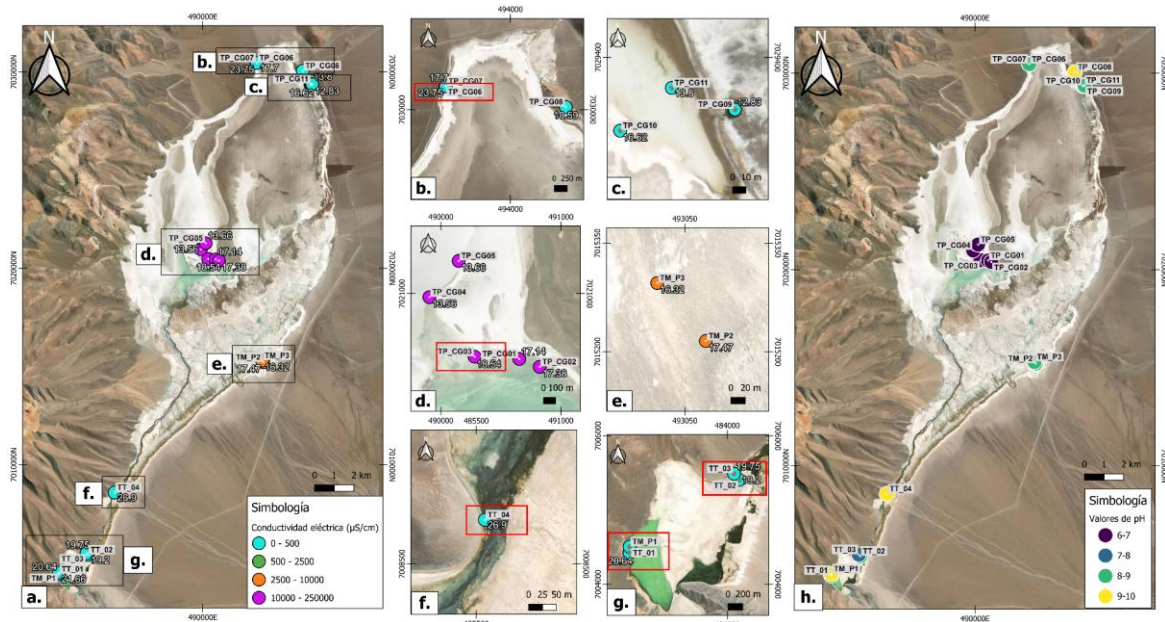


Figura 5.3. a. Ubicación de los puntos de medición de conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$), temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) y evaporación superficial en la cuenca del Salar de Maricunga, Región de Atacama, Chile. Las figuras insertas b–g corresponden a ampliaciones de sectores específicos del salar, donde se muestran los valores medidos de temperatura y conductividad eléctrica para cada sitio de muestreo. Los colores de los puntos indican el rango de conductividad eléctrica según la leyenda: celeste (0–500 $\mu\text{S}/\text{cm}$), verde (500–2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$), naranja (2500–10 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y fucsia (10 000–250 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Los triángulos azules indican las ubicaciones de los sensores instalados para medición de evaporación superficial. Los rectángulos rojos resaltan los sectores donde las temperaturas del agua superan los 14 $^{\circ}\text{C}$, umbral utilizado como referencia para identificar posibles influencias térmicas. Fuente: Elaboración propia con datos de Guzmán, in prep. (2025).

5.1.2. Tipos y distribución vertical de la evaporación en el Salar de Maricunga

El comportamiento de la evaporación en el Salar de Maricunga ha sido estudiado a partir de mediciones experimentales en terreno realizadas por DICTUC (2008), mediante el uso de tanques evaporímetros estándar Clase A, tanto para agua dulce como salmuera. Además de evaporímetros plásticos instalados en distintas condiciones de napa freática. Los resultados permitieron identificar una clara segmentación de los tipos de evaporación, dependiendo principalmente de la presencia de agua superficial y la profundidad del nivel freático. El análisis desarrollado por DICTUC, muestra que, a una profundidad de 15 cm bajo el nivel del terreno, la evaporación disminuye abruptamente a 1,458 mm/día, y a partir de este punto, los valores continúan disminuyendo de forma progresiva: 0,458

mm/día a 0,54 m; 0,347 mm/día a 1,20 m; hasta llegar a 0,257 mm/día a 2,44 m de profundidad (Figura N°5.4). Estos resultados permiten distinguir tres zonas evaporativas en función de la profundidad:

- Evaporación superficial o libre (0,0 m): máxima pérdida por contacto directo con la atmósfera.
- Evaporación subterránea máxima (0,15 m): pérdidas importantes asociadas a suelos húmedos próximos a superficie.
- Evaporación desde sedimentos (0,54–2,44 m): ocurre en zonas donde la napa freática se encuentra a mayor profundidad, y el agua alcanza la superficie principalmente por ascenso capilar. En este intervalo, la evaporación disminuye progresivamente debido a una menor conexión hidráulica y a la reducción del flujo térmico hacia la superficie.

Evaporación (mm/día)	Profundidad de la napa (mbnt)
6.1	0.0
1.458	0.15
0.458	0.54
0.441	0.72
0.347	1.20
0.257	2.44

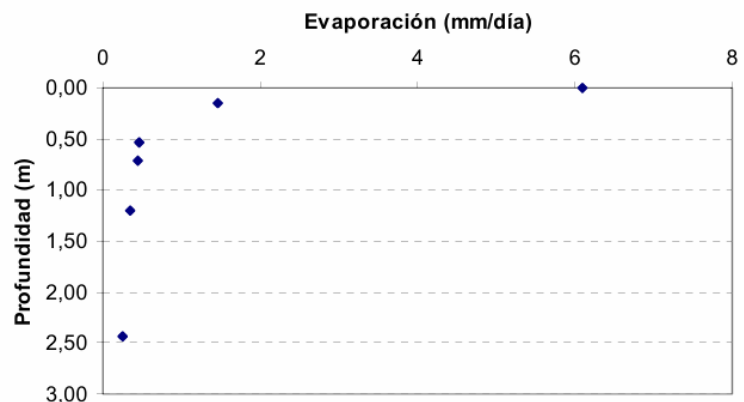


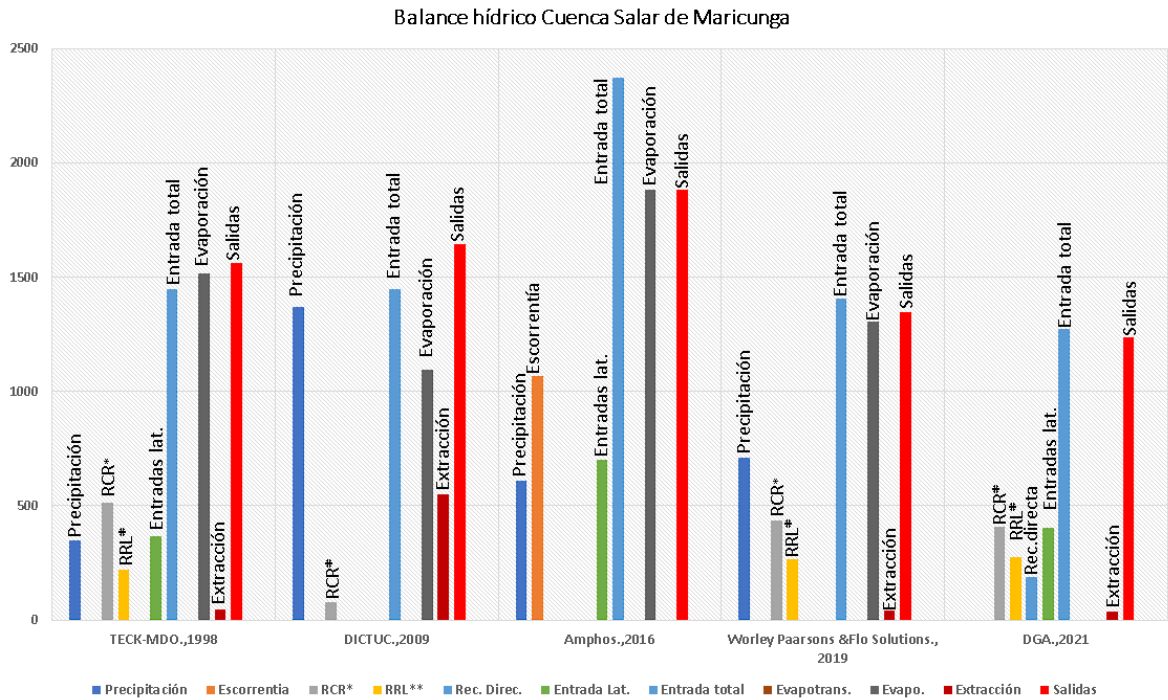
Figura N° 5.4. Gráfico de la variación de evaporación (mm/día) en función de la profundidad de la napa freática (mbnt) en el Salar de Maricunga. Se observa una disminución progresiva del valor evaporativo a medida que la napa se aleja de la superficie. Adaptado de DICTUC (2008).

5.2. Balance hídrico

Los aportes del balance hídrico de la Cuenca del Salar de Maricunga fueron estimados a partir de datos de precipitación, escorrentía, evaporación, recarga superficial proveniente de los ríos Lamas y Ciénaga Redonda, además de recarga lateral. Las salidas del sistema corresponden a procesos de evapotranspiración, evaporación superficial y extracción de

agua, de acuerdo con distintas fuentes bibliográficas (Figura N°5.5).

En general, los valores de entrada estimados por la mayoría de las fuentes son comparables entre sí; sin embargo, el estudio de Amphos., (2016) presenta un valor significativamente más alto, con aproximadamente 1.000 l/s adicionales respecto al resto de las fuentes. Este valor elevado se refleja en un balance hídrico positivo cercano a +500 l/s, mientras que, en el otro extremo, el estudio de DICTUC (2009) reporta un balance negativo de -196,1 L/s, evidenciando una diferencia sustancial entre las metodologías o supuestos considerados por los distintos estudios (Figura N°5.6).



Entradas	TECK-MDO.,1998	DICTUC.,2009	Amphos.,2016	Worley Paarsons &Flo Solutions., 2019	DGA.,2021
Precipitación	349	1369,6	610	709	0
Escorrentía	0	0	1066,3	0	0
RCR*	514,5	80	0	436	409,1
RRL**	218	0	0	264	275,4
Rec. direc.	0	0	0	0	187
Entrada Lat.	367	0	700	0	402,7
Entrada total	1448,5	1449,6	2376,3	1409	1274,2
Evapotrans.	0	0	0	0	0
Evaporación	1518	1097,6	1882,9	1308	0
Extracción	45,7	548,1	0	40	35
Salidas	1563,7	1645,7	1882,9	1348	1235,9

Figura N°5.5. Datos recopilados y adaptados de distintos informes técnicos sobre el balance hídrico de la cuenca del Salar de Maricunga. Los valores corresponden a componentes de entrada (precipitación, escorrentía, recarga directa y lateral) y salida (evaporación, evapotranspiración y extracción), expresados en litros por segundo (L/s). Debido a diferencias metodológicas entre las fuentes, algunos valores no son directamente comparables. *RCR: Recarga Ciénaga Redonda. **RRL: Recarga del Río Lamas. Elaboración propia.

Balance hídrico total comparado según diferentes fuentes bibliográficas

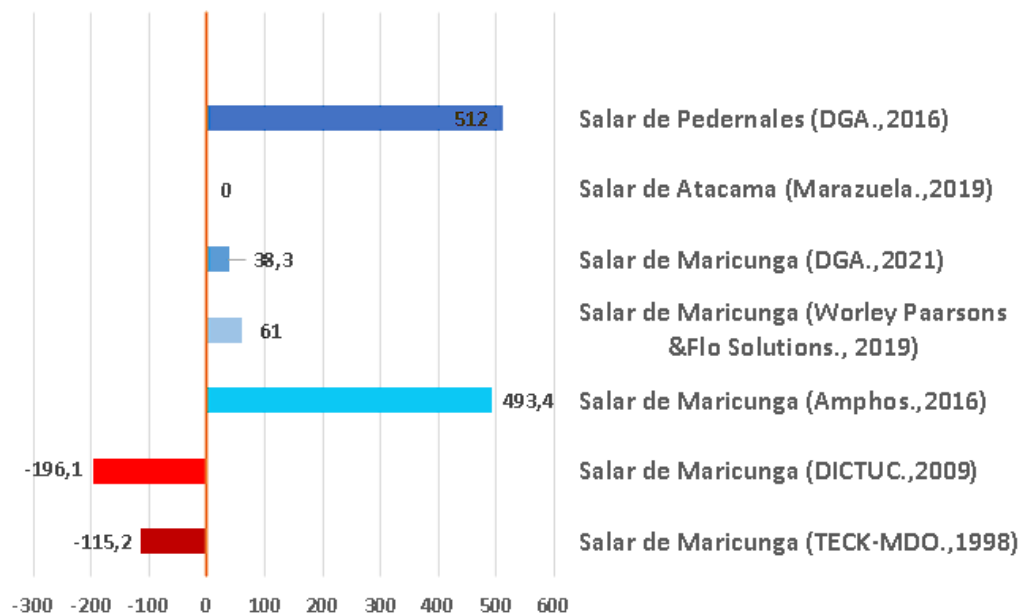


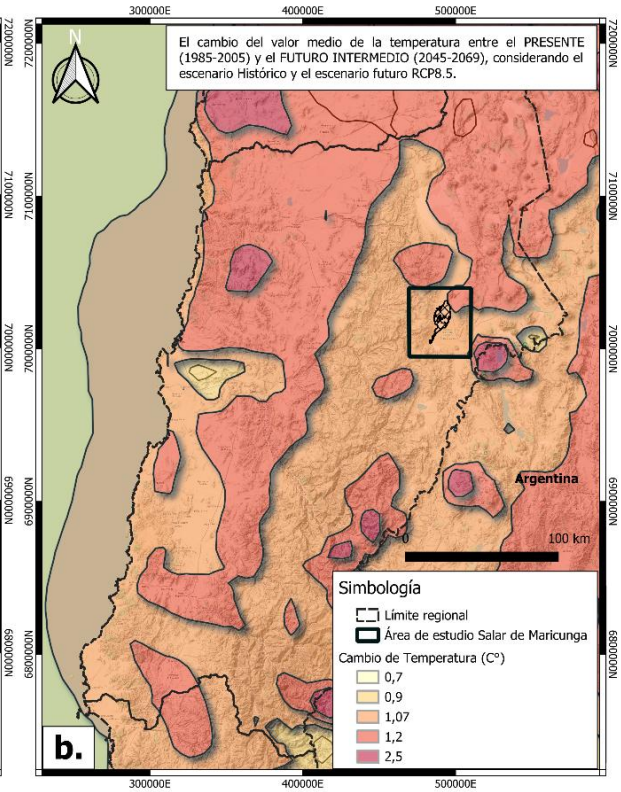
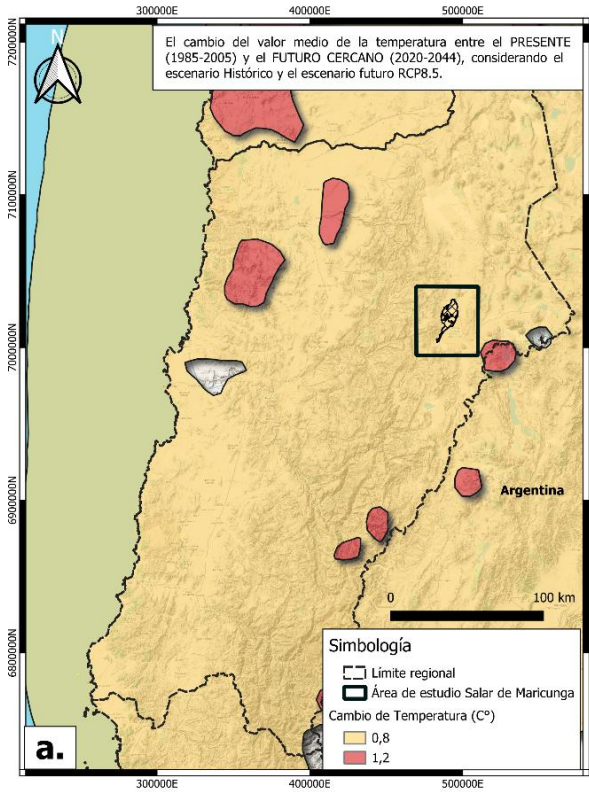
Figura N° 5.6. Comparación del balance hídrico total reportado por distintas fuentes bibliográficas para salares del norte de Chile (ver figura 5.5). Se evidencian discrepancias significativas entre los estudios, con valores que varían desde un déficit de -196 L/s hasta un superávit de +493 L/s. Estas diferencias reflejan variaciones en los enfoques metodológicos, escalas temporales y supuestos hidrogeológicos considerados en cada estimación.

5.3. Simulaciones de escenarios climáticos

Se realizaron simulaciones climáticas utilizando proyecciones del modelo RegCM4 (CR2-RegCM4-10K Chile), bajo el escenario de emisiones RCP8.5, con el objetivo de evaluar el comportamiento del clima en la Cuenca del Salar de Maricunga en condiciones futuras. El análisis consideró un periodo cercano (2020–2044) y dos períodos de análisis: futuro intermedio (2045–2069) y futuro lejano (2070–2094), los cuales fueron comparados con el periodo base 1985–2005.

Las simulaciones climáticas muestran variaciones en el valor medio de la temperatura del aire entre el periodo histórico y los distintos escenarios futuros. Para el futuro cercano (2020–2044), los cambios proyectados se sitúan entre 0,5 y 1,2 °C. En el escenario de futuro intermedio (2045–2069), las variaciones estimadas están entre 0,7 y 1,9 °C, mientras que en el futuro lejano (2070–2094) se proyectan cambios que alcanzan hasta 3,5 °C (Figura N°5.7)

En cuanto a las precipitaciones, las simulaciones climáticas proyectan un cambio en el valor medio anual respecto al periodo base (1985–2005). En los tres escenarios analizados se identifica una zona localizada de leve aumento en el área de estudio, con un cambio porcentual en torno al 15,6 %, que representa los cambios relativos en la precipitación media anual bajo el escenario RCP 8.5. (Figura N°5.8). A partir de estos datos, y considerando la superficie de la cuenca, se estimaron los valores de precipitación en litros por segundo (l/s), los cuales fueron incorporados como aporte directo en el balance hídrico proyectado. Los valores calculados corresponden a 8.877 L/s para el escenario de futuro cercano (2020–2044), 8.780 L/s para el futuro intermedio (2045–2069), y 10.071 L/s para el futuro lejano (2070–2094).



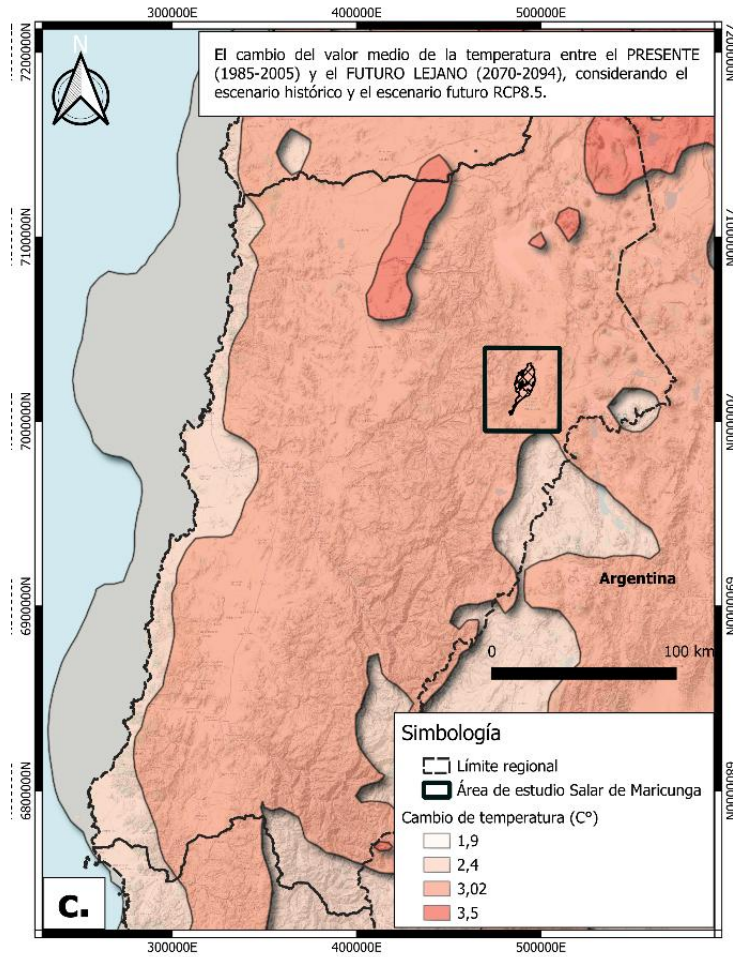


Figura N°5.7. Proyección del cambio en la temperatura media anual del aire en la región norte de Chile según el modelo RegCM4 bajo el escenario de emisiones RCP 8.5. Se muestran tres periodos: a. Futuro cercano (2020–2044), b. Futuro intermedio (2045–2069), y c. Futuro lejano (2070–2094), en comparación con el periodo base (1985–2005). Los mapas representan el incremento estimado de temperatura (°C) en relación con el promedio histórico, destacándose el área de estudio en la cuenca del Salar de Maricunga. Fuente: Plataforma de simulaciones CR2. Elaboración propia.

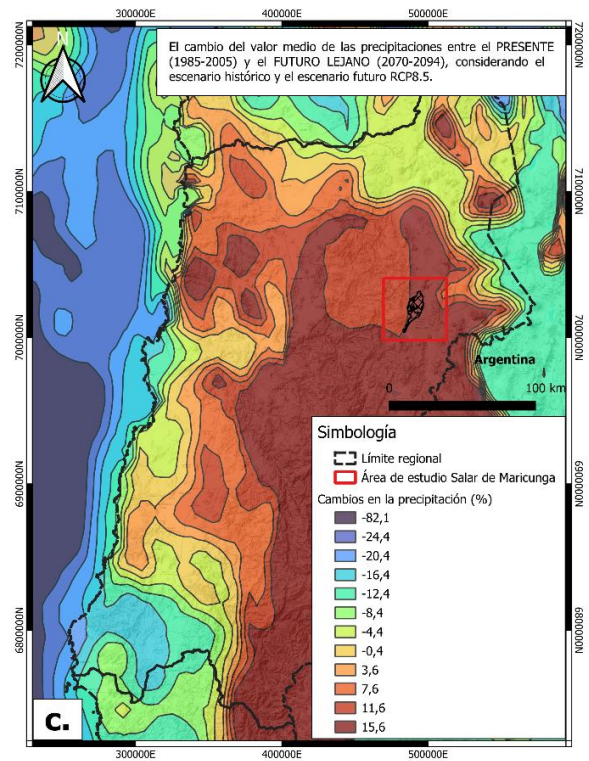
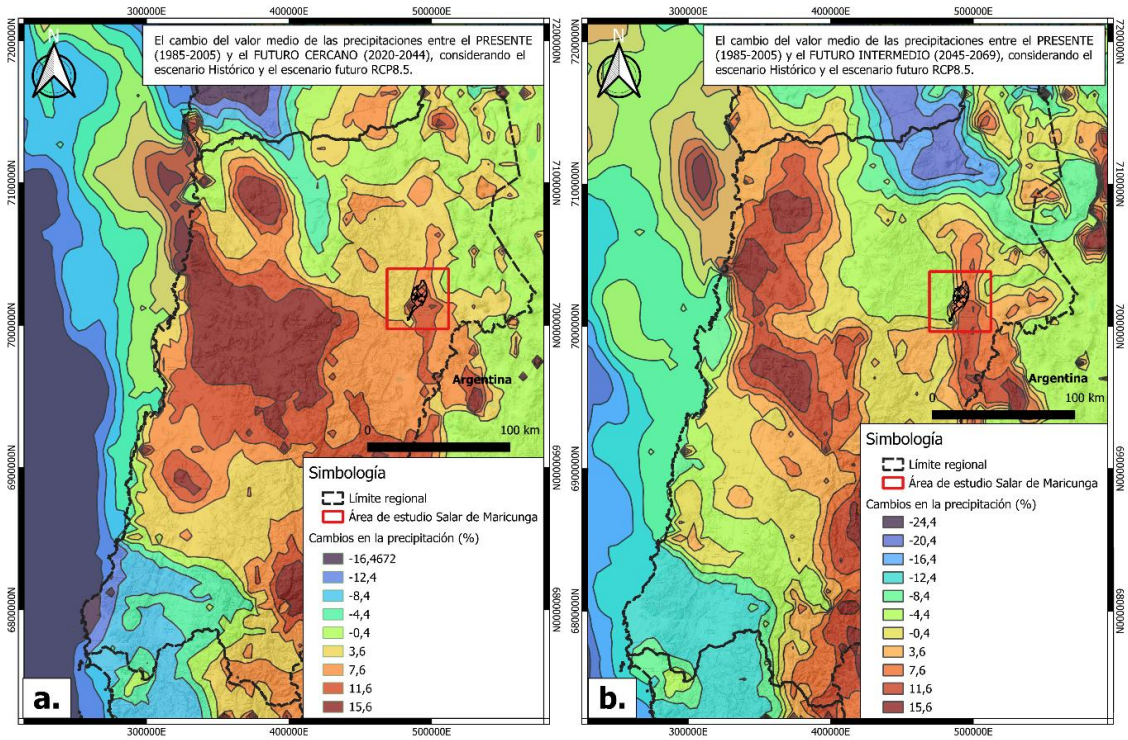


Figura N°5.8. Simulaciones climáticas que muestran el cambio medio en las precipitaciones proyectadas para el tiempo “presente” identificado como futuro cercano (2020-2044) y dos periodos futuros: intermedio (2045–2069) y lejano (2070–2094), en comparación con el periodo de referencia (1985–2005), bajo el escenario RCP 8.5. Extraído de la Plataforma de simulaciones del CR2.

Se utilizaron proyecciones climáticas generadas a partir del modelo regional RegCM4 (CR2-RegCM4-10K Chile), considerando los escenarios del IPCC: RCP 2.6 y RCP 8.5. El escenario RCP 2.6 representa una visión más bien optimista, basada en una reducción significativa de emisiones, mientras que el RCP 8.5 corresponde a un escenario más pesimista, caracterizado por altas emisiones y un marcado aumento de temperatura hacia fines de siglo. Ambos escenarios fueron contrastados para analizar la variabilidad proyectada en los escenarios temporales (2044, 2069 y 2094) permitiendo anticipar cómo los cambios en la temperatura y la precipitación podrían afectar la disponibilidad hídrica en la cuenca del Salar de Maricunga.

Las proyecciones de la temperatura muestran un aumento progresivo de la temperatura en ambos escenarios, acompañado de una marcada variabilidad interanual en las precipitaciones (Figura N°5.9.a). En particular, las proyecciones no evidencian una tendencia sostenida al alza o a la baja en los volúmenes de precipitación, sino una redistribución estacional y una mayor dispersión de los datos a lo largo del tiempo, indicando la ocurrencia de años extremos, tanto secos como húmedos (Figura N°5.9. b). Esta variabilidad climática se acentúa significativamente bajo el escenario RCP 8.5, lo que sugiere un comportamiento futuro del régimen de lluvias más errático y menos predecible, especialmente hacia el escenario de futuro lejano (2070–2094).

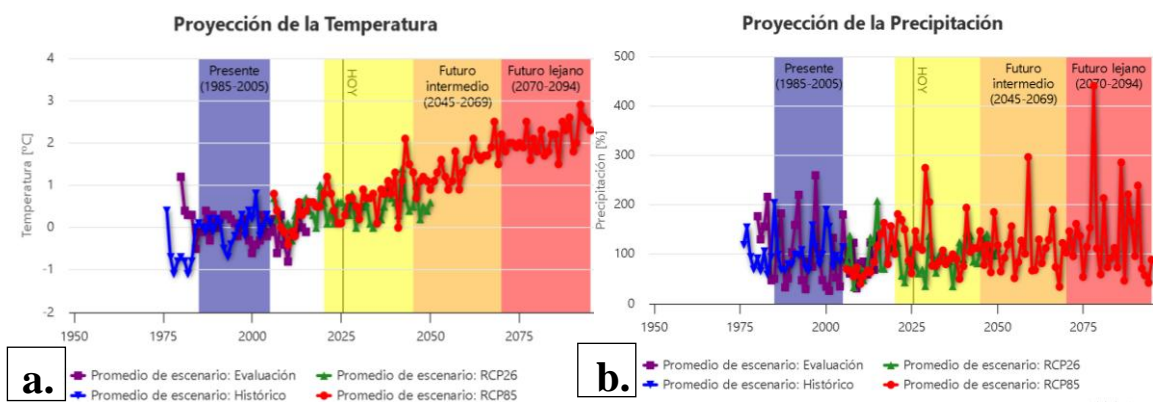


Figura N°5.9. a. Proyección del cambio medio anual de la precipitación. b. Proyección del cambio medio anual de la temperatura. Ambas proyecciones se grafican en los escenarios futuros cercanos (2020–2044), intermedios (2045–2069) y lejanos (2070–2094), en comparación con el periodo histórico de referencia (1985–2005). Bajo la comparativa entre los escenarios del IPCC de RCP 2.6 y RCP 8.5. Extraído de la Plataforma de simulaciones del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2).

Las proyecciones del ciclo estacional de temperatura del aire (°C) y de las precipitaciones relativas (%) para el Salar de Maricunga, considerando el periodo histórico (1985–2005) y los escenarios futuros RCP 8.5 para los escenarios de 2020–2044 (futuro cercano) y 2045–2069 (futuro intermedio), permiten analizar los cambios proyectados en relación con las condiciones climáticas actuales. Tanto los valores de temperatura como los de precipitación, que se expresan como anomalías respecto del promedio histórico, es decir, indican cuánto varían en relación con el periodo de referencia. Las simulaciones muestran un aumento sostenido de la temperatura media mensual, con anomalías positivas que se intensifican durante los meses de noviembre a marzo. Para el periodo 2020–2044, los incrementos alcanzan valores cercanos a +2 °C, mientras que en 2045–2069 superan los +3 °C durante los meses de verano (Figura N°5.10). En cuanto a las precipitaciones, se observa una redistribución del ciclo estacional, también expresada como cambio porcentual respecto del periodo base. En el futuro cercano, se proyecta un aumento relativo de la precipitación mensual entre abril y junio, seguido de una disminución hacia finales de año. Esta tendencia se intensifica en el futuro intermedio, con mayores concentraciones de precipitación entre marzo y junio, seguidas de una reducción progresiva desde septiembre hasta febrero. Cabe destacar que este gráfico no incluye proyecciones para el escenario de futuro lejano (2070–2094), debido a la falta de disponibilidad de datos para dicha proyección.

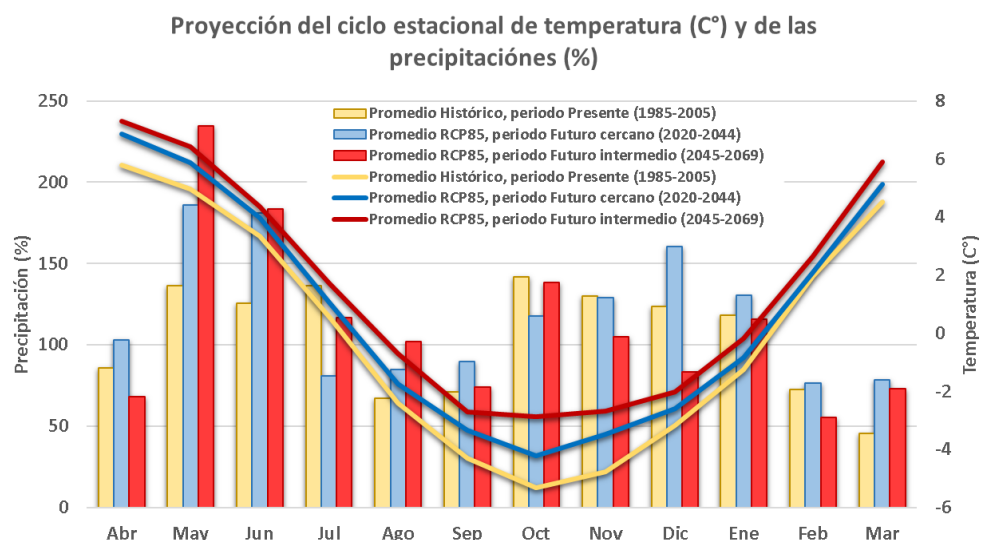


Figura N°5.10. Climograma del ciclo estacional de temperatura (C°) y las precipitaciones (%) desde el mes de abril-marzo (año hidrológico), bajo los escenarios de promedios históricos (1985-2005) y promedio de proyecciones RCP8.5. para el futuro cercano (2020-2044) y futuro intermedio (2045-2069). Ambos gráficos presentan valores de cambio con respecto al valor histórico. El gráfico de líneas corresponde a cambios en los valores de temperatura (°C), mientras el gráfico de barras indica los cambios en la precipitación (%). Extraído de la Plataforma de simulaciones del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2).

5.4. Precipitación proyectada en la Cuenca del Salar de Maricunga

En esta sección se presentan los mapas de isoyetas que representan las distribuciones espaciales de la precipitación media anual proyectada para la CSDM, correspondientes al escenario futuro cercano (2020–2044), futuro intermedio (2045–2069) y futuro lejano (2070–2094). Estos mapas permiten visualizar las variaciones esperadas en la precipitación bajo el escenario climático RCP 8.5. Los mapas de isoyetas proyectadas (Figura N°5.11) muestran una distribución espacialmente heterogénea de la precipitación media anual en la CSDM, con una tendencia clara al aumento de los valores en sectores de mayor altitud, especialmente hacia el oriente y suroriente de la cuenca. En todos los escenarios analizados (futuro cercano, intermedio y lejano), se observa un foco persistente de alta precipitación sobre la zona del Volcán Nevado Tres Cruces, donde se concentran las isoyetas superiores a 200 mm/año. En el escenario de futuro cercano (2020–2044), esta zona presenta valores máximos en torno a 220 mm/año, los cuales aumentan a más de 240 mm/año en el futuro intermedio (2045–2069) y se expanden hacia el sur en el escenario de futuro lejano (2070–2094). Este patrón refleja una intensificación progresiva de las precipitaciones en zonas elevadas, posiblemente relacionada con la interacción entre la topografía y las masas de aire húmedo proyectadas bajo condiciones de mayor temperatura y disponibilidad de humedad en el escenario RCP 8.5. En contraste, el centro del Salar de Maricunga mantiene valores bajos de precipitación (≤ 140 mm/año) de manera consistente, evidenciando que las zonas planas de menor altitud continúan recibiendo escasa recarga directa por lluvia, mientras que las áreas altas se consolidan como los principales sectores de captación y generación de escurrimiento.

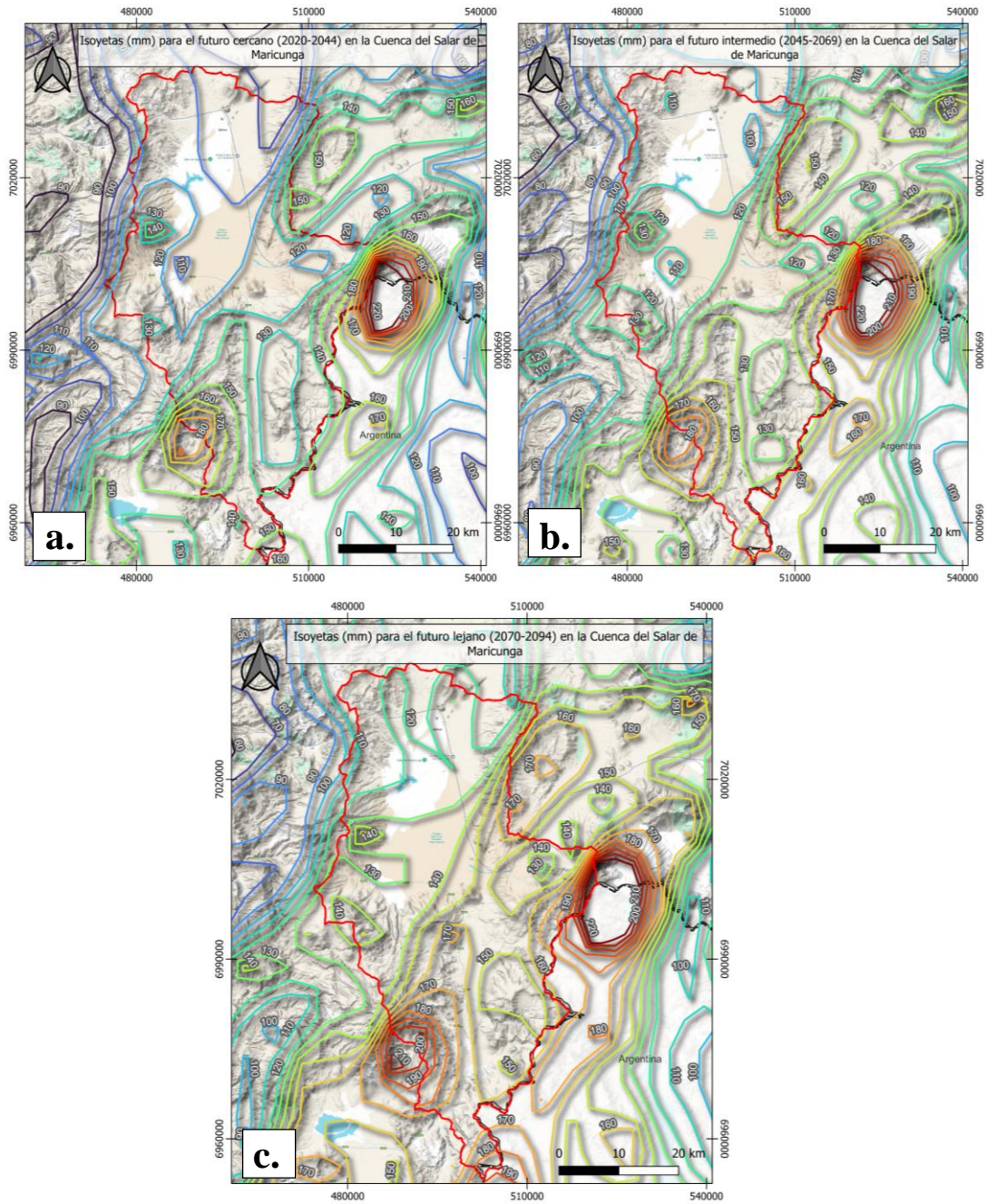


Figura N°5.11. Mapas de isoyetas de precipitación media anual (mm) para la cuenca del Salar de Maricunga bajo el escenario climático RCP 8.5: a. futuro cercano (2020–2044), b. futuro intermedio (2045–2069) y c. futuro lejano (2070–2094). Los mapas muestran la distribución espacial de la precipitación proyectada en cada escenario proyectado, evidenciando las variaciones en la concentración de lluvia a lo largo de la cuenca. Elaboración propia con datos de CR2, Giovanetti y Aravena., (2025).

5.5. Comparativa de balances hídricos bajo escenarios proyectados

Para el Salar de Maricunga existen varias versiones de balances hídricos. Los datos de entrada muestran los patrones generales de flujo de agua superficial y subterránea en la cuenca, donde el agua superficial generalmente sólo ocurre en terrenos más altos y se infiltra en los sedimentos aluviales y de abanico más permeables que rodean el Salar, antes de llegar al propio suelo del Salar. El único flujo de agua superficial que ocurre en el piso del Salar es la descarga natural de la Laguna Santa Rosa hacia el norte, en dirección al centro del Salar. Se reitera que no existen salidas de aguas superficiales desde la CSDM.

Los escenarios 0 de los balances hídricos proyectados se construyeron considerando únicamente los aportes naturales al sistema, es decir, las entradas provenientes de la precipitación directa sobre la cuenca, el caudal de la subcuenca del río Lamas y el caudal del río Valle Ancho asociado a la zona de Ciénaga Redonda. Estas entradas representan el flujo hídrico neto disponible. Los patrones de flujo de las aguas subterráneas siguen de cerca los patrones de flujo de las aguas superficiales, de los cuales no se determinan valores conocidos ni sus movimientos. La recarga de la CSDM se produce a través de la infiltración directa de las precipitaciones (8.877, 8.780 y 10.071 L/s) en los tres escenarios futuros respectivamente, además de la recarga lateral proveniente de las cuencas de Río Lamas (399, 544 y 689 L/s) (Figura N°5.12), correspondiente a la estación denominada “Río Lamas en el Salto”, donde se reconoce una tendencia de aumento anual de 5,8 L/s, atribuible a un aporte nival; y de Ciénaga Redonda (0,015 L/s) en la estación “Río Valle Ancho en la Barrera”, con una tendencia constante en el tiempo.

La recarga anual total de la CSDM se estima que, en el futuro cercano (2020–2044), será de 9.276,215 L/s o 292 Mm³(Megametros cúbicos); en el futuro intermedio (2045–2069), de 9.324,215 L/s o 294 Mm³; y, finalmente, en el futuro lejano (2070–2094), de 10.760,215 L/s o 339 Mm³.

La descarga de la CSDM se produce por evapotranspiración, bombeo de aguas subterráneas y evaporación (libre, subterránea y desde sedimentos). El valor anual total de descarga se ha estimado en 8.474,22 L/s (equivalente a 330 Mm³) para los tres

escenarios futuros proyectados. Para efectos de este análisis, y ante la falta de información que permita determinar su variabilidad temporal, se asumió que estas salidas naturales permanecen constantes a lo largo de los periodos evaluados.

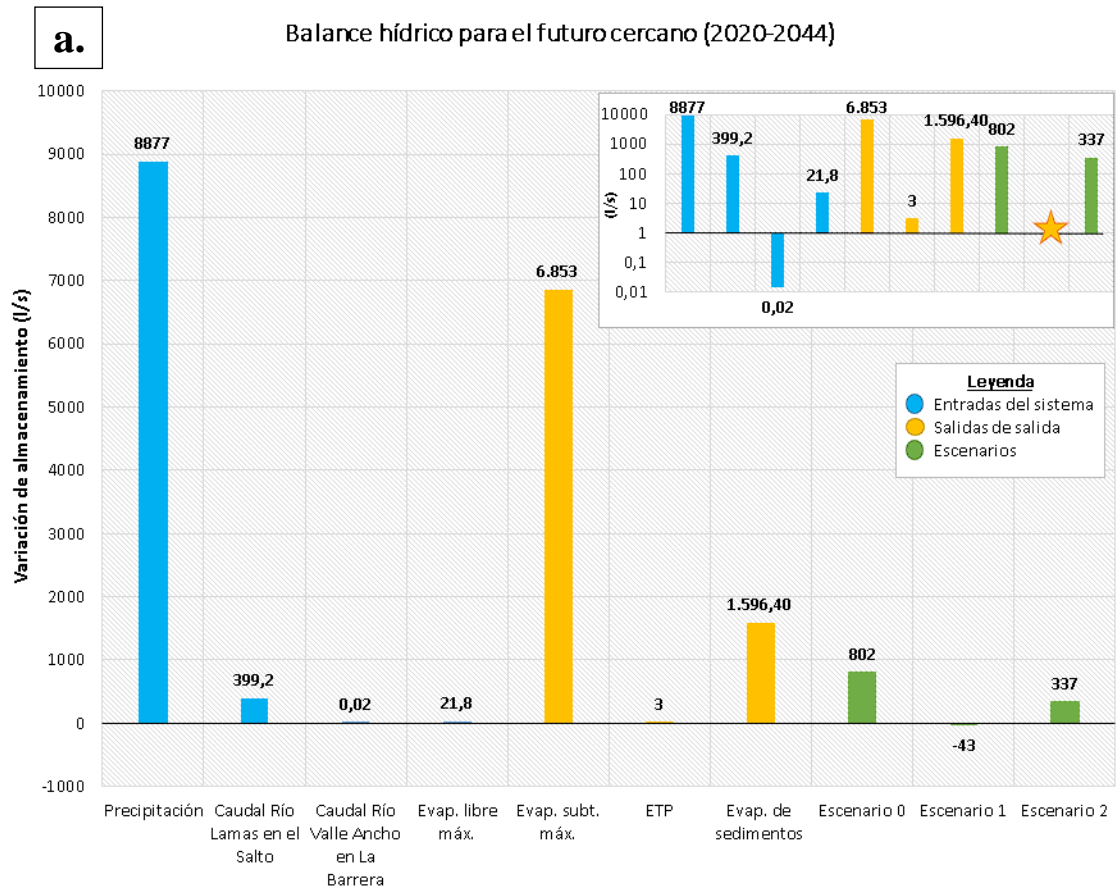
De acuerdo con los registros de la Dirección General de Aguas (DGA), los derechos de aprovechamiento de aguas otorgados en la CSDM corresponden a 845 L/s. Asimismo, para el escenario de futuro cercano, los datos reportados por los proyectos vigentes indican una tasa de extracción de 190 L/s, desglosada en 150 L/s de salmuera y 40 L/s de agua dulce. En el escenario de futuro intermedio, se proyecta una disminución en la extracción a 158 L/s, considerando que el proyecto minero de explotación de carbonato de litio se encontraría en su fase final y, por tanto, con una menor demanda hídrica. Finalmente, en el escenario de futuro lejano no se consideran extracciones adicionales, debido a la ausencia de antecedentes sobre nuevos proyectos o exploraciones que pudieran generar una afectación al balance hídrico.

A continuación, se presentan los resultados obtenidos para cada uno de los escenarios proyectados.

- Las proyecciones de balance hídrico para el futuro cercano: el escenario 0 correspondiente al balance natural, presenta un balance positivo de 802 l/s. Al incorporar los derechos de aprovechamiento de agua otorgados por la DGA (845 l/s) en el escenario 1, el balance se vuelve negativo, alcanzando -43 l/s. Por otro lado, el escenario 2, consideran extracciones combinadas de salmuera (150 L/s) y agua dulce (40 L/s), totalizando 190 l/s, reportadas por Minera Salar Blanco. De manera adicional, SIMCO Spa, reporta una demanda de 275 (l/s) para el proyecto “Producción de sales Maricunga” (Hídrica consultores Spa., 2021). Al aplicar sobre el balance base, da como resultado un balance final de 337 l/s.
- Las proyecciones de balance hídrico para el futuro intermedio: el escenario 0 proyecta un balance natural positivo de 850 l/s. El escenario 1 incorpora los derechos de agua autorizados por la DGA (845 l/s), resultando en un balance residual de 5 l/s. Finalmente, el escenario 2 contempla una extracción estimada al

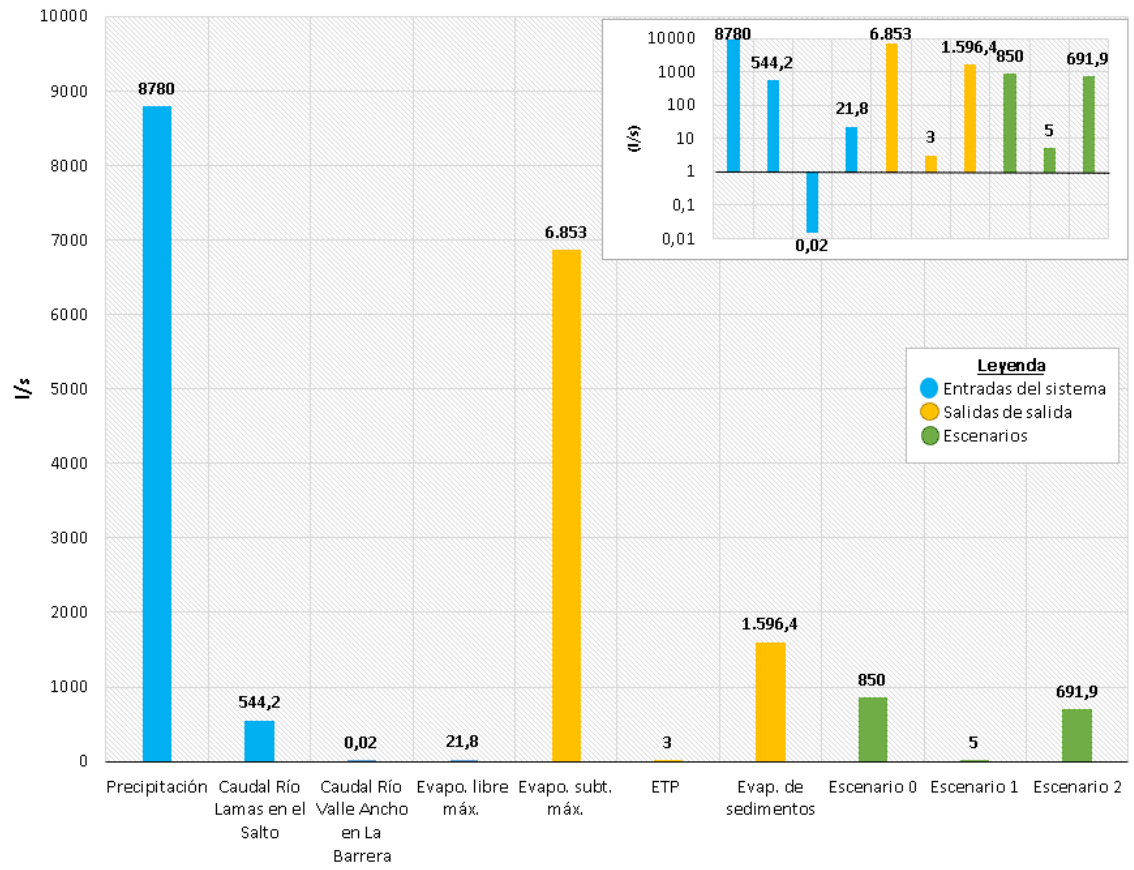
final de la vida útil del proyecto minero de 158 l/s, aplicada sobre el balance base, lo que arroja un balance de 691,90 l/s.

- Las proyecciones de balance hídrico para el futuro lejano: bajo las condiciones del escenario 0, correspondiente al balance natural, se proyecta un valor de balance hídrico de 2.285,90 l/s. Al incorporar los derechos de aprovechamiento de agua otorgados por la DGA (845 L/s) en el escenario 1, el balance estimado disminuye a 1.440,90 l/s. En este caso, no se consideran extracciones antropogénicas, debido a la ausencia de información específica disponible para este periodo.



b.

Balance hídrico para el futuro intermedio (2045-2069)



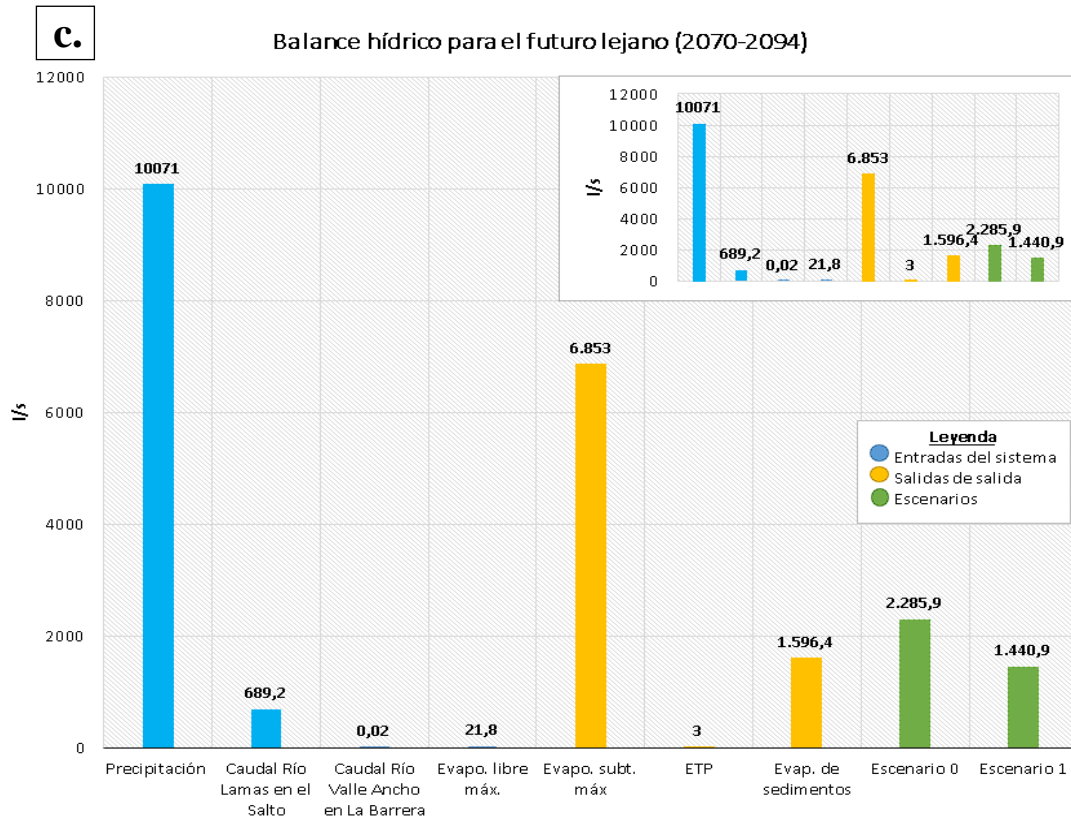


Figura N°5.12. Balance hídrico proyectado para la cuenca del Salar de Maricunga en tres escenarios temporales. a. Escenario de futuro cercano: se consideran las entradas por precipitación y caudales superficiales, junto con las salidas por evapotranspiración real (ETP), evaporación libre, evaporación subterránea máxima, evaporación desde sedimentos y las extracciones hídricas asociadas a proyectos en operación. b. Escenario de futuro intermedio: se proyecta una reducción en la demanda hídrica producto del avance hacia las etapas finales del proyecto minero, manteniéndose constantes las pérdidas naturales del sistema. c. Escenario de futuro lejano: no se consideran extracciones adicionales debido a la ausencia de antecedentes de nuevos proyectos, manteniéndose únicamente las salidas naturales del sistema. Elaboración propia. En la esquina superior derecha se incluye una versión del gráfico en escala logarítmica. En el caso A (futuro cercano, escenario 1), se marca con una estrella (*) el valor correspondiente a los derechos de aprovechamiento de agua otorgados por la DGA (-43 l/s), el cual, por ser negativo, no se representa en la escala logarítmica.

5.6. Modelo conceptual hidrogeológico y balance hídrico proyectado de la Cuenca del Salar de Maricunga

Los parámetros físico-químicos obtenidos en terreno constituyen un insumo relevante para la construcción del modelo conceptual hidrogeológico de la Cuenca del Salar de Maricunga, al permitir reconocer patrones espaciales de variación y comportamiento del agua dentro del sistema. Las diferencias observadas en conductividad eléctrica,

temperatura y pH evidencian la coexistencia de aguas con distinto grado de mineralización y condiciones físico-químicas, lo que contribuye a delimitar zonas con dinámicas contrastantes. En el sector norte y central se registran las mayores conductividades y temperaturas, asociadas a zonas de concentración salina y evaporación intensa, mientras que hacia los márgenes sur y oriental se observan valores más bajos, vinculados a aportes de recarga lateral y aguas de menor salinidad.

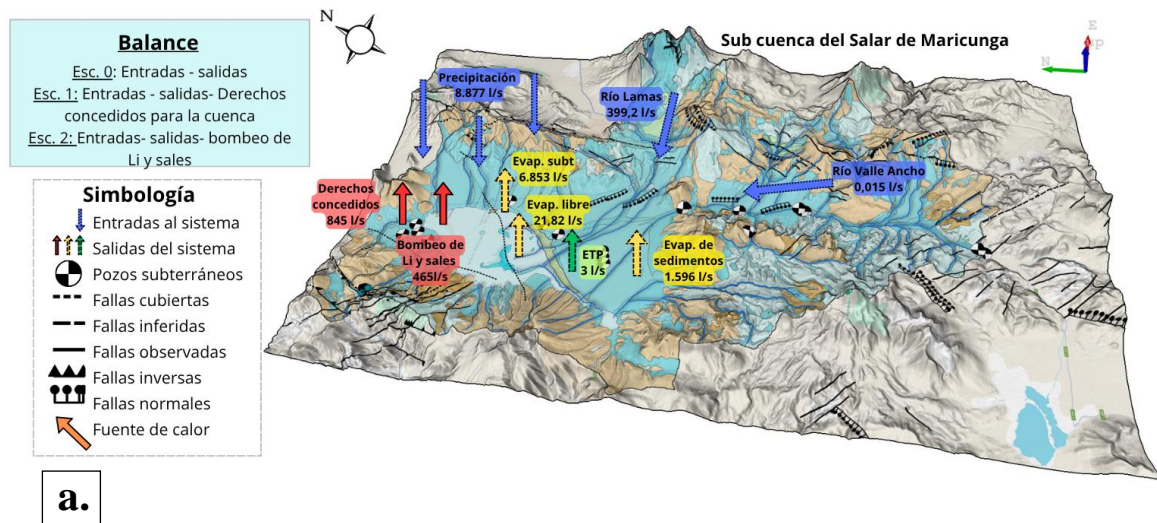
En este contexto, se reconoce que, en un cuerpo de agua superficial, como las láminas o pozas que se desarrollan temporalmente en el salar, la salinidad ejerce un control directo sobre la tasa de evaporación. A medida que aumenta la concentración de sales disueltas, el potencial hídrico del agua disminuye, reduciendo la presión de vapor y, por ende, disminuyendo la velocidad de evaporación. Este proceso genera un equilibrio dinámico en el cual las zonas con mayor salinidad tienden a conservar por más tiempo delgadas láminas de agua o humedad superficial, mientras que las aguas menos mineralizadas, típicas de los márgenes del sistema, se evaporan con mayor rapidez.

En total, se presentaron tres escenarios futuros: futuro cercano (2020–2044), intermedio (2045–2069) y lejano (2070–2094), bajo el marco del escenario climático RCP 8.5. Cada modelo muestra cómo varía el balance hídrico a lo largo del tiempo, según distintos supuestos: sin extracción antrópica (Escenario 0), con derechos de agua otorgados (Escenario 1), y con extracción de asociada al bombeo de la producción de Li proyectada (Escenario 2).

Los modelos revelan un comportamiento dinámico del sistema hídrico: si bien las precipitaciones aumentan progresivamente hacia el futuro lejano (de 8.877 l/s a 10.071 l/s), también se incrementan las demandas hídricas. Las salidas del sistema son dominadas por la evaporación subterránea (6.853 l/s en todos los escenarios) y por la evaporación desde sedimentos (1.596 l/s), lo cual subraya la importancia del balance evaporativo en el régimen hídrico de la cuenca. En el escenario más exigente (2070–2094), la simulación refleja un aumento sustancial del volumen disponible, alcanzando un

excedente de 2.285,9 l/s, lo cual sugiere un potencial hídrico mayor, aunque sujeto a la distribución espacial y temporal de estos aportes.

Estas simulaciones aplicadas permiten visualizar, de manera integrada, cómo se espera que evolucionen las condiciones hidro climáticas en la cuenca y ofrecen un insumo clave para la gestión de recursos hídricos, particularmente en contextos de alta sensibilidad como el Salar de Maricunga.



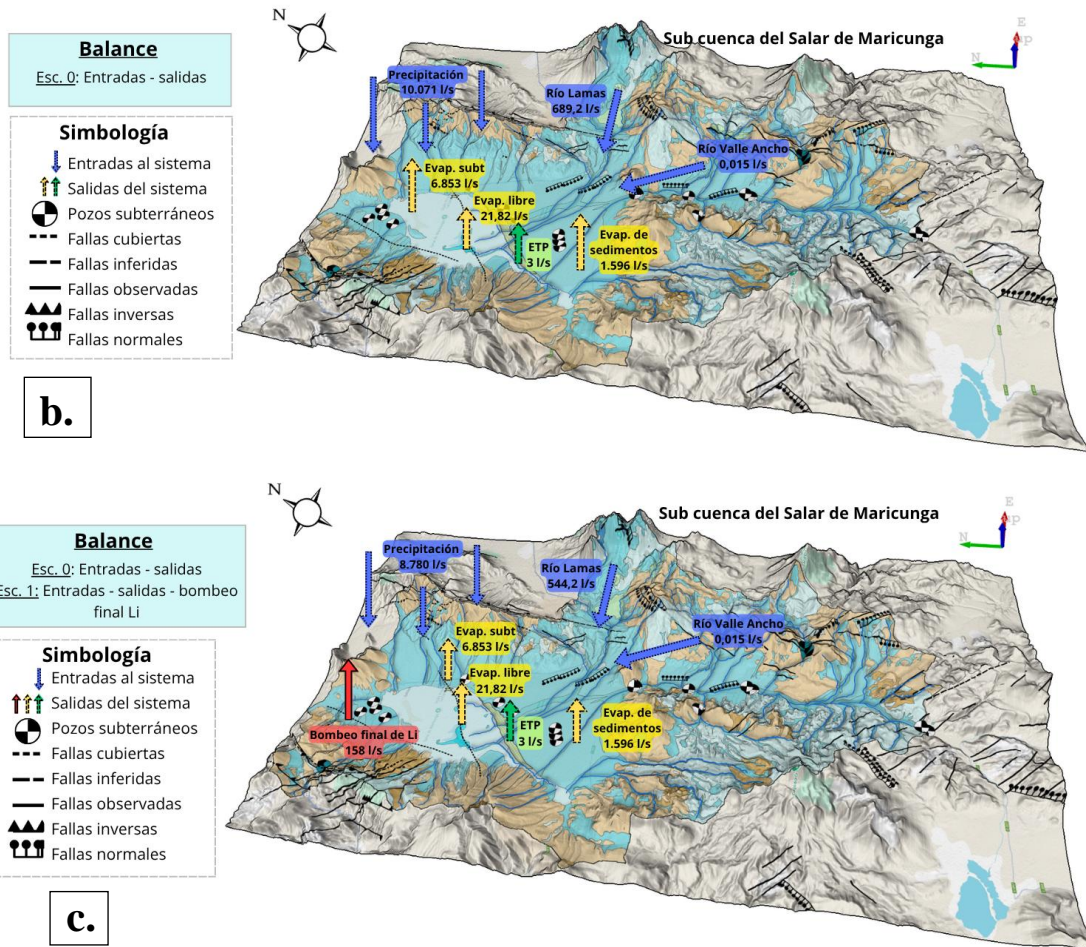


Figura N°5.13. Modelos conceptuales tridimensionales del balance hídrico proyectado para la cuenca del Salar de Maricunga bajo el escenario climático RCP 8.5. La figura presenta: a) escenario futuro lejano (2070–2094) sin extracciones (Escenario 0); b) escenario futuro cercano (2020–2044) con derechos de extracción otorgados y bombeo proyectado de litio (Escenarios 1 y 2); y c) escenario futuro intermedio (2045–2069) con condiciones similares a las del escenario b. Cada modelo integra visualmente las entradas y salidas del sistema (expresadas en litros por segundo), permitiendo evaluar la evolución del balance hídrico ante distintos niveles de intervención. La simbología incluye pozos subterráneos que corresponden a ubicaciones reportadas por Codelco, sin especificación de uso o tipo de aprovechamiento. Elaboración propia.

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos en el presente estudio presentan una serie de coincidencias y contrastes relevantes al ser comparados con investigaciones previas desarrolladas en salares altoandinos. Uno de los principales hallazgos corresponde a la identificación de zonas de temperatura superficial anormalmente elevadas (>10 °C por sobre el promedio del aire), que, junto con altas conductividades eléctricas, sugieren la presencia de surgencias hidrotermales. Esta interpretación se apoya en el criterio propuesto por Risacher *et al.*, (2003) y se ve reforzada por la presencia de surgencias termales dispersas en distintos sectores del Salar de Maricunga que podría estar asociada a un sistema geotérmico más fragmentado, controlado por la intersección de estructuras geológicas, puesto, que este comportamiento ha sido descrito en sistemas geotermiales como El Tatio, Puchuldiza y Cerro Pabellón (Urzúa *et al.*, 2002; Veloso *et al.*, 2020; Letelier *et al.*, 2021), donde estructuras geológicas controlan el ascenso y emplazamiento de fluidos geotermiales profundos. Sin embargo, la dificultad para aplicar geotermómetros y la ausencia de mediciones directas de flujo o temperatura en profundidad representan limitaciones relevantes para confirmar el origen hidrotermal de estas anomalías.

Una de las principales limitaciones metodológicas del presente estudio es la escasa disponibilidad de estaciones meteorológicas con registros de largo plazo en la cuenca del Salar de Maricunga, lo que restringe la capacidad para evaluar de forma directa y validar las tendencias de cambio climático. Tal como indican Romero *et al.*, (2013) la falta de estaciones meteorológicas con observaciones de largo plazo constituye una limitación insuperable para referirse a las tendencias de cambio y variabilidad climática en el desierto de Atacama. Para abordar parcialmente esta limitante, se utilizaron simulaciones climáticas generadas por el modelo regional CR2-RegCM4-10K, que permitieron estimar cambios proyectados en temperatura y precipitación bajo el escenario RCP 8.5. No obstante, es importante considerar que algunas proyecciones generadas por el RegCM4 implican un grado considerable de incertidumbre, especialmente en lo que respecta a la

precipitación. Esto se debe, principalmente, a dos factores: (1) el uso de un único Modelo Climático Global (MCG) para forzar el RegCM4, y (2) la naturaleza discontinua, localizada y temporalmente variable de la precipitación en zonas áridas como desierto de Atacama. Estas condiciones limitan la precisión con que pueden representarse los patrones hidrológicos reales a escala local. Por lo tanto, si bien el modelo ofrece una resolución espacial adecuada y ha sido útil para inferir tendencias generales, sus resultados deben interpretarse con cautela. Aun así, los resultados obtenidos muestran un aumento sostenido de la temperatura media anual (hasta +3 °C en el escenario lejano), acompañado de una alta variabilidad interanual en las precipitaciones. Aunque no se proyecta una tendencia clara en el volumen total de las precipitaciones, se evidencia una redistribución estacional significativa y una mayor frecuencia de eventos extremos, factores que podrían modificar sustancialmente los procesos de recarga hídrica en la cuenca.

En las simulaciones del balance hídrico, las salidas asociadas a evaporación libre, evaporación subterránea, evaporación desde sedimentos y evapotranspiración potencial (ETP) se mantuvieron constantes entre escenarios. Esta decisión responde a la falta de datos meteorológicos locales de alta resolución particularmente series continuas de temperatura máxima, mínima, humedad y radiación solar necesarios para aplicar metodologías físicamente robustas como Penman–Monteith o variantes de Hargreaves calibradas a condiciones altoandinas. No obstante, es relevante reconocer que la ETP no permanece constante bajo escenarios de aumento térmico. Diversos estudios demuestran que la demanda evaporativa atmosférica se encuentra fuertemente modulada por la temperatura, mostrando tendencias crecientes en ambientes áridos y de alta montaña. Por ejemplo, You *et al.*, (2019) reportan que la evapotranspiración potencial aumenta de manera significativa en respuesta al calentamiento regional, impulsada por el incremento del déficit de presión de vapor conforme lo predice la relación de Clausius–Clapeyron. De manera complementaria, Onyutha (2020) identifica tendencias crecientes de ETP en regiones del continente africano donde la temperatura presenta un alza sostenida, evidenciando que el calentamiento atmosférico intensifica la demanda evaporativa a gran escala. Si bien estos trabajos confirman la sensibilidad de la ETP al aumento de temperatura, la ausencia de registros climáticos completos en la cuenca del Salar de

Maricunga impide por ahora establecer una metodología de ajuste robusta y ajustada a la realidad local. En consecuencia, mantener constantes las salidas por evaporación constituye una aproximación conservadora, pero deberá ser revisada en futuros estudios mediante la incorporación de series meteorológicas continuas o productos climáticos regionales que permitan cuantificar de manera más precisa la respuesta evaporativa bajo condiciones de calentamiento proyectado.

Otro aspecto relevante corresponde al rol de las reservas hídricas criosféricas, particularmente glaciares, glaciares rocosos y permafrost, en la regulación de los caudales superficiales. En la cuenca del Salar de Maricunga, el caudal del Río Lamas se encuentra directamente influenciado por el derretimiento de nieve y hielo del Nevado Tres Cruces (Muñoz *et al.*, 2009), con una tendencia creciente de 5,8 L/s por año desde 1980. Este incremento podría corresponder a la fase previa al *peak water*, tras la cual el caudal disminuirá sostenidamente a medida que se agoten las reservas de hielo (Huss y Hock, 2018; Davies *et al.*, 2025). Bajo el escenario RCP 8.5, se proyecta una pérdida de hasta 100 % del volumen glaciar en los Andes de bajas latitudes hacia fines de siglo, lo que comprometería seriamente la disponibilidad hídrica durante las temporadas secas.

Adicionalmente, se identificó que las zonas con mayor precipitación proyectada se localizan en torno al macizo del Nevado Tres Cruces, lo que refuerza su rol como principal área de recarga en la cuenca (Figura N°6.1). La persistencia de estas áreas con mayor precipitación a lo largo de los distintos escenarios futuros permite inferir un potencial mantenimiento relativo de esta fuente de ingreso. Sin embargo, la disminución general en la eficiencia de los procesos de acumulación y escurrimiento, debido al aumento de temperatura y la alteración del ciclo estacional de lluvias, podría limitar el aprovechamiento efectivo de estos aportes.

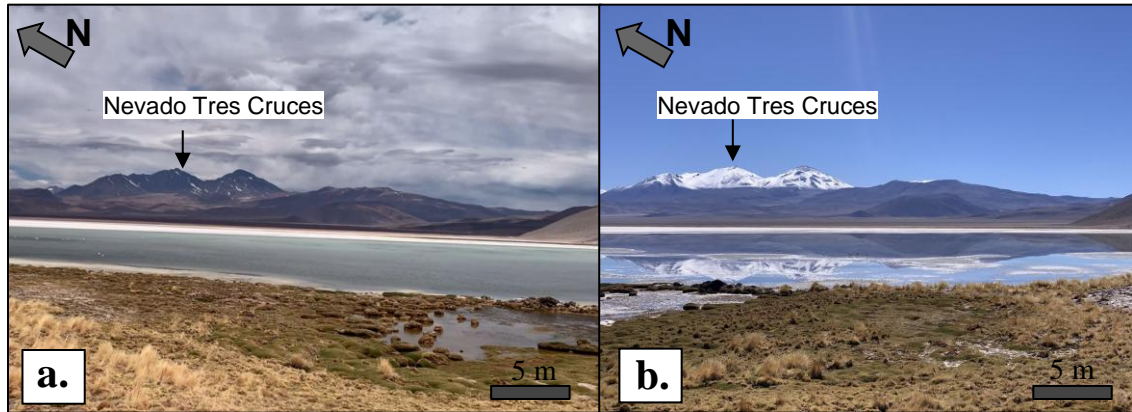


Figura N°6.1. Fotografías comparativas con vista hacia el Nevado Tres Cruces. **a.** Imagen tomada en diciembre de 2024, donde se observa una notable ausencia de cobertura nival. **b.** Imagen correspondiente a enero de 2025, en la que se aprecia una mayor presencia de nieve en comparación con diciembre en el sector del macizo volcánico Nevado Tres Cruces.

La comparación de los resultados obtenidos para la cuenca del Salar de Maricunga con los balances hídricos reportados en otros salares de condiciones hidroclimáticas similares permite contextualizar la consistencia de las estimaciones presentadas en la Figura 5.6. En el Salar de Atacama, estimaron un balance aproximado de $14,9 \text{ m}^3/\text{s}$, equivalente a $14\,900 \text{ L/s}$, donde la recarga lateral desde subcuencas periféricas aporta cerca del 87 % de las entradas, mientras que la evaporación constituye la totalidad de las salidas del sistema (Marazuela et al., 2019). Algo similar se observa en salares continentales como los Bonneville Salt Flats (Utah, EE.UU.), (Mason y Kipp, 1998) donde se modeló el flujo subterráneo y la dinámica evaporativa, concluyendo que el sistema mantiene un equilibrio entre las entradas naturales (precipitación, escorrentía y recarga). Por su parte, el Salar de Pedernales, considerado un análogo regional por su alta evaporación y baja precipitación, lo que restringe la recarga directa, donde se reportaron tasas de evaporación entre $1\,400$ y $1\,900 \text{ L/s}$, (Payano-Almánzar y Dionizis, 2020) en rangos comparables a los estimados para Maricunga, reforzando la validez de los resultados obtenidos.

En definitiva, el escenario correspondiente al futuro cercano resulta ser el que mejor representa el comportamiento actual del balance hídrico de la cuenca (Figura N°6.1). Esto se debe a que las entradas del sistema, como los caudales, fueron obtenidas directamente desde registros de estaciones fluviométricas oficiales, lo que entrega mayor precisión y

respaldo a los resultados. Por otro lado, las salidas del sistema (evaporación y evapotranspiración) se mantuvieron constantes en todas las proyecciones, con el fin de reducir la incertidumbre en el escenario más próximo a la fecha de recopilación de los datos. No obstante, este supuesto implica una subestimación de las pérdidas hídricas en los escenarios futuros, ya que el incremento proyectado de temperatura probablemente aumente las tasas de evaporación y evapotranspiración. Si bien la plataforma del CR2 no entrega directamente valores de ETP proyectada, estos podrían estimarse a partir de las variaciones de temperatura o mediante metodologías complementarias, lo que se propone como línea de mejora para futuros trabajos.

Asimismo, en este escenario se incorporan valores de bombeo más completos y con mayor respaldo técnico, lo que permite una aproximación más robusta al comportamiento hidrológico real de la cuenca. Finalmente, se considera la presencia de una fuente calórica profunda que podría estar modulando la dinámica subterránea del sistema. Si bien la ubicación exacta de este foco térmico aún no ha sido determinada con certeza, es probable que se relacione con el volcanismo activo del complejo Nevado Tres Cruces–Ojos del Salado, al sureste del salar, donde se concentra una de las zonas geotérmicas más significativas de la región. En esta línea, Alam y Muñoz (2024) identifican que más de veinte surgencias termales en Laguna Verde (con temperaturas de hasta 47 °C) corresponden al flujo distal de un sistema geotérmico cuyo *upflow* se localizaría en el sector del Nevado Ojos del Salado, desde donde los fluidos calientes ascenderían y migrarían lateralmente hacia la cuenca. Los autores plantean que este mismo sistema podría extenderse hacia el noroeste y contribuir térmicamente a otros sectores, lo que respaldaría la hipótesis de una influencia geotérmica regional que afectaría la circulación profunda, los gradientes térmicos y, potencialmente, el comportamiento hidrogeológico del Salar de Maricunga.

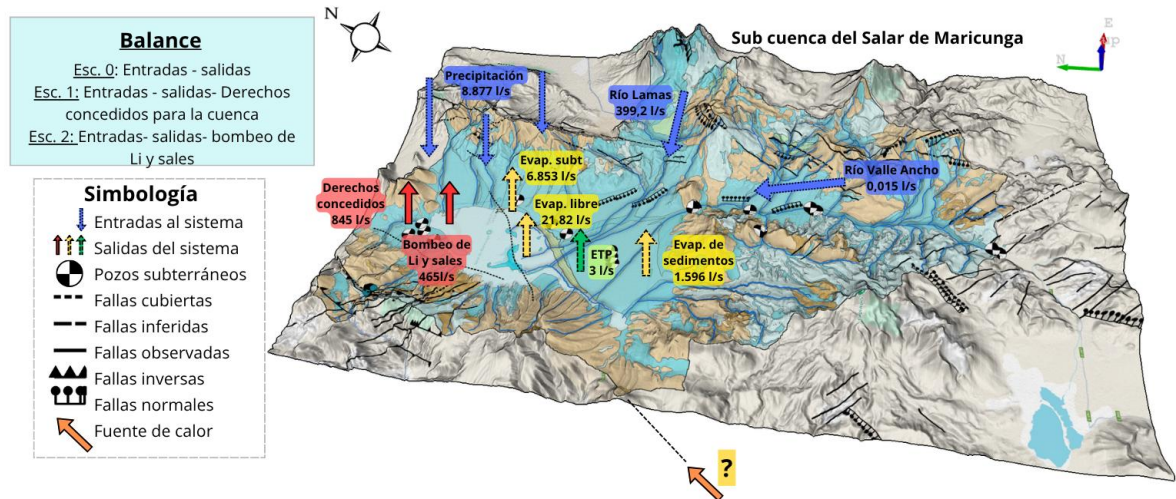


Figura N°6.1: Modelo hidrogeológico conceptual aceptado para la Cuenca del Salar de Maricunga, correspondiente al escenario de futuro cercano. Se incluyen los principales componentes del balance hídrico. Este modelo representa la aproximación más fiable al comportamiento actual del sistema, considerando tanto su cercanía temporal como la calidad de los datos disponibles. Fuente: elaboración propia.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. Conclusiones

El presente estudio permitió evaluar integralmente el funcionamiento hidrogeológico de la Cuenca del Salar de Maricunga (CDSM) bajo distintos escenarios climáticos y de intervención antrópica, integrando análisis hidrológicos, climáticos y geomorfológicos.

Se concluye que los cuerpos criosféricos, en especial los glaciares rocosos y áreas de permafrost, desempeñan un rol relevante como fuente de recarga superficial durante los meses estivales, siendo particularmente sensibles al incremento de temperatura proyectado en los escenarios RCP 8.5. La progresiva pérdida de masa glaciar y la reducción del caudal de ríos como el Lamas, sugieren que la cuenca podría estar acercándose a su punto de "*peak water*", fenómeno que representa un punto de inflexión en la disponibilidad hídrica proveniente del deshielo.

La modelación climática muestra un aumento sostenido de la temperatura y una alta variabilidad en las precipitaciones estacionales, lo que podría modificar significativamente los patrones de recarga natural en las próximas décadas. En este contexto, se observa que los escenarios de extracción antrópica generan balances hídricos negativos o marginales, lo que evidencia la vulnerabilidad del sistema ante intervenciones intensivas.

El balance hídrico comparativo evidenció que el escenario de futuro cercano representa la aproximación más confiable del comportamiento actual de la cuenca, dado que se basa en datos observacionales recientes y proyecciones de extracción documentadas. En contraste, los escenarios intermedio y lejano presentan mayor incertidumbre, especialmente por la indeterminación de algunos forzantes antrópicos.

Se logró desarrollar un modelo conceptual hidrogeológico de la cuenca, que sintetiza

las principales entradas, salidas y flujos subterráneos. Esta representación resulta útil tanto para el entendimiento del sistema como para futuras evaluaciones de impacto ambiental.

Las limitaciones del estudio incluyen la escasa disponibilidad de estaciones meteorológicas de largo plazo, la dependencia de proyecciones climáticas basadas en un único modelo climático global (RegCM4), y la falta de información sistemática sobre las extracciones reales de agua. El alcance del estudio se restringe a condiciones hidrológicas actuales y proyecciones climáticas a 2100 bajo RCP 8.5, sin considerar posibles medidas de mitigación.

A largo plazo, los resultados obtenidos podrían servir de base para la gestión sustentable del recurso hídrico en la cuenca, aportando insumos técnicos para la evaluación de proyectos extractivos, estrategias de conservación de humedales altoandinos y adaptación frente al cambio climático.

7.2. Recomendaciones

Las estimaciones de los distintos componentes del balance hídrico, en particular la recarga y descarga subterránea, se apoyaron en datos indirectos y en ciertos supuestos simplificadores, como la distribución espacial homogénea de la precipitación o la estimación porcentual del aporte de cuerpos criosféricos. Si bien se aplicaron metodologías de validación cruzada y se recurrió a múltiples fuentes bibliográficas para reducir las incertidumbres, se recomienda que futuros estudios incorporen campañas de medición directa en terreno.

En particular, se sugiere:

- Mejorar la caracterización del aporte criosférico a través del uso integrado de sensores remotos ópticos y radar, imágenes multitemporales (como Landsat y Sentinel), y estimaciones de balance de masa glaciar mediante métodos geodésicos, basados en la comparación entre modelos digitales de elevación

(DEM) entre dos fechas. Estas herramientas permiten cuantificar con mayor precisión la evolución de glaciares, glaciares rocosos y la dinámica de nieve estacional, optimizando así las proyecciones hidrológicas de la cuenca.

- Desarrollar campañas hidrogeoquímicas y termales que permitan caracterizar los flujos subterráneos y su origen: estas deberían incluir una caracterización química del agua subterránea, mediante toma de muestras en distintos cuerpos de agua (pozos, ríos, lagunas) para luego, realizarles análisis de laboratorio que incluya elementos mayores y menores, elementos trazas, además de análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), parámetros fisicoquímicos in situ (pH, CE, temperatura), así como mediciones de gradientes térmicos, a través de imágenes térmicas satelitales.
- Instalar estaciones meteorológicas en cuencas de alto interés estratégico para la minería y la conservación ambiental, como aquellas que coinciden con áreas protegidas (por ejemplo, parques nacionales y reservas naturales), con el fin de reducir la incertidumbre climática y mejorar la representación espacial de las condiciones hidroclimáticas.

Estas acciones permitirán reducir los márgenes de incertidumbre del modelo y fortalecer su capacidad predictiva, especialmente frente a escenarios de cambio climático y desarrollo extractivo en la cuenca del Salar de Maricunga.

CAPÍTULO 8: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alam, M. A., y Sepúlveda, R. (2022). Environmental degradation through mining for energy resources: the case of the shrinking Laguna Santa Rosa wetland in the Atacama Region of Chile. *Energy Geoscience*, 3(2), 182-190.
- Alam, M. A., y Sepúlveda, R. (2022). Environmental degradation through mining for energy resources: the case of the shrinking Laguna Santa Rosa wetland in the Atacama Region of Chile. *Energy Geoscience*, 3(2), 182-190.
- Alam, M. A., Muñoz, A. (2024). A critical evaluation of the role of a geothermal system in lithium enrichment of brines in the salt flats: A case study from Laguna Verde in the Atacama Region of Chile. *Geothermics*, 119, 102970.
- Albers, C. (2020). Unidades geomorfológicas de Chile. IDE CIGIDEN. https://ide-cigiden.hub.arcgis.com/datasets/f18aa2001ae04a51998abb952f337370_0/about
- Almazroui, M., et al., Assessment of CMIP6 Performance and Projected Temperature and Precipitation Changes Over South America. *Earth Systems and Environment*, 2021. 5(2): p. 155-183.
- Amatulli, G., Garcia Marquez, J., Sethi, T., Kiesel, J., Grigoropoulou, A., Üblacker, M. M., ... & Domisch, S. (2022). Hydrography90m: A new high-resolution global hydrographic dataset. *Earth System Science Data*, 14(10), 4525-4550.
- Amigo, G., García, A., Ulloa, C., Milana, J.P. (2015) - Línea Base de la Criósfera en las Cuencas Alto-Andinas de la Región de Atacama, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena (Chile).
- Amphos 21. (2016). Diagnóstico de disponibilidad hídrica en cuencas altoandinas de la Región de Atacama, Fase 3. Dirección General de Aguas (DGA) (S.I.T. No 398). Ministerio de Obras Públicas. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/items/b721fba0-2e37-469f-a77d-3d5c4aaef66>. p.35-129.
- Anlauf, A., 2017. Greening the imperial mode of living? Socio-ecological (in)justice, electromobility, and lithium mining in Argentina. In: Pichler, M., Staritz, C., Küblbock, K., Plank, C., Raza, W., Ruiz Peyre, F. (Eds.), *Fairness and Justice in Natural Resource Politics*. Routledge, Londres & Nueva York, pp. 164e180. <https://doi.org/10.4324/9781315638058>
- Arias, P., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R., Krinner, G., Marotzke, J., ... & Zickfeld, K. (2021). *Climate Change 2021: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; technical summary*.
- Bobst, A.L., Lowenstein, T.K., Jordan, T.E., Godfrey, L.V., Ku, T.L., and Luo, S., 2001, A 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 173, p. 21–42.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garreton, C., Cepeda, J., Osses, A., Vasquez, N., & Rondanelli, R. (2018). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 20, page 19739. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2018EGUGA..2019739B/abstract>.
- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J. P., & Valdivieso, J. (2018). Projected hydroclimate changes over Andean basins in central Chile from downscaled CMIP5 models under the low and high emission scenarios. *Climatic Change*, 150(3), 131-147.
- Cahill, T.; Isacks. B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research. B. Solid Earth and Planets*. Vol. 97. No. 12. p. 17503-17529.

- Carrica, J. C., & Lexow, C. (2004). Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo napostá grande, provincia de buenos aires. *Rev.Asoc.Geol.Argent*, 59(2), 281-290.
- Castellón Saltori, G. (2024). Estratigrafía y caracterización hidrogeológica de la cuenca del Salar de Maricunga, región de Atacama, Chile. [Memoria para optar al título de Geóloga.]. Universidad de Atacama.
- Centro de Cambio Global UC (CCG-UC), (2022). Escenarios climáticos para Chile: evidencia desde el Sexto Informe del IPCC. Preparado por Sebastián Vicuña, David Morales-Moraga, Francisco Meza, Jorge Gironás, Luis Cifuentes, Pablo Marquet, Diego González, Rosario Chubretovic, J. Pablo Herane, Oscar Melo.
- Chong, G. 1984. Die Salare in Nordchile-Geologie, Struktur und Geochimie-Geotektonische Forschung, Vol. 67, 146 p. Stuttgart.
- Climate Watch. (s.f.). Emissions Scenario Pathways – Model 16. Recuperado el 24 de mayo de 2025, de <https://www.climatewatchdata.org/pathways/models/16>
- Coenthal, L.G., Boutt, D.F., Hynek, S.A., Munk, L.A., 2016. Regional groundwater flow and accumulation of a massive evaporite deposit at the margin of the Chilean Altiplano. *Geophys. Res. Lett.* 43, 8017–8025. <https://doi.org/10.1002/2016GL070076>.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C. F., & Tomlinson, A. (1993). Estudio geológico de la región de El Salvador y Potrerillos. *Serv. Nac. Geol., Min. Informe Registrado, IR-93-1*, 1-258.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Tomlinson, A. (1998). Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos No.7, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Tomlinson, A. (1998). Mapa Geológico de la Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No.7, escala 1:100.000. Santiago. p. 12 mapas escala 1:50.000. Santiago.
- Corporación Nacional Forestal (CONAF). (2025). Culmina el Censo de Flamencos: Encuentran pequeña colonia en el salar de Pedernales y preocupa tendencia a baja poblacional. *Ladera Sur*. <https://laderasur.com/articulo/censo-internacional-de-flamencos-hallazgos-identifican-colonia-con-fracaso-reproductivo-y-apuntan-a-una-tendencia-a-la-baja-de-poblaciones/#:~:text=zonas%20del%20pa%C3%ADs,-.Resultados,lugar%2C%20pero%20no%20fue%20as%C3%AD>.
- Corporación Nacional Forestal. (2024, 28 marzo). Monitoreo de CONAF confirma sobre 1.500 flamencos altoandinos en Salar de Maricunga. CONAF. <https://www.conaf.cl/monitoreo-de-conaf-confirma-sobre-1-500-flamencos-altoandinos-en-salar-de-maricunga/>
- Davies, B. J., Becker, R., Bhattacharjee, S., Bradley, S., King, O., Potter, E., Andrade, M., Ávila, F., Baiker, J.R., Bendle, J., Borrell, L., Bozkurt, D., Bravo, C., Buytaert, W., Calle, J., Carrivick, J.L., Cuadros-Adriazola, J., Curry, C.S., Drenkhan, F., Dussaillant, A., Dussaillant, I., Edwards, T., Falaschi, D., Fox, E., García, J-L., Gribbin, T., Gonzalez, M., Huss, M., InnesJones, L., Irrarazaval, I., Jones, J., Li, S., Masiokas, M., Matthews, T., Maussion, F., McNabb, R., Montoya, N., Nicholson, L., Paschalis, A., Pellitero, R., Perry, B., Pitte, P., Rabatel, A., Reid, B., Somos-Valenzuela, M., Soruco, A., Ticona, L., Velarde, F., Vuille, M., Ely, J. (2025). Policy brief: the future of the Andean water towers. Newcastle University, Newcastle, UK. 20 pp.
- De la Fuente, A., Niño, Y., (2010). Temporal and spatial features of the thermohydrodynamics of shallow salty lagoons in northern Chile. *Limnol. Oceanogr.* 55, 279–288. <https://doi.org/10.4319/lo.2010.55.1.0279>.
- Dickson, E., (2017). South America's Prospective - the Lithium Triangle. *Resource World*. <https://resourceworld.com/lithium-triangle/>. (Accessed 14 November 2021).
- Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas Pontificia Universidad Católica de Chile [DICTUC]. (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 : Etapa 2. Informe final. Parte X. Sistema Piloto III Región, Salares de Maricunga y Pedernales. En Dirección General de Aguas (N.º 460625). <http://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/123456789/6987>

- Dirección General de Aguas (DGA). (1987). Balance hídrico de Chile. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas. 35 mapas, 24 p., Santiago
- Dirección General de Aguas (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, Etapa 2. S.I.T. N° 195. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Estudios y Planificación
- Dirección General de Aguas (DGA). (2021). Plan Estratégico de Gestión Hídrica en la Cuenca de Maricunga. En Ministerio de Obras Públicas (N°485). <https://repositoriodirplan.mop.gob.cl/biblioteca/items/a87e5706-7417-4cbc-a6fb-65c09b401133/full>
- Dirección General de Aguas. (2013). Diagnóstico de disponibilidad hídrica en cuencas alto - andinas de la región de Atacama. En Dirección General de Aguas (S.I.T. No 329). Ministerio de obras públicas. <http://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/123456789/25992>
- Fornillo, B. (Coord.). (2019). Litio en Sudamérica: Geopolítica, energía y territorios. Buenos Aires: El Colectivo; CLACSO; IEALC - Instituto de Estudios de América Latina y el Caribe. ISBN 978-987-47280-0-5. (p. 187).
- Gajardo, A (2014). Potencial de litio en salares en el norte de Chile https://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2017/12/Potencial_de_Litio_en_Salares_de_ChileAnibalGajardo.pdf
- Gajardo, A. (2014). Potencial de Litio en salares del norte de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Ministerio de Minería, Gobierno de Chile. [Diapositivas de PowerPoint]. Recuperado de https://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2017/12/Potencial_de_Litio_en_Salares_de_ChileAnibalGajardo.pdf.
- Garcés, I. (2019). El salar de Maricunga al banquillo de los acusados. ResearchGate. https://www.researchgate.net/publication/332341860_El-salar-de-Maricunga-al-banquillo-de-los-acusados
- García . (2016). Inventario de glaciares, ambiente periglacial y otras reservas hídricas criosféricas de la III región de Atacama y áreas binacionales, para determinar las nuevas fuentes de agua. En Gobierno Regional de Atacama (FIC-1401).
- Giovanetti, V., & Aravena, D. (2025). Isoyetas de precipitación anual para Chile (1991-2020 y 2011-2020) derivadas de CR2MET: intervalos de 10 mm y 100 mm. (1.1) [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.15398963>
- Göbel, B. (2013). La minería del litio en la Puna de Atacama: interdependencias transregionales y disputas locales. *Iberoamericana*, 135-149.
- Hídrica Consultores Spa. (2021). Plan estratégico de gestión hídrica en la Cuenca de Maricunga: Resumen ejecutivo (S.I.T. N° 485). Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación.
- Houston, J. (2006). Evaporation in the Atacama Desert: An empirical study of spatio-temporal variations and their causes. *Journal of Hydrology*, 330(3-4), 402-412.
- Houston, J., Butcher, A., Ehren, P., Evans, K., Godfrey, L.V. (2011). The evaluation of brine prospects and the requirement for modifications to filing standards. *Economic. Geology* 106: 1225-1239.
- Hugonnet, R., et al., Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 2021. 592(7856): p. 726-731.
- Huss, M. and R. Hock, Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 2018. 8(2): p. 135-140.

- IPCC, 2023: Sections. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 35-115, doi: 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647) <https://worldoceanreview.com/en/wor-5/climate-change-threats-and-natural-hazards/climate-change-and-the-coasts/the-ipcc-scenarios/>
- IPCC, 2023: Sections. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 35-115, doi: 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647
- Induambiente. (2025, mayo 19). Codelco desarrollará proyecto de litio en el Salar de Maricunga en asociación con Río Tinto. Induambiente. <https://www.induambiente.com/actualidad/noticias/codelco-desarrollara-proyecto-de-litio-en-el-salar-de-maricunga-en-asociacion-con-rio-tinto>
- Iriarte D., Sergio (1999) Mapa hidrogeológico de la cuenca Salar de Maricunga: sector Salar de Maricunga, Región de Atacama [en línea]. Santiago. SERNAGEOMIN. Documentos de Trabajo n°013.
- Iriarte, S., Santibáñez, I., & 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. Pucon.
- Jaksic, F., Marquet, P., & González, H. (1997). Una perspectiva ecológica sobre el uso del agua en el Norte Grande. Estudios públicos, 68, 171-195. <http://biblioteca.cehum.org/handle/123456789/563>
- Johnson, J. (2009). Evaporación desde napas freáticas somera en cuencas endorreicas del altiplano chileno [Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile]. <https://repositorio.uc.cl/server/api/core/bitstreams/6b4e6568-6eca-46d3-af57-465c49b0f67d/content>
- Johnson, J. (2009). Evaporación desde napas freáticas someras en Cuencas Endorreicas del Altiplano Chileno [Tesis de Magíster, Pontificia Universidad Católica de Chile]. <https://www.proquest.com/openview/47ca93d610a28ef158f5e70d1815af40/1?pq-origsite=gscholar&cbl=51922&diss=y>
- Jonsson, HH, y Vonnegut, B. (1991). Aparato para mediciones de la conductividad eléctrica del agua de lluvia con alta resolución espacial y temporal. Revista de Meteorología y Climatología Aplicadas , 30 (8), 1220-1227.
- Latorre, C., Rech, J., Quade, J., Holmgren, C., Placzek, C., Maldonado, A., Vuille, M., & Rylander, K. (2005). Late quaternary history of the Atacama Desert. National Museum of Australia Press.
- Letelier, JA, O'Sullivan, J., Reich, M., Veloso, E., Sánchez-Alfaro, P., Aravena, D., ... & Morata, D. (2021). Modelo de arquitectura de yacimientos y modos de transferencia de calor en el sistema geotérmico El Tatio-La Torta, Andes centrales del norte de Chile. Geotermia , 89 , 101940.
- Lozano-Povis, A., Álvarez-Montalván, C., & Moggiano, N. El cambio climático en los andes y su impacto en la agricultura: una revisión sistemática. Sci Agropecu [Internet]. 2021 Mar 10 [cited 2021 Sep 10]; 12 (1): 101–8.
- Magaritz, M., Aravena, R., Pena, H., Suzuki, O., Grilli, A., 1990. Source of Ground Water in the Deserts of Northern Chile: Evidence of Deep Circulation of Ground Water from the Andes. Ground Water 28(4) p. 513–517
- Marazuela, M. A., Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., & Palma, T. (2019). Hydrodynamics of salt flat basins: The Salar de Atacama example. Science of the Total Environment, 651, 668-683.

- Marazuela, M., Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., & Palma, T. (2019). Hydrodynamics of salt flat basins: The Salar de Atacama example. *Science Of The Total Environment*, 651, 668-683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190>
- Mason, JL, y Kipp, KL (1998). Hidrología de las Salinas de Bonneville, noroeste de Utah, y simulación del flujo de agua subterránea y el transporte de solutos en el acuífero de salmuera superficial (n.º 1585). Servicio Geológico de Estados Unidos.
- Milana J, (2005) - Línea Base de la Criósfera: Línea base preliminar de: glaciares y permafrost. Informe interno. CEAZA- Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, La Serena (Chile), 134p.
- Millana, J. y Güell, A. (2008). Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glaciogénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (3): 310–325, 2008, p. 311. https://www.researchgate.net/publication/262551738_Diferencias_mecanicas_e_hidricas_del_permafrost_en_glaciares_de_rocas_glaciogénicos_y_criogénicos_obtenidas_de_datos_sísmicos_en_El_Tapado_Chile
- Minera Santa Rosa SCM, Exploración y Desarrollo de Recursos de Agua S.A., & EDRA S.A. (1998). Prospección Minera Lobo Marte Etapa II : Estudio Hidrológico del Salar de Maricunga. Minera Santa Rosa SCM. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/items/d27fe80d-5e66-4d15-903b-4b31e24dbdcc>
- Montgomery, E., Rosko, M., Castro, S., Keller, B., Bevacqua, P. 2003. Interbasin Underflow between Closed Altiplano Basins in Chile. *Ground Water* 41(4) p. 523–531.
- MOP – DGA. 1984. Balance Hidrológico Nacional, Regiones III y IV. Volumen 1.
- Morales, R., Blair, J. J., Jerez, B., & Lopez, M. (2021). Salares Andinos. *Ecología de saberes por la protección de nuestros salares y humedales*. Fundación Tanti. Pág 19.
- Moran, B. J., Boutt, D. F., McKnight, S. V., Jenckes, J., Munk, L. A., Corkran, D., & Kirshen, A. (2022). Las aguas subterráneas relictas y la sequía prolongada confunden las interpretaciones de sustentabilidad de agua y extracción de litio en tierras áridas.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. 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*, 21, 273-313.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S., & Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: Sintesis de la evolucion del Frente Volcanico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geology*, 22(2), 273-313.
- Mpodozis, C.; Iriarte, S.; Gardeweg, M.; Valenzuela, M. (2012). Carta Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 145: 30 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Muñoz, J., & Pardo, J. F. M. (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 : etapa 2. Informe final. Parte X. Sistema piloto III Región, Salares de Maricunga y Pedernales. En Dirección General de Aguas (DGA) (S.I.T. N°195). Ministerio de Obras Públicas. <http://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/123456789/6987>
- Norini, G., Baez, W., Becchio, R., Viramonte, J., Giordano, G., Arnosio, M., et al. (2013). The Calama-Olacapato-El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics*, 608, 1280–1297. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.013>
- Onyutha, C. (2021). Trends and variability of temperature and evaporation over the African continent: Relationships with precipitation. *Atmósfera*, 34(3), 267-287.

- Payano-Almánzar, R., y Dionizis, D. (2020). Estimación de la evaporación directa de aguas subterráneas mediante lisímetros en la cuenca del Salar de Pedernales, Altiplano chileno. *Acta universitaria*, 30.
- Poveda, G., et al., High Impact Weather Events in the Andes, in *Frontiers in Earth Science*. 2020. p. 162-162.
- Proyecto Blanco. 2018. Estudio de impacto ambiental “Proyecto Blanco”. Minera Salar Blanco Sociedad Anónima. Aprobado en febrero 2020. <https://infofirma.sea.gob.cl/DocumentosSEA/MostrarDocumento?docId=63/ee/fcec836b803648c845234fa52e369e800d23>
- RGI 7.0 Consortium, Randolph Glacier Inventory - A Dataset of Global Glacier Out lines, Version 7.0, N.N.S.a.I.D. Center, Editor. 2023: Boulder, Colorado USA.
- Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas, I, II, III Regiones, Chile. Technical Report S.I.T. No. 51, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.
- Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (2003). The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*, 249–293.
- Romero, H., Smith, P., Mendonça, M., & Méndez, M. (2013). Macro y mesoclimas del altiplano andino y desierto de Atacama: desafíos y estrategias de adaptación social ante su variabilidad. *Revista de Geografía Norte Grande*, (55), 19-41.
- Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M., & Meseguer-Ruiz, Ó. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 13(2), 66-73.
- Salazar, C., Rojas, L. y Lillo Zenteno, A. (2001). Estimación de Requerimientos Hídricos de Humedales del Norte de Chile.
- Scafetta, N. (2024). Impacts and risks of “realistic” global warming projections for the 21st century. *Geoscience Frontiers*, 15(2), 101774.
- Scheihing, KW, Moya, CE, Struck, U., Lictevout, E. y Tröger, U. (2017). Reevaluación de los procesos hidrológicos que controlan los trazadores de isótopos estables en aguas subterráneas del desierto de Atacama (norte de Chile). *Hidrología*, 5 (1), 3.
- Segovia, A. (2015). Glaciares en el Sistema Nacional de Áreas Silvestres Protegidas por el Estado (SNASPE). *Investigaciones Geográficas: Una Mirada Desde El Sur*, (49), Pág. 51–68. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2015.37513>
- SERNAGEOMIN. (2013). Compilación de informes sobre: Mercado internacional del litio y El potencial de litio en salares del norte de Chile. Registro de Propiedad Intelectual N° 238.164 https://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2017/09/Mercado-Internacional_Potencial-del-Litio-en-salares-del-norte-de-chile.pdf
- Shen, Y., & Chen, Y. (2010). Global perspective on hydrology, water balance, and water resources management in arid basins. *Hydrological Processes: An International Journal*, 24(2), 129-135. <https://doi.org/10.1002/hyp.7428>
- Stoertz, G. E., & Ericksen, G. E. (1974). Geology of salars in northern Chile. In US Geological Survey professional paper; 811. US Gov. Print. Off..
- Stoertz, G. E., & Ericksen, G. E. (1974). Geology of salars in northern Chile (Vol. 811). US Government Printing Office.
- Struckmeier, W. & Margart, J. (1995). Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend. *International Contributions to Hydrogeology*. Volumen 17. 129 págs.
- Tassara, A. 1997. Geología del Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Informe Registrado, IR-97-10: 33 p., 1 mapa escala 1:50.000.

- TECK-MDO. (1998). Estudio hidrológico del Salar de Maricunga. TECK-MDO. En: http://bibliotecadigital.ciren.cl/bitstream/handle/123456789/6548/MMA-HUM2_0069_v2.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- UNESCO (1982) Guía Metodológica para la elaboración del Balance Hídrico de América del Sur. Montevideo, Uruguay
- Urzua, L., Powell, T., Cumming, W. B., & Dobson, P. (2002). Apacheta, a new geothermal prospect in northern Chile.
- United Nations. (s. f.). ¿Qué es el cambio climático? | Naciones Unidas. <https://www.un.org/es/climatechange/what-is-climate-change>
- Valenzano, J. P. (2021). Propuesta de protección de glaciares, según los casos de estudio en la zona norte y centro del país [Memoria para optar al título de Geógrafo, Universidad de Chile]. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/188393>
- Valqui, M., Caziani, S. M., Rocha-O, O., & Rodriguez-R, E. (2000). Abundance and distribution of the South American altiplano flamingos. *Waterbirds*, 110-113.
- Van der Hammen, T., Stiles, G., Rosselli, L., Chisacá Hurtado, M. L., Ponce de León, G. C., Guillot Monroy, G., & Rivera Ospina, D. (2008). Protocolo de recuperación y rehabilitación ecológica de humedales en centros urbanos. Secretaría Distrital de Ambiente.
- Vargas, J., De, L., & José Luis Arumí. (2012). Balance hídrico mensual de una cuenca Patagónica de Chile: Aplicación de un modelo parsimonioso. *Obras Y Proyectos*, 12, 32–41. <https://doi.org/10.4067/s0718-28132012000200003>
- Vuille, M. (1996). Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. University of Berne, Inst. of Geography.
- Veloso, E. E., Tardani, D., Elizalde, D., Godoy, B. E., Sánchez-Alfaro, P. A., Aron, F., ... & Morata, D. (2020). A review of the geodynamic constraints on the development and evolution of geothermal systems in the Central Andean Volcanic Zone (18–28 Lat. S). *International Geology Review*, 62(10), 1294-1318
- Warren, J. K. (2010). Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98(3-4), 217-268.
- Wood, W.W., Sanford, W.E., (1990). Ground-water control of evaporite deposition. *Econ. Geol.* 85, 1226–1235. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.6.1226>.
- Worley Parsons & Flo Solutions. (2019). Definitive feasibility study of MSB Blanco lithium carbonate project (Technical Report N° 209020-00049-0000-GE-TEN-0001).
- Yechieli, Y., Wood, W.W., 2002. Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes. *Earth Sci. Rev.* 58, 343–365. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00067-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00067-3).
- You, G., Arain, M. A., Wang, S., Lin, N., Wu, D., McKenzie, S., ... & Gao, J. (2019). Trends of actual and potential evapotranspiration based on Bouchet's complementary concept in a cold and arid steppe site of Northeastern Asia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 279, 107684.
- Zentilli, M. (1975). Geological evolution and metallogenetic relationships in the Andes of northern Chile between 26° and 29° South. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, Argentina. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/284939021_Geological_Evolution_and_Metallogenetic_Relationships_in_the_Andes_of_Northern_Chile_between_26_and_29_South

CAPÍTULO IX: ANEXOS

Tabla N°2.2 Tipos de salares, composición química de la salmuera en la región del Altiplano-Puna (Extraído y modificado de Houston., 2011)

Salar	Área (km 2)	Elevación(ms.n.m)	PMA(mm)	Tipo de Salar	Tipo de Salmuera	Cl*	Li*	K*	B*
Uyuni	10.000	3.653	150	Inmaduro	Na-Cl-SO4	190	0.42	8.7	0.24
Atacama	2.900	2.300	25	Maduro	Na-Cl-Ca/SO4	210	2.55	27.4	0.82
Olaroz-Cauchari	550	3.900	130	-	Na-Cl-SO4	180	0.71	5.9	1.09
Salinas Grande	2.500	3.400	180	Inmaduro	Na-Cl-Ca/SO4	190	0.78	9.8	0.23
Rincón	280	3.740	63	En gran parte maduro	Na-Cl-SO4	195	0.40	7.5	0.33
Arizaro	1.600	3.500	50	Inmaduro	Na-Cl-SO4	190	0.08	4.0	0.12
Pocitos	435	3.660	60	Inmaduro	Na-Cl-SO4	170	0.09	4.8	1.32
Antofalla	540	3.580	-	?Inmaduro	Na-Cl-SO4	166	0.32	4.7	10.380
Hombre Muerto W	350	3.750	77	Maduro	Na-Cl-SO4	195	0.68	6.3	2.06
Hombre Muerto E	280	3.750	77	Inmaduro	Na-Cl-SO4	140	0.78	8.9	0.62
Maricunga	90	3.760	35	Mezcla	Na-Cl-Ca/SO4	204	1.05	8.9	0.79

Abreviación: PMA= precipitación media anual. *(valores típicos en g/l)